

**Erläuterungen zur Geologischen Karte
der Hafnergruppe**

(Blatt Muhr, Ö. K. 156 – Südteil, 1 : 25.000)

von

Christof EXNER

Beilagen:

Geologische Karte der Hafnergruppe (2 Teile, 1 : 25 000)

Anschrift des Verfassers:

Prof. Dr. Christof Exner
Institut für Geologie der Universität Wien
Universitätsstraße 7
A-1010 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	29	S. 41–74	Wien, Nov. 1983
---------------------------------------	----	----------	-----------------

Inhalt

1. Zusammenfassung, Summary, Résumé	42
2. Geographische Situation und Umwelt	45
3. Erforschungsgeschichte	46
4. Zur Herstellung der geologischen Karte der Hafnergruppe	47
5. Tektonische Übersicht	48
6. Gesteine und Schichtfolge	50
6.1. Reste des Altkristallins in den Hohen Tauern	50
6.2. Zentralgneis	53
6.3. Zentrale Schieferhülle	55
6.4. Silberekserie	56
6.5. Periphere Schieferhülle der Hohen Tauern	60
6.6. Nordrahmenzone des Tauernfensters	64
6.7. Unterostalpin nördlich der Mur	65
6.8. Katschbergzone	66
6.9. Altkristallin des Nockgebietes	67
6.9.1. Quartär	68
7. Die übrigen Zeichen der Legende zur geologischen Karte	69
8. Druckfehlerberichtigung zur geologischen Karte	72
9. Literatur	72

1. Zusammenfassung

Die geologische Karte der Hafnergruppe 1 : 25.000 enthält einen Ausschnitt des östlichsten Teiles des Tauernfensters zwischen Hochalmspitze im S und Radstädter Tauern im N. Der SW-Teil der Karte wird von penninischen Granitoiden (Zentralgneis), ihrem Alten Dach (Paragneise, Amphibolite, Migmatite) und den Resten transgressiver Glimmerschiefer (Oberkarbon-Perm und ? Jüngerer, zentrale Schieferhülle) eingenommen. Die alpidische Tektonik der Granitoide weist triklinale Symmetrie auf. Die Haupt-Faltenachse streicht NW. Jüngere Faltenachsen streichen N-S und NNE. Das Alte Dach des Göß-Gneiskernes bildet die tiefste tektonische Einheit und formt das Halbfenster im Maltatal. Darüber folgt die Tonalitgneisdecke. Auf dieser lagert der große zusammenhängende Granitgneiskörper Hochalm-Hölltor-Rotgülden. Sein Altes Dach baut die fächerförmige Synkline des Hafners und die Findelzone auf.

Am N-, NE-Rand und im äußersten SE des Hölltor-Rotgülden-Gneiskernes blieb die autochthone transgressive Sedimentserie (Oberkarbon/Perm bis Unterkreide) erhalten. Sie führt den Namen Silberekserie und zeichnet sich durch mächtige penninische Permo-Trias und eugeosynklinale Fazies der Bündnerschiefer (Lias bis Unterkreide) mit Breccien, Grünschiefern und fraglichen Radiolariten aus. Die paraautochthone Mureckgneisdecke wurzelt im Hölltor-Rotgülden-Gneiskern und überlagert die Silberekserie.

Das Deckensystem der Oberen Schieferhülle (Piemontese-Trog, Südpenninikum) wurde weit von S über die bisher genannten tektonischen Einheiten tangential transportiert. An seiner Basis befinden sich Paragneise, Amphibolite und Migmatite der Storz- und Kareckserie. Die Storzserie nimmt infolge flacher Lagerung ein großes Areal im E-Teil der geologischen Karte der Hafnergruppe ein und bildet eine Stirnlamelle N Mureckgneisdecke. Die periphere Schieferhülle besteht an ihrer Basis vorwiegend aus Schwarzschiefern (Oberkarbon/Perm, teilweise auch ? Bündnerschiefer) der Murtörlserie, welche nach W teilweise in den mittleren Schwarzphyllitzug der geo-

logischen Umgebungskarte von Gastein weiterstreicht. Die darüberfolgende Schrovinserie stellt die Fortsetzung der Seidlwinkl-Permo-Trias dar. Der Lias der Brennkogelserie ist nur reduziert vorhanden. Darüber folgen die Bündnerschiefer der Glocknerserie (Jura bis Unterkreide). 2 höhere tektonische Schuppen der peripheren Schieferhülle im N-Teil der geologischen Karte lassen Trias an der Basis und darüber mächtige Bündnerschiefer der Glocknerserie mit Serpentiniten und Grünschiefern erkennen (Marislwand- und Zederhausschuppe).

Über der peripheren Schieferhülle folgen Randserien, die aus dem Grenzbereich Pennin/Unterostalpin der Matreier Zone stammen. Als Nordrahmenzone enthalten sie penninische und unterostalpine Schichtglieder mit mächtigen unterkretazischen Schwarzschiefern und Grünphylliten (teilweise Tuffiten), Schollenzügen von Permo-Trias und mächtigen jurassischen polygenen Breccien. In der Katschbergzone finden sich nur geringe Reste der Matreierzone-Nordrahmenserie. Typisches Unterostalpin der Radstädter Tauern baut im N der geologischen Karte der Hafnergruppe die tektonischen Walzen des Weißecks und der Riedingspitze mit Twenger Kristallin und fossilführendem Permo-Mesozoikum auf. Neben reduzierten Resten dieser Schichtglieder sind in der Katschbergzone altpaläozoischer unterostalpiner Quarzphyllit mit silurischen Karbonatschollen, Diaphthoriten und Myloniten entwickelt. An der SE-Ecke der geologischen Karte der Hafnergruppe findet man das Altkristallin der Ostalpinen Decke, welche über das Penninikum und Unterostalpin des Tauernfensters aufgeschoben ist. Es handelt sich um phyllitischen Glimmerschiefer, Amphibolit und Paragneis des Nockgebietes (Muralpen).

Summary

The geological map of the Hafner-group contains a sector of the Eastern part of the window of the Hohe Tauern between Hochalm Spitze in the S and Radstädter Tauern in the N. The SW-part of the map comprises pennine granitoids (centralgneiss), their old roof (paragneisses, amphibolites, migmatites) and the remnants of transgressif micaschists (Upper Carboniferous/Permian and ? younger, zentrale Schieferhülle). The alpine tectonics of the granitoids exhibit triline symmetry. The main fold-axes trend NW. Younger fold-axes trend N-S and NNE. The old roof of the Göss-dome forms the deepest tectonic unit and shapes the half-window of the Malta valley. Over that follows the nappe of tonalite-gneiss. Over this rests the large and coherent granite-gneiss-body Hochalm-Hölltor-Rotgülden. Its old roof builds the fan-shaped syncline of Hafner and the zone of Findel.

Along the N- and NE-border and along the outermost SE of the gneiss-dome Hölltor-Rotgülden the sedimentary serie (Upper Carboniferous/Permian till Lower Cretaceous) is preserved in an autochthoneous and transgressif position. It is called Silbereck-serie and is composed by mighty pennine Permo-Trias and by eugeosynclinal Bündnerschiefer (Liassic till Lower Cretaceous) with breccias, greenschists and dubious radiolarites. The parautochthoneous nappe of Mureck-gneiss is overthrust upon the Silbereck-serie and has its root on the gneiss-dome Hölltor-Rotgülden.

The unit of nappes of Obere Schieferhülle (Piemontese-unit, S-Pennine-zone) is transported tangentially upon the former tectonic units by far-S. On its base there are paragneisses, amphibolites and migmatites of Storz- and Kareck-serie. The Storz-serie occupies a large area on the Eastern part of the geological map of Hafner-group in consequence of its rather horizontal position. It forms a lamina on the N-front of the nappe of Mureck-gneiss. The peripheral Schieferhülle is composed at its base

mainly of blackschists of the Murtörl-serie (Upper Carboniferous/Permian, partially also ? Bündnerschiefer). Their striking Western continuation is partially the Median blackphyllite of the geological map of the surroundings of Gastein. Over that the Schrovlin-serie makes the continuation of the Seidlwinkl-Permo-Trias. The Lias of Brennkogel-serie is rather reduced. Over them follow the Bündnerschiefer of the Glockner-serie (Jurassic till Lower Cretaceous). In the Northern part of the geological map there are two higher nappes of peripheral Schieferhülle with Trias at the base and over that with mighty Bündnerschiefer of Glockner-serie with serpentinites and green-schists (nappe of Marislwand and Zederhaus).

The serie of the limit Pennine/Lower Austroalpine is found above the unit of the nappes of Obere Schieferhülle (Nordrahmenzone, Katschbergzone, Matreierzone). In the Northern part of the map it is composed of pennine and lower austroalpine beds with mighty Lower Cretaceous blackschists and green phyllites (partially tuffites), Permo-Triassic lenses and thick Jurassic polygene breccias. This serie is very reduced in the Katschberg-zone. Typical Lower Austroalpine of the Radstädter Tauern forms the tectonic cylinders of Weißeck and Riedingspitze in the Northern part of the geological map of Hafner-group, composed of crystalline of Tweng and fossiliferous Permo-Mesozoic. In the zone of Katschberg are developed the remnants of these beds and especially lower austroalpine quartzphyllites of Lower Paleozoic age with Silurian carbonatites, diaphthorites and mylonites. In the SE corner of the geological map one finds the old crystalline of the austroalpine nappe which is overthrust above the Pennine and Lower Austroalpine of the window of Hohe Tauern. There are phyllitic micaschists, amphibolites and paragneisses of the region of Muralpen (Nockgebiet).

Résumé

La carte géologique du massif du Hafner comprend un secteur de la partie orientale de la fenêtre des Hohe Tauern entre la Hochalm Spitze au S et les Radstädter Tauern au N. La partie SW de la carte montre des granitoides penniques (gneiss centrales), leur couverture ancienne (gneiss para, amphibolites, migmatites) et les restes de mica-schistes transgressifs (Carbonifère supérieur — Permien et ? des niveaux plus jeunes, couverture centrale). La tectonique alpine montre une symétrie tricline. L'axe principale des plis est orientée vers le NW. Des axes des plis plus jeunes sont orientées au N-S et au NNE. La couverture ancienne du dôme gneissique de Göss constitue l'unité tectonique la plus profonde et façonne la demi-fenêtre de la vallée de Malta. Au-dessus suit la nappe de tonalite. Au-dessus de celle-ci s'étend le grand complexe gneissique cohérent de Hochalm-Hölltor-Rotgülden. Sa couverture ancienne forme le synclinal en éventail du Hafner et la zone de Findel.

La série sédimentaire (Carbonifère supérieur/Permien jusqu'au Crétacé inférieur) est conservée sur le bord N, NE et extrême SE du dôme gneissique Hölltor-Rotgülden dans une position autochthone et transgressive. Elle s'appelle série de Silbereck et se compose d'un Permo-Trias épais en faciès pennique et des schistes lustrés eugéosynclinaux (Lias jusque Crétacée inférieure) avec des brèches, schistes verts et des radiolarites douteuses. La nappe autochthone du gneiss de Mureck est racinée au dôme Hölltor-Rotgülden et chevauche la série de Silbereck.

L'unité des nappes de Obere Schieferhülle (zone piemontaise ou pennique méridionale) se trouve sur les unités tectoniques jusqu'ici nommées. Elle est transportée tangentiellement sur une grande distance du S au N. A sa base il y a des gneiss para, amphibolites et migmatites des séries de Storz et de Kareck. La série de Storz s'étend

sur une large superficie de la partie orientale de la carte géologique du massif de Hafner en conséquence de sa position assez horizontale. Elle fait une lamella frontale au N de la nappe du gneiss de Mureck. La base de la couverture périphérique se compose des schistes noirs de la série du Murtörl (Carbonifère supérieure/Permien, en partie aussi ? schistes lustres). Sa prolongation occidentale est en partie constituée par des phyllades noires Médianes de la carte géologique des environs de Gastein. Au-dessus de celle-ci la série de Schrovín fait la continuation du Permo-Trias de Seidlwinkl. Le Lias de la série du Brennkogel est assez réduit. Au-dessus suivent les schistes lustrés de la série du Glockner (Jurassique jusque Crétacée inférieure). Dans la partie N de la carte géologique au-dessus il y a deux écaillés tectoniques de la couverture périphérique avec Trias à la base et des schistes lustrés épais de la série du Glockner avec des serpentinites et des schistes verts (écaillé de Marislwand et de Zederhaus).

La série de la limite Pennique/Austroalpin Inférieur se trouve au-dessus de l'unité des nappes de Obere Schieferhülle (Nordrahmenzone, Katschbergzone, Matreierzone). Dans la partie N de la carte elle se compose de couches penniques et austroalpines inférieures avec des épais schistes noirs, Crétacé inférieur, phyllades vertes (en partie tuffites), des écaillés Permo-Triassiques et des épaisses brèches polygènes Jurassiques. Cette série est très réduite dans la zone de Katschberg. L'Austroalpin Inférieur typique des Radstädter Tauern forme les cylindres tectoniques du Weißbeck et de la Riedingspitze dans la partie N de la carte géologique du massif du Hafner, consistant en cristallin de Tweng et en Permo-Mésozoïque fossilifère. Dans la zone de Katschberg sont développés des restes de ces couches et en particulier des phyllades quartzifères Paléozoïques inférieures avec des carbonatites Siluriennes, des diaphorites et des mylonites. Au coin SE de la carte, on trouve le cristallin ancien de la nappe Austroalpine qui est chevauchée au-dessus du Pennique et du Austroalpin Inférieur de la fenêtre des Hohe Tauern. Il s'agit des micaschistes phylladeux, des amphibolites et des gneiss para de la région des Muralpen (Nockgebiet).

2. Geographische Situation und Umwelt

Die Hafnergruppe befindet sich am E-Ende der Hohen Tauern in den Bundesländern Salzburg und Kärnten. Im N gehören Zederhaus- und oberstes Murtal zu Salzburg (Lungau), im S Liesertal (Pölla) und Maltatal zu Kärnten. Der Große Hafner (3076 m) bildet eine markante Erhebung am generell WNW–ESE verlaufenden Grenz-kamm beider Bundesländer.

Vor einigen Jahrzehnten war die Hafnergruppe ein umständlich zugängliches Jagdrevier mit Gemsrudeln, oft zu 80 Tieren auf einem Fleck, mit Rotwild, ehrfurchtsgebietenden Förstern, einer dichten, ungemein gastfreundlichen Almbevölkerung und seltenen Touristen. Zu Beginn meiner geologischen Arbeit im Sommer 1935 wurde die Kattowitz Hütte S vom Hafner gebaut. N vom Hafner träumte der Untere Rotgüldensee, einer der schönsten Alpenseen, in naturbelassenem Zustand unter einem Hain uralter Lärchen, wo das nur auf Fußpfaden aus dem Tal zugängliche Jagdhaus stand, in dem der Jäger Stolzlechner mit langem Barte dem bescheiden anklopfenden Touristen ein Matratzenlager am Dachboden zur Nächtigung überließ. Es war die Zeit, die man heute romantischen Alpinismus nennt und die ich als Jüngling in vollen Zügen erlebte.

Von den Tallandschaften hat besonders das rückwärtige Liesertal (Vordere, Hintere Pölla und Lanisch) den stillen Charakter bewahrt. Hier gab es niemals eine Alpenvereinshütte, keine markierten Übergänge zum Malta- und Rotgüldental; auch die Ab-

leitung der obersten Lieser durch den Lieserstollen zum Malta-Kraftwerk hat keinen großen landschaftlichen Schaden verursacht.

Durch das lieblichste und schönste Tal des Lungaus, nämlich das Zederhaustal, dröhnen und schrillen heute Tag und Nacht die Motorfahrzeuge auf der um das Jahr 1979 eröffneten Tauern-Autobahn. Im hinteren Murtal wird derzeit ein Kraftwerk errichtet mit Straßenbau zur Sticklerhütte und zum Unteren Rotgüldensee. Das Maltatal, vor drei Jahrzehnten nur auf einem Saumpfad über Trippelsteine im Sumpfgebiet und auf urtümlichen Holzstegen über die Bäche begehbar, vermittelt heute mit der Mautpflichtigen Maltatal-Autostraße bis zu dem Massen-Parkplatz neben der Krone der 200 m hohen Kölnbrein-Staumauer der Malta-Kraftwerksgruppe Sommertouristen aus aller Welt bequemen Anschauungsunterricht und Bergfreude im Hochgebirge. Nach Eröffnung der Maltatal-Autostraße und des genannten Parkplatzes um das Jahr 1978 wurde im Sommer 1982 bereits der einmillionste Autotourist bei der Kölnbreinsperre in Seehöhe 1900 m in der hehren Hochgebirgslandschaft zu Füßen des mächtigen Granitgneismassives der Hochalmspitze und der dunklen Amphibolit-Wände der Schwarzhörner und des Ankogels feierlich geehrt.

Es ist kein Wunder, daß angesichts dieses Trubels in den Tälern, Dörfern und Hütten junge Geologen die Romantik des Bergsteigens im Himalaya, in den Anden, oder sonst wo ferne der österreichischen Alpen suchen. Andererseits erinnere ich mich eines Ausspruches, den der verewigte Professor Bruno SANDER in Innsbruck einmal mir gegenüber mit etwa folgenden Worten getan hat: „Österreich ist so reich an geologisch vorzüglich aufgeschlossenen Gegenden, voll von interessanten und noch ungelösten geologischen Problemen. Diese Beobachtungsmöglichkeiten im eigenen Lande könnten von österreichischen Geologen mehr genützt werden“.

Am Berge und in einsamen Seitentälern und Karen der Hafnergruppe findet man sich auch heute noch im Zwiegespräch der großartigen Natur mit den ungelösten geologischen Denkproblemen, die sie uns aufgibt.

3. Erforschungsgeschichte

Die Hafnergruppe wird zwar gerne in Publikationen über Bau und Entwicklungsgeschichte der Ostalpen als Testobjekt für die scheinbare Bestätigung jeweils florierender geologischer Hypothesen herangezogen, wurde aber bisher selten gründlicher geologisch untersucht.

Die anscheinend zu wenig erforschten Zentralgneis-Decken mit ihren Schieferhüllen werden gerne als deus ex machina zur mirakelhaften Scheinlösung in akademischen Vorstellungen herangezogen (Raumverengung während der Tektogenese des alpidischen Orogens. Kontraktionstheorie, Plattentektonik etc.). Beispiele dieser Art gibt es seit KOBERS hypothetischer Anwendung des Zylindrismus auf die Gneisdecken der Hafnergruppe und der gesamten östlichen Hohen Tauern in vielen Schriften seit 60 Jahren. Ein besonders phantasievoller Anonymus konstruiert zum Beispiel im Jahre 1982 im Querschnitt durch die Ostalpen unter der namentlich eingezeichneten Hochalmspitze nicht weniger als sieben Zentralgneisdecken mit trennenden Schieferhüllen. Das Ganze ist wie ein Turm von Blätterteig N-vergent über den S-Ausläufer der Böhmischen Masse vorgeglitten. In der Erläuterung dazu steht geschrieben: „Der geologische Schnitt durch Österreich wird von der Kuppel der Hohen Tauern beherrscht. Diese hat sich auf die weit gegen Süden reichende Böhmische Masse geschoben . . .“ (H. A. KOLLMANN et al. 1982, p. 4–5). Die spärlichen geringmächtigen Ultrabasite und Grünschiefer der peripheren Schieferhülle werden heute gerne als Reste ozeani-

scher Kruste eines etwa 2.000 km breiten Tethys-Ozeanbodens gedeutet.

Gegenüber diesen Phantasiegebilden sind die wirklichen geologischen Leistungen in der Hafnergruppe, was tatsächliche Beobachtung und kritische Interpretation anbelangt, seltene Ereignisse. Die wichtigsten seit der Jahrhundertwende seien kurz genannt:

Nachdem P. TERMIER (1903) die Idee des Tauernfensters geschaffen hatte, führte F. BECKE (1908, 1909) petrographische und geologische Untersuchungen in der Hafnergruppe durch. V. UHLIG (1909) zeichnete durch die Hafnergruppe das erste Deckenprofil des mittleren Teiles der Ostalpen. In diesem Profil unterscheidet er bereits drei Decken des „leontinischen“ Zentralgneises. Die Unterste wurzelt im N und trägt als Schieferhülle die Silbereckserie. Die Mittlere wird als „Hochalmkern“ bezeichnet, weist den Übergang von der Wurzel im Gebiet der Hochalmspitze zur Decke (Gneis über der Silbereckserie) auf und trägt die periphere Schieferhülle. Die Südlichste (Gneislamelle des Rauriser Sonnblicks) bildet eine N-vergente Antiklinale zwischen Mallnitzer Mulde und südlicher Wurzelzone der Schieferhülle. L. KOBER (1922) nannte diese Decken „penninisch“, bezeichnete sie als: Ankogel-, Hochalm- und Sonnblickdecke, konstruierte achsiale Kulminationen und Depressionen des Deckenbaues und förderte den stratigraphischen Vergleich der Schieferhülle mit entsprechenden Schichtgliedern der penninischen Zone der Westalpen (Oberkarbon, Perm-Trias und Bündnerschiefer).

F. ANGEL (F. ANGEL & R. STABER 1937, 1952) setzte die petrographische und geologische Untersuchung von F. BECKE fort, beschrieb die prächtigen Migmatite der Hafnerzone und schuf erstmals eine farbige petrographisch-geologische Karte des Ankogel-Hochalm-Gebietes 1 : 50.000. O. M. FRIEDRICH (1934, 1935) führte Erzlagerstättenkundliche Arbeiten aus. S. PREY (1938) gliederte die periphere Schieferhülle im oberen Murtal und entdeckte das Twenger Kristallin S Riedingspitze.

F. THALMANN (1962, 1963) untersuchte im oberen Murtal den Rand des Zentralgneises, die periphere Schieferhülle und das unterostalpine Permo-Mesozoikum des Weißecks zwischen Mur- und Zederhaustal, wobei er die stratigraphischen Ergebnisse von E. CLAR und A. TOLLMANN in den Radstädter Tauern zum Vergleich heranziehen konnte. Im südlich an die Hafnergruppe anschließenden Gebiet führten E. R. OXBURGH und seine Schüler (R. A. CLIFF et al. 1971) petrologische, geologische und radiometrische Untersuchungen durch. Bedeutende, vorwiegend technisch-geologische Erfahrungen gewannen E. CLAR & W. DEMMER (1979) und Mitarbeiter während des Baues der Kraftwerksgruppe Malta. Neue Synthesen über den Bau des Tauernfensters und der Hafnergruppe lieferten A. TOLLMANN (1977, 1980) und O. THIELE (1980).

4. Zur Herstellung der geologischen Karte der Hafnergruppe

Nach geologischen Studien im vorliegenden Gebiet in den Jahren 1935 bis 1938 im Rahmen meiner Doktorarbeit, wurde ich im Jahre 1939 sowie in den Jahren 1960 bis 1973 und 1979, 1980 als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt zur geologischen Kartierung des S-Abschnittes von Kartenblatt 156 Muhr (S Zederhaustal) herangezogen. Mit dem Abschluß der geologischen Karte wartete ich bis zur Fertigstellung der Bauarbeiten der Kraftwerksgruppe Malta, welche sehr wesentliche neue geologische Aufschlüsse brachten.

Die Reinzeichnung der geologischen Karte 1 : 25.000 auf Grund meiner Manuskript-Aufnahmekarten 1 : 10.000 führte ich eigenhändig im Winter 1980/81 durch. Dabei

habe ich mich bemüht, eine verständliche Legende und ein nicht überlastetes Kartenbild herzustellen, indem ich viel wegließ, was auf meinen Manuskriptkarten enthalten ist und dort in Zukunft eingesehen werden kann.

Da die Herausgabe des geologischen Kartenblattes 156 Muhr 1 : 50.000 gegenwärtig noch nicht möglich ist, erteilte mir die Direktion der Geologischen Bundesanstalt die Genehmigung, den von mir bearbeiteten Teil dieses Kartenblattes vorläufig selbständig zu publizieren.

Diese Genehmigung habe ich besonders deshalb gerne angenommen, weil die gesamten wissenschaftlichen Daten (Petrographie, Tektonik etc.) bereits in den beiden Monographien über die Geologie der peripheren und der zentralen Hafnergruppe (EXNER 1971 und 1982) veröffentlicht sind und durch die Benützung der zugehörigen geologischen Karte ihren natürlichen Rahmen erhalten.

Unser technischer Zeichner, Herr Leo LEITNER, besorgte in vorzüglicher Weise die Drucklegung.

Möge die geologische Karte der Hafnergruppe 1 : 25.000 dazu beitragen, jüngere Geologen in die großartigen Strukturen dieser Gebirgsgruppe einzuführen und neue Forschungen anregen.

Schon in meinen beiden Monographien und auch im folgenden Erläuterungstext zur Karte bemühe ich mich, die noch offen gebliebenen geologischen Probleme zu markieren. Hier werden meine Nachfolger in dieser Gebirgsgruppe voraussichtlich einsetzen und ich wünsche den nachfolgenden Geologen ein herzliches Glück auf !

5. Tektonische Übersicht

Das Nebenkärtchen auf Teil 1 der geologischen Karte der Hafnergruppe (rechts) bringt die kartenmäßige Übersicht. Die Profile sind in den beiden Monographien (EXNER 1971, 1982) enthalten.

Die Hafnergruppe befindet sich nahe dem E-Rande des Tauernfensters. Nur die SE-Ecke der Karte beinhaltet noch den Fensterrand und ein winziges Stück der über den Tauerngesteinen lagernden großen Schubmasse des Altkristallins der Ostalpinen Decke (Altkristallin des Nockgebietes).

Der innere und tiefere Bereich innerhalb des Tauernfensters besteht in der zentralen Hafnergruppe der Karte aus einer Wechselfolge von penninischen Gneisen (Reste des Altkristallins in den Hohen Tauern, Zentralgneis) und Schieferen (zentrale Schieferhülle, Silbereckserie), welche zahlreiche, auch heute noch vielfach ungelöste stratigraphische und tektonische Probleme aufgeben. Es handelt sich um den NE-Sektor des „Hochalm–Ankogel-Massives“, welches L. KOBER (1922) in zwei alpidische Decken auflöste (Ankogel- und Hochalmdecke). Ich bemühte mich, die tektonischen Detailkörper unter Berücksichtigung der Querstrukturen (N-S streichende Faltenachsen) herauszuarbeiten. KOBER's Deckengliederung fußte auf der theoretischen Annahme konstant W-E streichender Faltenachse, die in der Hafnergruppe nach E eintaucht (Zylindrismus im Stile E. ARGAND's, welcher tatsächlich, z. B. im Simplongebiet der Westalpen weitgehend verwirklicht ist). Unter Anerkennung der teilweisen Gültigkeit des Zylindrismus auch für die Hafnergruppe, muß aber hier der tatsächlich beobachtbare Faltenachsen-Bauplan berücksichtigt werden. Siehe Eintragung der Lineation auf der geologischen Karte ! Damit ergeben sich tektonische Detailkörper, die folgende Namen tragen: Altes Dach des Göß-Gneiskernes, Zentrale Schieferhülle, Tonalitgneisdecke, Granitgneiskerne und Altes Dach (Hochalm-, Hölltor- und Rotgilden-Gneiskern), Silbereckserie und Mureckgneisdecke.

Der äußere und höhere Bereich innerhalb des Tauernfensters besteht aus Decken, deren Herkunftsgebiet südlich des „Hochalm—Ankogel-Massives“ lag. Sie glitten während der alpidischen Orogenese N-vergent über das „Massiv“. Im einzelnen zeigen sie komplizierten Falten- und Schuppenbau und tektonische Anschoppung im N des „Massives“. Zu unterscheiden sind drei Deckensysteme von unten nach oben:

(1) Deckensystem der Oberen Schieferhülle. Es gehört zur Gänze dem Penninikum an. An seiner Basis befindet sich ein Kristallin-Span (Kareck- und Storzserie). Darüber folgt die Periphere Schieferhülle. Sie ist in drei lithologische Serien gegliedert, die in der Regel übereinander liegen, nämlich von unten nach oben: (a) Murtörlserie, (b) Schrovinserie, (c) Bündnerschiefer. Die zuletzt Genannten entsprechen faziell und tektonisch den Bündnerschiefern des südpenninischen Troges oder Ozeans, also dem Piemontese-Trog der Westalpen bzw. der klassischen Entwicklung rund um den Großglockner (Glocknerserie des Tauernfensters).

(2) Nordrahmenzone. Ihre Gesteine wurden im Grenzbereich zwischen Penninikum und Unterostalpin abgelagert. Der Ablagerungsbereich dürfte eine unterkretazische marine Vortiefe nördlich der anmarschierenden unterostalpinen Schwelle gewesen sein. Es handelt sich vorwiegend um Schwarzschiefer (Fortsetzung des Oberen Schwarzphyllits der Gasteiner Umgebung und Fuscher Phyllits der Glocknergruppe) und Kalkschiefer vom Bündnerschiefer-Typus mit basischen Tuffiten und Ultrabasiten, polygenen Breccien und Schollen aus diaphthoritischem Kristallin und Permo-Trias von unterostalpinem Habitus. Olistolithe und tektonisch abgerissene und eingewinkelte Schollen an der Basis der Unterostalpinen Decken sind zur Erklärung des komplizierten Schuppenbaues der Nordrahmenzone heranzuziehen. Die Nordrahmenzone enthält sowohl penninische als auch unterostalpine Elemente. Sie bildet die Fortsetzung der Matreier Zone am S-Rand des Tauernfensters. In der Katschbergzone gibt es tektonisch reduzierte Reste.

(3) Unterostalpine Decken. Als prächtige Deckschollen und Walzen finden sie sich an der NW-Ecke der geologischen Karte der Hafnergruppe (Weißeck, Riedingspitze, Tiefenbach). Sie bilden einen Teil der nördlich des Zederhausbaches (Kartengrenze) anschließenden Radstädter Tauern mit Twenger Kristallin an der Basis und stratigraphisch gliederbarer Permo-Trias und Fossilführung in den Raibler Schichten. Hingegen sind die Unterostalpinen Decken der Katschbergzone (SE-Ecke der geologischen Karte) tektonisch stark reduziert und intensiver metamorph. Permo-Trias-Schollen blieben in geringfügigen Resten vorhanden, die von der Matreier Zone – Nordrahmenzone kaum unterscheidbar sind (Wolfsbachtal, Torscharte). Das Hauptgestein der Katschbergzone bildet der Katschberg-Quarzphyllit als Fortsetzung des unterostalpinen paläozoischen Quarzphyllits der Radstädter Tauern. Er enthält Schollenzüge von Quarzit, Graphitquarzit, Graphitkalk, Bänderkalk und Eisendolomit. In streichender Fortsetzung haben die Bänderkalk- und Eisendolomite unlängst silurische Conodonten geliefert (H. P. SCHÖNLAUB et al. 1976).

An der Basis der Ostalpinen Decke (Altkristallin des Nockgebietes) stellt sich diaphthoritischer Quarzphyllit mit Resten von Glimmerschiefer und Gneis ein. Er bildet unscharfe lithologische Grenzen einesteils zum liegenden paläozoischen Quarzphyllit, andernteils zum phyllitischen Glimmerschiefer des hangenden Altkristallins des Nockgebietes.

Somit sind wir wieder bei der, hoch oben, tektonisch über dem Penninikum und Unterostalpin schwebenden, enorm mächtigen und weitflächig entwickelten Ostalpinen Decke an der äußersten SE-Ecke der geologischen Karte der Hafnergruppe (Hirn-

eck) gelangt, von der unser gedanklicher geologischer Rundgang seinen Ausgang nahm. Zweifelsohne ist die geologische Situation im Bereich unserer Karte kompliziert, aber doch zumindest in ihren Grundzügen darstellbar.

6. Gesteine und Schichtfolge

Im Folgenden werden die Flächensignaturen der Legende zur geologischen Karte der Hafnergruppe erläutert. Indem wir von den ältesten Formationen zu den jüngsten fortschreiten, sind im folgenden Text die entsprechenden Ziffern der geologischen Kartenlegende in Klammern beigelegt.

6.1. Reste des Altkristallins in den Hohen Tauern

Es handelt sich um das Alte Dach, in welches der variszische Zentralgranit intrudierte. Es besteht aus Paragneis, Amphibolit, intermediärem Metavulkanit, Glimmerschiefer, kleineren und größeren Intrusionskörpern des variszischen Zentralgranits und vor allem aus Migmatit. In großartigem Reichtum sind Bänder-, Ader-, Schollen-, Netz- und Nebelmigmatite vorhanden. Das Paläosom (alter Bestand des Migmatits) ist meist an der dunklen Farbe kenntlich (z. B. Biotit, Hornblende). Das Neosom (Neubestand des Migmatits) besteht aus farblosem bis hellgrauem Meta-Aplit, Meta-Aplitgranit, Meta-Pegmatit u. a. Mega- und mikroskopisch wird das Paläosom vom Neosom verdrängt (Metasomatose). Teils handelt es sich um Intrusionsmigmatite (Arterite) des Zentralgranitkontaktes mit seinem Alten Dach und teils um Venite (partielle Aufschmelzung des Alten Daches ohne bzw. mit geringer Stoffzufuhr).

Das stratigraphische Alter des Alten Daches ist vor-oberkarbonisch, wahrscheinlich vorwiegend altpaläozoisch und teilweise älter (proterozoisch). Die Gesteine sind polymetamorph. Vor-granitische Strukturen (z. B. Lineationen in verdrehten Schollen des Intrusionskontaktes) lassen sich von den variszischen Migmatitstrukturen und von den schwach metamorphen (Grünschieferfazies) alpidischen Prägungen örtlich unterscheiden. Bezüglich der Feingliederung der Polymetamorphose des Altkristallins in den Hohen Tauern bietet die Hafnergruppe ein reiches zukünftiges Forschungsfeld.

Die in der geologischen Karte aufgegliederten Reste des Altkristallins in den Hohen Tauern (89 bis 78) unterscheiden sich gegenseitig teils durch den Gesteinsbestand (Gneis, Glimmerschiefer u. a.), hauptsächlich aber durch die verschiedene spätalpidische Deformation und Metamorphose. Entscheidend dafür erweist sich das tektonische Stockwerk. So blieben im tiefsten Stockwerk (Altes Dach des Göß-Kernes) Migmatitstrukturen und Mineralbestand des Starkwirkungsbereiches der alpidischen Metamorphose (Grünschiefer- bis Amphibolitfazies) vorzüglich erhalten. Die Migmatitgneise der im mittleren Stockwerk befindlichen Hafner- und Findelzone zeigen bereits häufig spätalpidische Umprägungen (schwachtemperierte Grünschieferfazies, Phyllonitisation). In der tektonisch hoch gelegenen Storzserie mit bedeutender alpidischer Tangential-Transportbewegung sind die Migmatitstrukturen vielfach bis zur Unkenntlichkeit verschmiert (Phyllonitisation und Rekristallisation in der schwach temperierten Grünschieferfazies). Am intensivsten macht sich die schwach temperierte Gesteinsumprägung in der Kareckserie bemerkbar.

Der Migmatitgneis des Alten Daches des Göß-Kernes (89) bildet das tektonische Halbfenster unter der Tonalitgneisdecke im Maltatal. Er besteht vorwiegend aus Bändergneis: Biotit-Oligoklas-Quarz-Gneis ohne Kalifeldspat und mit wenig Hellglimmer. Amphibolitlagen bilden Boudins. Granit-, Granodioritgneis, Aplitite und Pegmatite schlagen quer durch. Der Bändergneis ist prächtig um WNW streichende Achse gefal-

tet. Die Kristallisation der Gemengteile überdauerte zumeist die Gesteinsdeformation. Die Mächtigkeit beträgt bis 700 m (tektonische Anschoppung). Granit- und Granodioritgneis des Göß-Kernes sind südlich der geologischen Karte der Hafnergruppe im Malta-, Göß- und Radltal aufgeschlossen (EXNER 1980).

Migmatitgneis der Hafner- und Findelzone (benannt nach dem Findelkar, südlich des Maltaflusses) (88). Es handelt sich um das Alte Dach des Tonalitgneises, Hochalm- und Hölltor-Rotgülden-Kernes. Dieses Alte Dach befindet sich teilweise noch im geologischen Verband mit den betreffenden variszischen Plutonen, teilweise wurde es von diesen abgeschert, mit Stirnwalzen nach N geschoben und in der fächerförmigen Mulde Kölnbreinspitze–Hafner–Malteiner Sonnblick angeschoppt. Die Migmatite sind besonders prächtig in den weiten Hochkaren aufgeschlossen (z. B. Kölnbrein- und Wastelkar) und wurden in ihrer großen Mannigfaltigkeit, die den Verhältnissen im Grundgebirge Skandinaviens ähnelt, von F. ANGEL & R. STABER (1937, 1952) untersucht, abgebildet und versuchsweise kartiert. Allerdings lassen sich die Migmatitstrukturen im m-Bereich auf kleinmaßstäblichen Karten nicht darstellen. Für spezielle petrologische Untersuchung mit großmaßstäblicher Kartierung bieten sich für die Zukunft hier gute Voraussetzungen an. Das hauptsächlich aus Paragneis und Amphibolit bestehende Paläosom wird vom Neosom (Aplitgneis und Aplitgranitgneis) verdrängt. Als Kleinplutone treten Diorit-, Quarzdiort-, Granodiorit-, Granit- und Aplitgranit-Gneiskörper im Migmatitgneis auf. Ein meist dichtes Gangnetz (Aplitgranit, Aplit und Pegmatit) durchschlägt Migmatite und Kleinplutone. Der über 2.000 m mächtige Migmatit-Stapel (tektonische Anschoppung im Hafner-Fächer) erweist sich als kräftig gefaltet, wobei die postkinematisch kristallisierten, höher temperierten Strukturen von den teils konformen, teils diskordanten phyllonitischen Bewegungszonen örtlich unterscheidbar sind.

Einzelne Schollenzüge aus Granatglimmerschiefer (85) im Verbands des Migmatitgneises der Hafner-Zone wurden gesondert kartiert und absichtlich übertrieben dick eingetragen. Sie bestehen aus 15 m mächtigem Granat-Biotit-Oligoklas-Quarzschiefer. Es ist unklar, ob es sich bloß um sandig-pelitische Anteile des Alten Daches, oder aber um alpidisch eingefaltete Teile der transgressiven zentralen Schieferhülle (jungpaläozoisch oder jünger) handelt, was von großem tektonischem Interesse ist. Also ebenfalls eine Frage, die durch petrologische Detailuntersuchung vielleicht in Zukunft zu klären sein wird.

Wo diese in Biotitschiefer (87) übergehen, nördlich der Mündung des Mitterkarbaches in den Stausee (Speichersee NW Wastlbauer Alm), beobachtete sie KOBER (1926, p. 47), nannte sie „Wastlbauer-Synklinale“ und faßte sie als Verbindungsstück zwischen Silbereckserie und Seebachschiefern bei Mallnitz, also als alpidischen Dekenscheider auf. Diese frühe Idee KOBER's paßt, allerdings in veränderter Form, prinzipiell zur oben aufgeworfenen Frage. Ich konnte in Fortsetzung des Biotitschiefers den Granatglimmerschiefer als kontinuierlichen, 2 km langen Zug zum Krumpenkar bis auf die Mahrschneid verfolgen.

Dem Biotitschiefer SSE Kattowitz Hütte kommt trotz seines migmatischen Charakters vielleicht ebenfalls tektonische Bedeutung zu (an der Grenze zwischen Tonalitgneis und Hafner-Migmatit).

Hingegen stellen die 5 m mächtigen Biotitschiefer der Schmalzscharte und des Marchkareck-W-Grates (NW-Ecke von Teil 2) nur unbedeutende Fremdgesteinschollen im sonst sehr reinen Plagioklasgranitgneis des Hölltor-Gneiskernes dar.

Ankeritschiefer (86) treten im Migmatitgneis der Hafner-Zone bei der Kölnbrein-

Talsperre auf. Es handelt sich um Phyllonite im Verbands basischer Gesteine des Paläosoms des Migmatits (Amphibolit, Aktinolithfels, Biotit-Chlorit-Schiefer, Hornblendegarbenschiefer u. a.).

Karbonatführende Phyllonite aus ähnlicher Gesteinsgesellschaft finden sich als Lesesteine in der SW-Rinne der Kalte Wand Spitze und am Fuße der SW-Wand des Großen Malteiner Sonnblicks.

Die Storzserie (84 bis 79) baut über Silbereckserie und Mureckdecke den vorwiegend aus Gesteinen des Alten Daches bestehenden Kristallin-Span an der Basis des Deckensystems der Oberen Schieferhülle auf. Die Mächtigkeit beträgt bis 1.100 m. Sie bildet weithin sichtbare, schwarz-weiß gebänderte Riesenlagengneise, bedingt durch den Kontrast der dunklen Amphibolite, biotit- und chloritreichen Paragneise und intermediären Metavulkanite einesteils und der eher farblosen Aplitgneise und kleinen Orthogneiskörper andernteils. Im m-Bereich sind sämtliche Migmatittypen beobachtbar. Intensive Deformation und Rekristallisation im Schwachwirkungsgebiet der Grünschieferfazies (Epidot, Chlorit, Hellglimmer, Albit) haben das ehemalige Alte Dach eines Granitplutons sekundär nochmals gefaltet, verschiefert und mineralfaziell verändert.

Die Signatur (84) bedeutet eine arge Generalisierung, indem die vielen 100, in den Steilwänden vielfach vorzüglich aufgeschlossenen Einzellagen der Migmatite und kleinen Orthogneiskörper unberücksichtigt blieben, um das geologische Kartenbild lesbar zu gestalten. Für petrologische Detailkartierung bleibt hier in Zukunft noch viel zu tun. Schematisch ausgeschieden wurde der Verlauf einiger auffallender, mittel- bis feinkörniger Amphibolitzüge (82) und größerer Orthogneislinsen (83), wobei es sich hauptsächlich um Augengranitgneise handelt, die man teils als Scherlinge aus dem im S zurückgebliebenen Granitpluton, teils als ins Alte Dach intrudierte Kleinplutone deuten kann.

Hervorgehoben wurden die Lagen des sehr auffallenden und daher eindeutig auch im kleinen Maßstab kartierbaren Grobkornamphibolits (81). Es handelt sich um massigen bis schiefrigen Albit-Epidot-Amphibolit mit gedrungenen, 5 cm langen Hornblendeprismen. Er dürfte aus Gabbro und Diorit hervorgegangen sein. Die Mächtigkeit beträgt bis 100 m. Das widerstandsfähige und charakteristische Gestein bildet auch Leit-Erratica im Moränenblockwerk (Katschberg, Lieserbogen-gruppe).

Im Grobkornamphibolit stecken bis 50 m mächtige Linsen von Serpentin (79) und dessen Begleitgesteinen: Aktinolithfels, Ankeritschiefer, Chlorit-Magnetit-Schiefer und Talkschiefer. Hier handelt es sich also um Abkömmlinge paläozoischer oder noch älterer Ultrabasite.

Biotitblastenschiefer in Begleitung von biotitreichem Amphibolit (80) tritt an der Basis der Storzserie im Umkreis der Moar Eisighütte, im Sockel der Gipfelpyramide des Schober Eisig und inmitten der Storzserie im Perschitzkar auf. Die Mächtigkeit beträgt 50 m. Der Biotitblastenschiefer, von mir auch als „Moar-Eisig-Schiefer“ bezeichnet, ist ein an graphitischer Substanz reicher Glimmerschiefer, der Lagen von Graphitquarzit enthält. Petrographisch handelt es sich um Muskovit-Graphitoid-Chlorit-Quarz-Schiefer mit großen Blasten von Oligoklas, Biotit und Granat. Er könnte als stärker metamorphe Fortsetzung der Bündnerschiefer (Schwarzschiefer) der Silbereckserie, oder als eventuell jungpaläozoisches Schichtglied aufgefaßt werden. Der mit ihm wechsellagernde Amphibolit gleicht den Amphiboliten der Storzserie.

Die über 100 m mächtige Kareckserie (78) besteht aus stark verschieferten und

epimetamorphen Paragneisen, Migmatiten und Amphiboliten wie sie in der Storzserie vorkommen und ist von dieser nicht scharf abgrenzbar. Phyllonite und Kristallisation großer Albitblasten sind charakteristisch. Prasinite (Begriffsdefinition nach H. P. CORNELIUS & E. CLAR 1939, p. 152) bilden einen wesentlichen Bestandteil. Die Gesteinsgesellschaft erinnert an die Grünschiefer und Albitgneise des Hochwechsels („Wechselgneis“) nahe dem E-Ende der Alpen (Niederösterreich/Steiermark). Die vorwiegend regressiv metamorphen Schiefer von den ebenfalls vorhandenen, altpaläozoischen, progressiv metamorphen, sandig-pelitischen Gesteinen zu unterscheiden, ist nur lokal möglich (R. GÖD 1981), in der Gesamtheit der Kareckzone aber recht schwierig. Auch die Grenze zur hangenden Murtörlserie (periphere Schieferhülle) erweist sich im 10 m-Bereich als unscharf. Die erzführenden Lagerquarze (ehemaliger Goldbergbau Schellgaden, Zanaischg, Oberdorf) treten hauptsächlich in der Kareckserie und nur untergeordnet in der Storzserie auf.

6.2. Zentralgneis

Der variszische Granitpluton, der das Alte Dach intrudierte, erlitt ebenfalls während der alpidischen Orogenese Deformation, Rekristallisation und teilweise auch Remobilisation der leicht schmelzbaren Anteile (Aplite, Pegmatite) und Kluftausfüllungen durch hydrothermale Absätze (Erzgänge, alpine Kluftminerale). Vorwiegend handelt es sich bei den metamorphen Abkömmlingen des Granitplutons um granitische (77–73), teilweise granodioritische (72) und tonalitische (71) Gneise. Nicht dargestellt in der geologischen Karte sind die dem m-Bereich angehörenden basischen Schollen (Dioritfische mitunter mit gabbroiden Resten) und das saure Ganggefolge (Aplit, Pegmatit, Gangquarz). Hingegen wurden die seltenen Lamprophyrgänge (70) berücksichtigt.

Deformation und Rekristallisation des Zentralgneises sind von der betreffenden tektonischen Position abhängig. In den innersten Gebieten kommen seltene Strukturreste annähernd regellos körniger Granite und Tonalite vor. Die Hauptmasse besteht aus postkinematisch, im Starkwirkungsbereich der Grünschieferfazies rekristallisierten Gneisen (Biotit, Oligoklas), die Randzonen und die Mureckgneisdecke aus intensiv deformierten und im Schwachwirkungsbereich der Grünschieferfazies postkinematisch rekristallisierten Gneisen (Phengit, Albit). An lokalen Scherzonen treten Phyllonite auf, wobei man im m-Bereich den Übergang von Gneis zu Gneisphyllonit (Phengit-Quarz- oder Serizit-Quarz-Schiefer, Weißschiefer) beobachten kann. Diese sind stellenweise reich an großen Blasten von Disthen und Chloritoid (z. B. Lieserkar).

Tektonisch bildet der Zentralgneis im SW der Hafnergruppe einen großen zusammenhängenden Körper, der durch Synklinen von Dachgesteinen in drei Teilkörper gliedert ist: Hölltor-Gneiskern, getrennt vom Rotgülden-Gneiskern durch die Quermulde der Silbereckserie (Lange Wand – Kalte Wand). Im S befindet sich der Hochalm-Gneiskern, der von den beiden Genannten durch die fächerförmige Synklinale der Hafner-Migmatite geschieden wird. Im N und W der Hafnergruppe (Gebiet Gastein, sowie Seebach- und Dösener Tal bei Mallnitz) taucht der mächtige vereinigte Zentralgneis-Körper quasi-autochthon in die Tiefe und wurde dementsprechend früher als autochthon aufgefaßt („autochthones Hochalm-Ankogel-Massiv“ in den älteren Arbeiten von EXNER). Im S-Teil der Hafnergruppe wird aber der quasi-autochthone Hochalm-Gneiskern von tieferen tektonischen Einheiten unterlagert, was auch durch den Maltastollen unter dem Hochalm-Kees bewiesen wurde. A. TOLLMANN (1977, 1980) hat der feldgeologischen Situation mit Berücksichtigung auch geophysikalischer

Argumente Rechnung getragen und für den vereinigten Hölltor-Rotgülden-Hochalm-Zentralgneis den Namen: Gasteiner Decke vorgeschlagen.

Abseits dieses gewaltigen zusammenhängenden Zentralgneiskörpers gibt es in der Hafnergruppe noch die modellförmig entwickelte, parautochthone Mureckgneisdecke. Sie lagert auf der Silbereckserie, bildet zwischen Mureck und Hinterem Pöllatal eine bis 300 m mächtige, im Streichen 15 km lange, mindestens 5 km nach N und NE vorgeglittene Decke stark deformierten, epimetamorph rekristallisierten Granitgneises. Ihre Wurzel liegt im Rücken des zeitlich vor der Querfaltung (Lange Wand—Kalte Wand) noch vereinigten Hülltor-Rotgülden-Kernes. Aufgeschlossen ist ihre Wurzel im Bereich des Moar Eisig.

Die Tonalitgneisdecke baut in verhältnismäßig flacher Lagerung weithin die steilen Felswände des Malta-Trogtales auf. In ihrem Hangenden dünnt der Hochalm-Gneiskern nach E zu einer Lamelle aus (Hochalm-Gneislamelle), die sich zwischen Tonalitgneisdecke und südlichem Gesteinsband der Silbereckserie befindet.

Einige Granitgneisvarietäten wurden mit Übersignatur hervorgehoben. So baut der sehr einheitlich zusammengesetzte, grobkörnige Granitgneis des Hochalm-Kernes (76) mit 1.000 m Mächtigkeit das Gebiet um das Hochalmkees, Preimelspitze, Preimelkar und die Hochalm spitze auf, deren Gipfel (3360 m) sich westlich der geologischen Karte der Hafnergruppe befindet. In der volumetrischen Zusammensetzung dieses Granitgneises hat Kalifeldspat (5 cm) Vormacht gegenüber Oligoalbit. Der herrschende Glimmer ist Biotit. Es gibt dioritische Fisch-Schwärme (basische Schollen) und ein reiches Geflecht aus Aplit- und Pegmatitgängen. Ähnlich beschaffen, jedoch recht massig und auch Aplitgranit enthaltend, erweist sich seine Randfazies (75) im Gebiet um das Steinkareck und Langkar.

Ein eigenartiger Granitgneis ist der sehr helle (leukokrate), 1.200 m mächtig aufgeschlossene, mittelkörnige metamorphe Plagioklasgranit des Hölltor—Rotgülden-Kernes (74) im Großarlal (Marchkar), hinterstem Murtal (Schmalzgrube) und Moritzental. Plagioklas (Albit, sekundär nach primär-magmatischem Andesin/Oligoklas) befindet sich in volumetrischer Vormacht gegen Kalifeldspat. Als Glimmer herrscht Phengit. Der nur spärlich vorhandene Biotit bleibt klein oder fehlt überhaupt. Intensiv deformierte Teile dieses Gesteinskörpers weisen eine stoffliche Differentiation mit Anreicherung des Phengites an Faltenscheiteln und um homoachbiale Schnittgerade der tautozonaren s-Flächen auf. So entstehen fischchenförmige Glimmeranreicherungen, die diesem Typus den Namen Forellengneis (73) eingebracht haben (Schöderhorn, Marchkareck, Murursprung, Roßkar). Weniger deformiert, Biotit- und Kalifeldspat-reicher sind die inneren Teile dieses Gesteinskörpers im Maltatal (Salzplatten).

Der Großteil des Rotgülden-Kernes besteht aus ähnlichem Metagranit bis Metaaplit mit Vormacht des Plagioklases, wobei aber granodioritische Schollenzüge eingelagert sind: Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden (72). Das volumetrische Verhältnis vom granodioritischen (biotitreichen) Paläosom zum aplitgranitischen Neosom beträgt etwa 1 : 20. Die Schollen enthalten gabbroide Reste, die örtlich durch metasomatischen Einfluß des Neosoms zu granosyenitischen Gesteinstypen mit Kalifeldspat-Vormacht und Pseudomorphosen von Biotit-Epidot-Aggregaten nach Hornblende führen (z. B. Steinbruch 150 m SE Rotgüldenseehütte).

Der Tonalitgneis des Maltatales (71) ist ein mittel- bis grobkörniges, biotitreiches, schwarz-weiß geflecktes Gestein mit volumetrischer Vormacht des Plagioklases (Oligoklas sekundär nach primär-magmatischem Bytownit/Andesin) gegen Kalifeldspat. Quarz ist stets vorhanden. Hornblende fehlt. Es handelt sich um Tonalitgneis im wei-

teren Sinne. Basische (dioritische) Schollen und ein Gangnetz von Apliten und Pegmatiten sind reichlich ausgebildet. Örtlich enthält der Tonalitgneis auch quarzdioritische (dunkle) und granodioritische (helle) Partien. Die Mächtigkeit beträgt 700 m. Als Tonalitgneisdecke zieht er vom Winterleitengrat (SW-Ecke der Karte) um das tief eingeschnittene Maltatal herum und setzt SW Melnik Alm in die bloß 350 m dicke Tonalitgneis-Lamelle zum südlichen Blattrand fort. Die Lamelle weist intensive Deformation und Phyllonite mit freisichtigem Hellglimmer auf.

Abseits der Tonalitgneisdecke befinden sich kleine Tonalitgneiskörper auch im Hochalm-Gneiskern (Preimelspitze, Steinkareck, Langkar) und als kräftig deformierte Walzen in den Hafner-Migmatiten (Wastelkar, Mahrschneid, Kühkarschneid).

Die nur wenige m mächtigen Lamprophyrgänge (70) haben Seltenheitswert und wurden deshalb auf der Karte übertrieben dick eingetragen. Teils handelt es sich um Gänge im Granitpluton (Hölltorkern: Marchkarschneid, SE Mur Ursprung), teils in den Hafner-Migmatiten (Kölnbreinkar, S Kölnbreinsperre), teils um ferntransportierte Gänge in der Storzserie (Moritzen Wald, SW Brandleiten, Girlitzspitze). Nicht zu den eigentlichen Lamprophyren gehörend, aber mit derselben Signatur gekennzeichnet wurden in der Storzserie ein Hornblende-Magnetit-Fels (Mündung des Zopontzenbaches in die Mur) und ein Hornblendit-Gang (Seemannswand).

6.3. Zentrale Schieferhülle

100 m mächtiger Granatglimmerschiefer (sekundär bis 150 m Mächtigkeit angeschoppt) im Liegenden und Hangenden der Tonalitgneisdecke. Der Granatglimmerschiefer (69) ist mittel- bis grobschuppig entwickelt. Seine Hauptgemengteile sind Granat (1 cm), Biotit, Hellglimmer, Oligoklas und Quarz. Im Gegensatz zu den Schieferen der Silbereckserie und der peripheren Schieferhülle weist er stellenweise aplitische Intrusionen auf. Mehrere Graphitquarzitbänke (bis 3 m mächtig) sind dem Granatglimmerschiefer sedimentär eingelagert (68).

Im Liegenden der Tonalitgneisdecke streicht der Granatglimmerschiefer S der Kleinen Hochalmspitze über den Draxelnock zum Hochalmbach und findet sich in einer Scholle bei den Aichholzer Almen. Stellenweise ist er mit dem Migmatitgneis des Alten Daches des Göß-Kernes verschuppt. Am Unteren Hochalmsee bildet er ein tektonisches Fenster unter dem Tonalitgneis.

Im Hangendbereich der Tonalitgneisdecke stellt sich zunächst ein Biotitschieferzug noch innerhalb des Tonalitgneises ein (W Oberer Hochalmsee). In den Migmatiten über dem Tonalitgneis tritt der Granatglimmerschiefer an mehreren Stellen im Findelkar und bei dem Staudamm des Stausees (Speichersee NW Wastlbauer Alm) auf. Endlich markiert 10 m mächtiger Granatglimmerschiefer bei Eggarter Melnik am orographisch linken Hang des Maltatales die Grenze zwischen Tonalitgneis (unten) und Granitgneis (oben).

Petrographisch (große Biotitblasten, Graphitquarzitbänke, aplitische Mobilisate, Fehlen von Karbonatgesteinen) und tektonisch (Vorkommen an markanten Gneis-Grenzen) entspricht der Granatglimmerschiefer (69) den Vorkommen der Gasteiner Umgebung (Woisgen- und Seebachschiefer), die wir als Deckenscheider zwischen Gneisdecken aufgefaßt haben und als zentrale Schieferhülle bezeichnen. In der Hafnergruppe ist eine analoge Situation vorhanden.

Ich interpretiere den Granatglimmerschiefer unter der Tonalitgneisdecke (Draxelserie nach Typlokalität Draxelnock) als oberkarbon-permisches Transgressions sediment über dem Göß-Dom. Die Ablagerung des sandig-tonigen marinen Sedimentes er-

folgte nach der variszischen Granitintrusion und nach spätvariszischer Erosion. Die apolitischen Mobilisate im Granatglimmerschiefer könnten durch spätvariszischen Magmatismus, oder eventuell auch durch alpidische Stoffmobilisation erklärt werden. Ich möchte nicht ausschließen, daß sich auch kalkfreie Bündnerschiefer am Aufbau dieser Granatglimmerschiefer beteiligen.

Analog dazu könnten die Granatglimmerschiefer im Hangenden der Tonalitgneisdecke (Findelserie nach Typlokalität Findelkar) als transgressive Schieferhülle der Tonalitgneisdecke gedeutet werden.

6.4. Silbereckserie

Sie stellt eine sedimentogene Serie dar, die primär-stratigraphisch dem spätvariszisch erodierten Granitpluton aufliegt. Ihren Namen hat sie nach dem Gebirgsstock des Silberecks (2804 m, ehemaliger Bergbau, östlich des Rotgüldentales), wo sie am prächtigsten entwickelt ist. Vom Silberpfennig im Gasteiner Gebiet über Anger- und Großarlal streichend, erreicht sie die Hafnergruppe beim Mur Ursprung (Karstquelle) und zieht in 25 km langem Bogen bis in das Maltatal. Dabei bleibt sie innerhalb der Hafnergruppe durchwegs in der Hochregion des Hochgebirges. Pralle Marmorwände, Karstphänomene, Bratschenhänge der Bündnerschiefer, weithin sichtbare Falten tektonik prägen ihren landschaftlichen Charakter.

Stratigraphisch folgt über der örtlich erhaltenen Winkeldiskordanz des Granitgneis-Sockels (Hölltor–Rotgülden-Kern) eine sedimentogene silikatische Transgressionsserie (67 bis 65), darüber eher kompakte Karbonatgesteine (64 bis 62) und darüber Bündnerschiefer (61 bis 57) mit wenigen basischen Vulkaniten bzw. deren Tuffen (Grünschiefern, 56). Mangels Fossilien bleibt eine feinere stratigraphische Einstufung vorläufig fraglich. Meine diesbezüglichen Interpretationsversuche wurden in der Legende zur geologischen Karte jeweils mit Führungszeichen versehen. Damit soll die Unsicherheit der stratigraphischen Zuordnung im einzelnen gekennzeichnet sein. Der Wert der lithostratigraphischen Kartierung, die ich sorgfältig im Maßstab 1 : 10.000 vornahm, wird auch dann wesentlich erhalten bleiben, wenn in Zukunft die stratigraphische Interpretation verändert, oder auf Grund eindeutiger Belege die Stratigraphie fixiert wird.

Die primäre Mächtigkeit der Silbereckserie beträgt einige 100 m. Tektonisch wurde sie bis 1.200 m mächtig angeschopt (Lanisch), oder auf wenige m reduziert (S-Rand der Karte im Bereich des Maltatales). Längs des NE-Randes des Hölltor–Rotgülden-Kernes zwischen Mur Ursprung und Waschgang wurde der eher starre Gneis-Sockel keilförmig gegen die bildsamen Metasedimente vorgeschoben, welche faltenförmig solche Gneiskeile umranden. Der höchste dieser Gneiskeile ist als parautochthone Gneisdecke (Mureckgneisdecke) am weitesten nach NE und N vorgedrungen und hat basale Teile der Silbereckserie mitgeschleppt. Dazwischen weisen die Bündnerschiefer als nach oben geschlossene Faltenmulde einen komplizierten Schuppenbau auf.

Der SE-Rand des Rotgülden-Kernes wurde mitsamt seiner sedimentären Hülle (Silbereckserie südlich des Waschganges) in liegende Falten um SE-Achse gelegt. Sie sind teilweise durchgerissen (Schollenzüge der Silbereckserie im Melnikkar). Meridionale Faltenachsen (Querachsen) komplizieren den Bau, in den auch Hafnermigmatite und Hochalm-Gneislamelle (unten) und Storzserie (oben) eingewickelt sind.

Die alpine Gesteinsmetamorphose der Sedimente der Silbereckserie nimmt in der Hafnergruppe von NW nach SE zu. Der Starkwirkungsbereich der Grünschieferfazies

ist zwar im NW bereits teilweise vorhanden, gelangt aber dann SE und S des Silberecks zur vollen Wirksamkeit: Granat, Biotit, Oligoklas.

Graphitquarzit (67, „Oberkarbon – Perm“) wird wenige m mächtig und findet sich teils an der Basis (z. B. SE-Grat des Kleinen Malteiner Sonnblicks), teils lagenförmig im Quarzit (65). Bänke von lithologisch ähnlichem Graphitquarzit finden sich in dunklen kalkarmen Bündnerschiefern (57) und wurden auf der Karte nicht eingezeichnet.

Der Geröllquarzit (66, „Perm“) erreicht 20 m Mächtigkeit. Er führt bis 0,5 m große Gerölle aus Aplitgneis, Phyllit und Gangquarz, die zu Linsen deformiert sind. Phengit-Mikroklin-Arkosequarzit bildet die Matrix. Transgressionssediment über der post-variszischen Winkeldiskordanz E Unterem Rotguldensee. Tektonisch hochgeschuppt am Silbereck-NE-Grat und im Altenbergtal.

Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit (65, „Perm – Skyth“) tritt mit 40 m Mächtigkeit sowohl an der Basis, als auch in Falten und höheren tektonischen Schuppen der Silbereckserie sowie in der verkehrten Gesteinsfolge unter der Mureckgneisdecke auf. Der häufig dunkelgrüne (Fe-reicher Hellglimmer) Phengit-Arkosequarzit mit 1 cm großen Quarzgeröllchen und viel Mikroklin und weniger Albit in der Matrix, stellt den typischen Metamorphit der roten Perm-Arkose bis teilweise Skyth dar. Stratigraphisch darüber folgt meist glimmerarmer, eher farbloser, reiner Quarzit mit ebenen, wie die Spalten eines Buches aufblätternden Schichtflächen, der früher als „Buchsteinquarzit“, oder „Tafelquarzit“, heute nach den Vorkommen im Unterostalpin der Radstädter Tauern zumeist als Lantschfeldquarzit (Skyth) bezeichnet wird. Wo der farblose Quarzit glimmerreicher ist (Serizitquarzit), treten häufig große Blasen von Pyrit, Magnetit, Turmalin, Chlorit und Granat auf.

Rauhwacke (64, „Trias“) tritt in bloß dm-Mächtigkeit sehr häufig zwischen Quarzit und Kalkmarmor oder Dolomitmarmor auf und bildet einen wichtigen, als Trias interpretierbaren Leithorizont. Meist ist sie reich an Fuchsit (smaragdgrüner Chromglimmer). Nur das 1 m mächtige Vorkommen in der Scharte zwischen Vorderem Schober und Mannsitz wurde in die Karte eingetragen.

Dolomit und Dolomitmarmor (63, „Trias“) bildet klotzige Felswände und steile Gipfel (Silbereck, Schurfspitze). Seine primäre Mächtigkeit beträgt einige Meterzehner. Tektonisch ist er bis 200 m dick angeschoppt (Seeleiten im Rotguldental), oder zu dm-Lagen ausgewalzt. Vorwiegend handelt es sich um feinkörnigen farblosen Dolomitmarmor, der nicht oder nur schwach mit kalter HCl braust. Selten kommt wenig metamorpher grauer Dolomit mit farblosen Dolomit-Mobilisaten (Entpigmentierung) vor, welche den metamorphen Übergang zum Dolomitmarmor illustrieren (z. B. Kühkarl N Silbereck). Stellenweise treten im Dolomitmarmor große Blasen von Tremolit, Epidot, Magnetit, Phlogopit, Fuchsit und Strähne von Serizit auf. Epidotfels bildet Reaktionszonen am tektonischen Kontakt zu leukokrater Granitgneis.

Eine interessante Besonderheit der Silbereckserie stellen tektonische Grobmengungen zwischen Dolomit- und Kalkmarmor einerseits und Granit- und Aplitgneis andererseits dar (Melnikkareffekt). Sie sind nicht nur auf den südlichen Teil (Melnikka und Merztal) beschränkt, sondern finden sich längs der tektonischen Gneiskeile in den basalen Teilen der Silbereckserie auch im nördlichen Teil (Mur Ursprung bis Moar Eisig Kar). Auf meiner Originalkarte 1 : 10.000 habe ich sie fein säuberlich kartiert. Diese kann von diesbezüglich interessierten Petrologen gerne eingesehen werden. Auf der vorliegenden geologischen Karte der Hafnergruppe konnte ich die Grobmengungen nicht eintragen, weil die Karte unlesbar geworden wäre. Neben tektonischer Vermischung (Grobmengung) der Dolomit- und Kalkmarmore mit dem

Gneis im m- und cm-Bereich treten auch Mischgesteine im mm- und Hundertstel-mm-Bereich (Dünnschliff unter dem Mikroskop) auf (Kalkgneise !). Die damit verbundenen petrologischen Probleme wie Aplitmobilisation, Ichor, Definition von Migmatit und Anwendung auf den hier vorliegenden Bereich der Grünschieferfazies, sind trotz einigen Beschreibungen und theoretischen Ansätzen in meinen bisherigen Arbeiten sicher noch mit Erfolg bearbeitbar.

Kalkmarmor (Silbereckmarmor, 62, Trias) weist deutliche Bankung und auch Bänderung auf. Er ist bedeutend kompakter als die schiefrigen Quarz-Glimmer-reichen Kalkschiefer der Bündnerschiefer und problemlos von diesen abzugrenzen. Seine bleichen Felswände und Karrenfelder beherrschen die Landschaft. Häufig ist er intensiv mit Verdickung der Faltenscheitel gefaltet. Die primäre Mächtigkeit beträgt einige deka-m. Tektonische Anschoppungen und Ausdünnungen erfolgen analog denen des Dolomitmarmors. Das Gestein ist teilweise, vor allem im N, noch als feinkörniger dunkelgrauer bituminöser Kalkmarmor erhalten. Der sekundär aus diesem hervorgehende, grobkörnige, farblose Kalkmarmor herrscht im S. Unreine Kalkmarmore führen Quarz und Hellglimmer. Große Blasen von Tremolit, Phlogopit, Epidot, Pyrit, Magnetit und Fuchsit kommen vor. Epidotfels bildet Reaktionssäume gegen Quarzit und Gneis. Über die Grobmengungen des Kalkmarmors mit Granit- und Aplitgneis (Melnikkareffekt) wurde oben berichtet (siehe Dolomitmarmor !).

Meine eigenwillige Einstufung des Kalkmarmors als „Trias“ wird von vielen Alpengeologen heute nicht geteilt. Man will ihn eher als oberjurassisch interpretieren, analog dem Hochstegenkalk mit *Perisphinctes* spec. im westlichen Teil des Tauernfensters. Für meinen quasi-Alleingang bestimmt mich die feldgeologische Beobachtung des Verbandes zwischen Dolomit- und Kalkmarmor, die Verknüpfung mit stratigraphisch unterlagernder Rauhwacke und permo-triadischem Quarzit, die Kenntnis analoger mitteltriadischer Kalkmarmore in der Briançonnais-Zone und schließlich das aus der Lithostratigraphie der Silbereckserie eindeutige jüngere Alter der gesamten Bündnerschiefer, die stratigraphisch stets dem Dolomit-Kalkmarmor-Komplex aufliegen. Die müßte man dann alle als unterkretazisch deuten, was mir in Anbetracht meiner eigenen, recht eingehenden Kenntnis der penninischen Zone der Alpen zwischen dem Col di Tenda bei Nizza und Katschberg in Österreich unwahrscheinlich, weil nirgends exakt realisiert, vorkommt. Die gute alte, auf viele Fossilfunde in den Westalpen beruhende, stratigraphische Einstufung der Bündnerschiefer, welche mit dem Lias dort nachweislich beginnt, möchte ich nicht so einfach negieren.

Die Bündnerschiefer bestehen aus den metamorphen Abkömmlingen sandiger Mergel (Kalkschiefer) und aus Tonen, reich an organischer Substanz (Schwarzschiefer). Sie führen Lagen von Kalk (Kalkmarmor), Sand (Karbonatquarzit, Quarzit), Dolomitbreccie, fraglichem Radiolarit und basischem vulkanischem Tuff (Grünschiefer). Die primäre Mächtigkeit der Bündnerschiefer der Silbereckserie betrug einige 100 m. Tektonisch sind sie bis 1.000 m dick angeschoppt (Lanisch), oder zu bloß m-dünnen Lagen reduziert (z. B. Loibspitze-SW-Wand).

Die Dolomitbreccie (61, „Lias“) bildet sehr charakteristische, mehrere deka-m mächtige Lagen im Bündnerschiefer. Sie findet sich vom Moritzental im N bis zum südlichen Blattrand (Loibspitze-W-Flanke). Zur Verdeutlichung haben wir die Vorkommen auf der geologischen Karte übertrieben dick hervorgehoben. Es handelt sich um eine eher monomikte Breccie (Dolomitbruchstücke in Matrix aus Karbonatquarzit und Kalkschiefer) wie sie für den Lias des Tauernfensters charakteristisch zu sein scheint (Pfundlscharte in der Glocknergruppe, Türkenkogel in den Radstädter Tauern).

Die groben Komponenten bestehen aus meist 5 bis 15 cm langen und 0,5 bis 1 cm dicken, parallel zur Lineation des Gesteines orientierten Linsen grauen feinkörnigen Dolomits, der hellgelb bis ockerbraun anwittert. Es kommen bis 1,5 m lange Dolomitblöcke vor. In der Matrix finden sich sehr dünne, mehrere m lange Dolomitlagen, die nach W. FRISCH aus Dolomitsand bestehen, also resedimentierten Dolomit darstellen, analog ähnlichen Bildungen im westlichen Tauernfenster (FRISCH 1980, p. 59–61).

Besonders im stratigraphisch unteren Bereich der Bündnerschiefer der Silbereckserie kommt viel Karbonatquarzit (60, „Lias – Dogger“) vor. Die Mächtigkeit beträgt mehrere deka-m. Nur besonders mächtige Vorkommen konnten in der vorliegenden Karte berücksichtigt werden. Das recht kompakte graugrüne oder farblose Gestein besteht aus Kalzit, Quarz und Hellglimmer. Charakteristisch ist die poröse Anwitterung. Stellenweise beobachtet man große Blasten von Granat, Plagioklas (Albit im Murtal; Oligoklas im Lieser- und Maltatal), Chlorit, Fuchsit, Ankerit, Magnetit und Pyrit.

Biotitführender Karbonatquarzit und Chänopoditschiefer. ? Radiolarit (59, „Malm“). Der eigenartige feinlagige und eng gefaltete Karbonatquarzit und teilweise karbonatfreie Quarzit bildet eine 30 m mächtige Lage am Salzkopf (N Silbereck) und dünne, auf der vorliegenden Karte nicht eingetragene Linsen im Moritzental. Diese Quarzite erinnern megaskopisch an die wahrscheinlichen Radiolaritquarzite in der peripheren Schieferhülle des Rauristales (G. FRASL & W. FRANK 1966, p. 43). Den Quarziten sind in der Silbereckserie Chänopoditschiefer (karbonatfreie, biotit- und epidotreiche Serizitquarzite mit Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende) zwischengelagert. Die ehemaligen Hornblendesäulen sind zur Gänze von neu kristallisiertem Biotit ersetzt, wobei die Enden der ehemaligen Hornblendesäulen gänsefußartig (Chänopodit) aufblättern.

Kalkschiefer, mit Kalkmarmorbänken und dünnen Quarzitlagen (58, „Jura“) baut die typischen, mit dem Bergschuh ablösbaren, sandig anwitternden Schiefergrate („Bratschen“) auf. Ihre primäre Mächtigkeit dürfte etwa 300 m betragen. Im Lanisch sind sie zusammen mit Schwarzschiefer 1 km dick tektonisch angeschoppt. Petrographisch handelt es sich um grauen Kalkphyllit und Kalkglimmerschiefer. Im Mur- und teilweise noch im Liesertal sind es Hellglimmer-Kalzit-Quarzschiefer mit und ohne Blasten von Albit. Im Liesertal stellen sich Biotit und Oligoklas ein und der Epidotgehalt nimmt zu. Kalkschiefer von diesem Typus herrschen im Maltatal. Große Blasten von Granat und Fuchsit kommen im N- wie im S-Teil der Silbereckserie in den Kalkschiefern vor. Epidotfels bildet Reaktionssäume zu Gneis.

In den nicht eigens kartierten, geringmächtigen Kalkmarmorbänken innerhalb des Kalkschiefers vermute ich das stratigraphische Äquivalent des Hochstegenkalkes der westlichen Tauern, also Malm. Dünne Quarzitlagen wurden bei der geologischen Kartierung nicht eigens ausgeschieden.

Der Schwarzschiefer (57, „Jura bis Unterkreide“) besteht aus dunklem, kalkarmem bis kalkfreiem Phyllit (N-Teil der Silbereckserie) bis Glimmerschiefer (S-Teil). Er führt mitunter dünne Quarzitbänke und seltene Linsen von Graphitschiefer und Graphitquarzit. Häufig beobachtet man einen allmählichen Übergang aus Kalkschiefer und eine Wechsellagerung mit diesem. Die primäre Mächtigkeit des Schwarzschiefers dürfte etwa 400 m betragen. Allgemein ist eindeutig, daß Schwarzschiefer in den obersten Teilen der Bündnerschiefer vorherrscht (Moritzen-, Rotgülden- und Liesertal), woraus abgeleitet werden kann, daß Schwarzschiefer auch stratigraphisch besonders dem höheren Teil der Bündnerschiefer angehört. Die Metamorphose des Schwarz-

schiefers nimmt von N (milder Serizit-Chlorit-Albit-Quarz-Phyllit) nach S zu (grob-schuppiger Granat-Biotit-Hellglimmer-Quarz-Schiefer mit Oligoklas/Andesin, Epidot und grünem Amphibol). Manche Granatglimmerschiefer-Proben aus dem S-Teil der Silbereckserie gleichen mega- und mikroskopisch denen der zentralen Schieferhülle.

Die Bündnerschiefer der Silbereckserie sind arm an basischen Magmatiten. Ultrabasite fehlen. Grünschiefer (56, „Jura – Unterkreide“) bildet nur wenige und bloß einige m dicke Lagen im Gebiet der Silbereckserie vom Moritzen- bis zum Liesertal. Diese erweisen sich im Raume Silbereck und Lanisch als mittelkörniger Amphibol-Biotit-Chlorit-Prasinit und als Amphibol-Prasinit. Ob das Edukt basische Lava oder Tuff war, bleibt in Ermangelung diesbezüglicher Reliktstrukturen offen. Doch spricht die geringe Mächtigkeit eher für Tuff. Daneben kommen auch serizitführende Biotit-Chlorit-schiefer vor (wahrscheinliche Tuffite). Epidosit- und Ophikalzitfels bilden dm-dicke Reaktionssäume zwischen Grünschiefer und angrenzenden Karbonatgesteinen.

6.5. Periphere Schieferhülle der Hohen Tauern

Es handelt sich um die Schiefer, die an der Peripherie der kuppelförmigen Aufwölbung der östlichen Hohen Tauern eine kontinuierliche Hülle bilden. Die geologische Karte der Hafnergruppe bringt einen N- und einen E-Teil dieser Hülle zur Darstellung. Die Verbindung der beiden Teile befindet sich knapp östlich der Karte bei St. Michael im Lungau.

Umlaufendes Streichen kennzeichnet die periphere Schieferhülle. Der N-Teil (siehe Tektonische Übersicht: Marislwand) ist im Zuge tektonischer Anschoppung bis 3.000 m mächtig und zeigt Fallwinkel von 30–60° nach N und NE. Der E-Teil (E Kareck und E Reitereck) erweist sich tektonisch auf 500 m Mächtigkeit reduziert und fällt 20–40° nach SE.

Von unten nach oben lassen sich drei lithologische Serien deutlich erkennen:

- (1) Die Murtörlserie besteht hauptsächlich aus Schwarzschiefer. Name nach dem Murtörl, Paß zwischen Mur- und Großarlal (W-Rand der Karte).
- (2) Die Schrovinserie besteht aus Gneis und Permo-Trias. Ihr permo-skythischer Anteil entspricht der Wustkogelserie (G. FRASL 1958), ihr Karbonatgesteins-Anteil der Seidlwinkel-Trias. Name nach dem Schrovin Kopf (NE-Ecke von Teil 2 der geologischen Karte der Hafnergruppe).
- (3) Der Großteil der Bündnerschiefer. Er setzt in die Glocknerserie der Großglocknergruppe fort.

Die drei Serien sind jeweils gefaltet. Die Schrovinserie ist in drei Teilschuppen, die Glocknerserie in eine basale Schuppe (mit Resten der Brennkogelserie) und zwei darüber lagernde Teildecken tektonisch gegliedert.

Die großtektonische Interpretation der drei Serien hängt von der noch ungelösten stratigraphischen Einstufung der Murtörlserie ab.

Für Oberkarbon-Perm-Alter der Schwarzschiefer der Murtörlserie sprechen die unscharfe lithologische Grenze zur Kareckserie, die Seltenheit von Kalkschiefern und das Fehlen von Trias an der Basis.

Für das Vorhandensein auch von Bündnerschiefern in der Murtörlserie sprechen vor allem großtektonische Überlegungen. Es streicht nämlich W Murtörl die Murtörlserie auch in die Mittlere Schwarzphyllitzzone der geologischen Karte der Umgebung von Gastein hinein, für die Bündnerschiefer-Alter wahrscheinlich ist. In diesem Sinne kann man die auflagernde Schrovinserie mit den tektonischen Lamellen 3 und 4 (Rote Wand–Modereck–Decke) der geologischen Karte der Sonnblickgruppe parallelisie-

ren (R. STAUB 1924, p. 57; A. TOLLMANN 1980, p. 75–76).

Die Murtörlserie (55 bis 52) besteht vorwiegend aus dunklem, meist kalkfreiem Phyllit (Schwarzschiefer 55) mit Lagen von Albitblastenschiefer mit volumetrisch enormer Albitblastese, so daß örtlich ein Übergang zu Albitgneis beobachtbar ist. Derivate eines basischen Vulkanismus stellen Chlorit-Serizit-reiche Albitblastenschiefer, Prasinite, Chlorit- und Chlorit-Serizit-Schiefer wahrscheinlich hauptsächlich als Tuffe und Tuffite dar. Die primäre Mächtigkeit der Murtörlserie dürfte einige 100 m betragen. In den S-schauenden Hängen des Murtales erreicht ihre tektonische Anschoppung 1.400 m Mächtigkeit (Stirntektonik um Digitationen der N-einfallenden Kareck- und Storzserie). Am Tauern-E-Rand ist sie auf 50 bis 100 m Mächtigkeit tektonisch reduziert. Migmatite und Intrusionen des zentralgranitischen Magmas fehlen in der Murtörlserie. Die außergewöhnlich umfangreiche Albitblastese haben Kareck- und Murtörlserie gemeinsam. Die Erforschung der Genese der spätalpidischen Albitblastese (? vulkanogen, oder Stoffwanderung aus dem unterlagernden retromorphen Gneis?) wird zukünftig hier optimale feldgeologische Bedingungen vorfinden.

Mitunter beobachtet man sandige Lagen im Schwarzschiefer. Örtlich weisen sie gradierte Schichtung auf (z. B. bei Wasserfall des Lanschützbaches oberhalb Blasner Bauer im Murtal). Auch Quarzitlagen kommen vor. Graphitquarzit (54) erreicht 4 m Mächtigkeit.

Selten führt der Schwarzschiefer der Murtörlserie dünne Bänkchen braun anwitternder, schwach kalkhaltiger Lagen (z. B. Sternspitze-NNE-Kamm). Eine 4 m mächtige Lage tatsächlichen Kalkschiefers (53) befindet sich S Helm.

Der 10 m mächtige Amphibolit (52) S Dolzenberg ist ein recht massiges Gestein mit Relikten magmatogener Hornblende. Es dürfte sich um ursprünglichen Gabbro bis Diorit handeln. Er kann als subvulkanischer Körper in genetischem Zusammenhang mit dem basischen Vulkanismus der Murtörlserie gedeutet werden.

Die Schrovinserie (51 bis 45) bildet einen wichtigen Leithorizont in der peripheren Schieferhülle. Im Gebiet des Schrovin Kopfes erreicht die Serie im Zuge liegender Falten eine tektonisch bedingte Mächtigkeit von 300 m. Es folgen dort am Kamm: Zickenberg – Grandl Nasen – Schrovin Kopf drei Triaszüge vertikal übereinander. Mit verminderter Mächtigkeit setzt sie nach W bis Schmalzgrube (hinterstes Murtal) und nach S bis weit über den südlichen Kartenblattrand fort.

Arkosequarzit (51, „Perm“) stellt ein vorzügliches Leitgestein dar. Er ist analog beschaffen wie in den Lamellen 3 und 4 der Sonnblickgruppe. Es handelt sich um Mikroklin-Phengit-Quarzit, Mikroklin-Albit-Phengit-Quarz-Gneis und Albit-Phengit-Quarz-Schiefer von mehreren deka-m Mächtigkeit. Das Gestein dürfte aus Arkosesand und eventuell aus Liparit und dessen Tuffen hervorgegangen sein.

Derselben Signatur (51) wurden Albitblastenschiefer zugeordnet, die mit dem Arkosequarzit in engem geologischem Verbands vorkommen. Es handelt sich um Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer mit 6 mm großen Albitblasten. Mit ihnen sind auch Prasinite (Epidot-Albit-reiche Gesteine mit ebenfalls großen Albitblasten) enge verbunden. Zusammen könnten sie eventuell als eine vulkanogene permische Gesteinsgesellschaft gedeutet werden. Durch tektonische Verdopplung (Liegendfalte) erreichen die Albitblastenschiefer am Großeck und Brettereck 200 m und auf der Wandspitze 100 m Mächtigkeit. Auch bezüglich der Albitblastenschiefer besteht die Analogie mit den Gneislamellen 3 und 4 der Sonnblickgruppe (z. B. P. 2971 am Grat des Hinteren Moderecks).

Einen Zentralgneis-Schürfling stellt die 2 km lange und bis 50 m mächtige Augen-

granitgneis-Lamelle des Frischinghöhe-N-Grates dar (Schmalzgrube bis Zalußenkar). Sie wurde ebenfalls mit Signatur (51) in die geologische Karte eingetragen. Es dürfte sich um einen mitgerissenen Kristallinspan an der Basis der Schrovinserie handeln. Als tektonische Späne aus dem Alten Dach des Zentralgranits können biotitführende Albitgneise und Prasinite innerhalb der Albitblastenschiefer des Bretterecks gedeutet werden.

Mit dem Arkosequarzit stratigraphisch verbunden tritt Graphitquarzit (50, „Oberkarbon-Perm“) bis 1,5 m mächtig auf (Frischinghöhe-N-Kamm, Balonspitze). Darüber folgt Geröllquarzit (49, „Perm-Skyth“) bis 7 m mächtig, lithologisch übergehend in Lantschfeldquarzit (48, „Skyth“) mit 20 m Mächtigkeit. Die beiden zuletzt genannten stellen Phengitquarzite dar. Der Geröllquarzit führt 5 cm große Quarzgerölle, die linsenförmig ausgewalzt sind mit Orientierung der langen Achse parallel zur Lineation des Gesteines. Neben eindeutigen Geröllen gibt es auch Quarzknollen, die aus deformierten Quarzadern hervorgegangen sind (Quarzknuern, boudinierter Sekretionsquarz). Der Lantschfeldquarzit zeichnet sich durch meist Fehlen von Feldspat und sehr gleichmäßige Korngrößen (gute Sortierung) aus.

Die karbonatische Trias beginnt mit Rauhacke (47) und besteht darüber aus Dolomit und Dolomitmarmor (46) und Kalkmarmor (45), die meist so innig miteinander verknüpfet sind, daß die stratigraphische Reihenfolge nicht mehr rekonstruierbar ist. Die bis 5 m mächtige Rauhacke weist flächiges Parallelgefüge auf (metamorphe Rauhacke). Gelbliche, außen rotbraune Farbe und nesterförmig angereicherte Hellglimmertäfelchen (Tonbrocken der ehemaligen Lagune) sowie Neubildung farbloser, einiger mm großer Kalzitkristalle zeichnen sie aus.

Grauer, gering metamorpher Dolomit erreicht am Schrovin Kopf mehrere deka-m Mächtigkeit und ähnelt manchem Triasdolomit der Radstädter Tauern. Im übrigen Streifen, den die Schrovinserie in der Hafnergruppe einnimmt, herrscht geringerer mächtiger, im Bereich der „Dolomitspitze“ zwischen Stern- und Wandspitze jedoch noch 20 m mächtiger, farbloser, gelb anwitternder, feinkörniger Dolomitmarmor. Der graue Kalkmarmor wird etwa 30 m mächtig. Im Bereich des Schrovin Kopfes weist er dunkle, gröber kristalline Flecke auf, die fossilverdächtig sind (? Crinoiden).

In den Bündnerschiefern der peripheren Schieferhülle (44 bis 38) lassen sich infolge liegender Falten und schuppenförmiger Gleittektonik primäre Schichtfolgen und tektonische Pakete nur mehr errahnen und nicht exakt abgrenzen.

Über den drei tektonischen Trias-Wiederholungen des Gebietes um den Schrovin Kopf folgt andeutungsweise eine liassische Brennkogelserie (wie Stanzwurten in der Sonnblick- und Hochtorn-Brennkogel in der Glocknergruppe) mit Dolomitbreccie (44, Großbeck-, Waldhauserhütte), Karbonatquarzit, Schwarzschiefer, Kalkschiefer und Serpentin (Fallbach und Peitler auf Blatt Tamsweg, Goslitz-S).

Darüber folgen zwei Pakete von Bündnerschiefern, jeweils mit einem Trias-Schollenzug als Leitband an der Basis. Sie sind allerdings nur in der peripheren Schieferhülle nördlich der Mur erkennbar. Hier liegt über der genannten liassischen Brennkogelserie der Trias-Schollenzug: Griesenspitze, Brettereck- und Großbeck-NE-Kamm, welcher die Basis des Bündnerschiefer-Paketes der Marislwandschuppe bildet. Über dieser lagert der Trias-Schollenzug: Hiasbauer Alm – Plankowitzspitze – Pleißnitzkogel-N-Grat – Steinitzen, der die Basis des Bündnerschiefer-Paketes der Zederhausschuppe darstellt.

Karbonatquarzit (43, „Jura“) besteht zumeist aus löcherig anwitterndem, grün gebändertem Serizit-Chlorit-Kalzit-Quarzit und lagenweise auch kalkfreiem Serizit-Chlorit-Quarzit. Charakteristisch ist das Fehlen von Phengit. Die Mächtigkeit beträgt

bis 20 m. Kleingefaltete Bänderquarzite wurden als Dekorsteine abgebaut, und zwar in der Marislwandschuppe: Steinbruch Kraglerau; in der Zederhausschuppe: Steinbruch Veitbauer (bei Duller).

Kalkschiefer (42, „Jura“) mit im frischen Zustand grauer Farbe ist teils als Kalkphyllit, teils als Kalkglimmerschiefer ausgebildet. In angewittertem Zustand braun, bildet er weit ausgedehnte, häufig isoklinale Bratschenhänge im Gebirge. Er enthält glimmerreiche Kalkmarmorbänke und dünne Quarzitlagen. Der Kalkschieferzug S Nebelkareck – Marislwand – Brettstein ist mehrere 100 m mächtig. Am Tauern-Ende erreicht der Kalkschieferzug der Sternspitze 200 m Mächtigkeit.

Schwarzschiefer mit dünnen Quarzitlagen (41, „Jura–Unterkreide“) wechsellagert mit Kalkschiefer und geht häufig kontinuierlich in diesen über. Auf der Originalkarte 1 : 10.000 und in den Profilen (EXNER 1971, Tafel 4 bis 6) wurden die Schwarzschieferzüge gesondert eingetragen. In der vorliegenden Karte 1 : 25.000 wurden, um die Übersichtlichkeit zu gewährleisten, nur wenige große Schwarzschieferzüge (z. B. Kreuzhöhe, Wabenspitze) hervorgehoben und die übrigen zur Signatur Kalkschiefer (42) dazugeschlagen. Manches Detail ist dadurch verloren gegangen, so die interessante Tatsache, daß die Serpentinite meist von dünnen Schwarzschieferlagen umgeben sind.

Serpentinit (40, „Jura–Unterkreide“) ist als Antigoritserpentinit, bei der Pfeifenberger Alm (bei Stickler Hütte) auch als Bronzitserpentinit entwickelt. Er ist in lang hinstreichende Schollenzüge (Boudins) tektonisch aufgelöst. Einzelne Serpentinitschollen erreichen bis 70 m Mächtigkeit. Als Serpentinitbegleitgesteine treten Asbest, Talkschiefer, Aktinolithfels, Chloritfels und Chloritschiefer mit Magnetitblästen auf. Kies-Vorkommen in Serpentinit des oberen Mur- und Nahendfeldtales wurden bergmännisch abgebaut.

Zur Brennkogelserie im stratigraphisch Hangenden der Schrovinserie kann man, wie schon eingangs erwähnt, Aktinolithfels am Kareck-SE-Kamm und Serpentinit mit Asbest und Talkschiefer am Stampatzspitze-NE-Kamm (südlich Goslitztal) sowie auf Blatt Tamsweg die Vorkommen im Fallbachtal und bei Peitler (20 m mächtiger Serpentinit als Dekorstein früher in Steinbruch abgebaut, mit Asbest und Talkschiefer-Stollen) zählen.

Auch der in tektonisch basaler Lage der Marislwandschuppe auftretende und von Schwarzschiefer und Karbonatquarzit begleitete, 15 m mächtige Serpentinzug: NE Großbeck – Tafern nimmt eine Brennkogel-artige stratigraphische Position ein.

Der im Grünschieferzug N Murtörl – Gosseneck befindliche Serpentinzug (SE Marislwand – Reinfrank Alm) erreicht 25 m Mächtigkeit und führt auch Talkschiefer und Strahlsteinfels.

Am mächtigsten (bis 70 m) erweisen sich die vier Serpentinzüge im Kalkschieferzug der Marislwand (Miasbauerstellen bis Marislwand). Sie werden meist von dünnen Schwarzschieferlagen begleitet. Hierher gehören die kiesführenden Partien sowie auch bis 8 m mächtigen Talkschiefer neben sämtlichen übrigen Serpentin-Begleitgesteinen.

Bezüglich der Serpentin-Vorkommen in der Tauernnordrahmen- und Katschbergzone siehe unten !

Ophikalzit (39) bildet im m-Bereich einen Reaktionssaum zwischen Serpentin und Kalkschiefer im Gebiete der Röhspitze.

Grünschiefer (38, „Jura – Unterkreide“) nimmt generell eine stratigraphisch höhere Position als der Serpentin ein. Es handelt sich häufig um gebänderte Amphibol-Biotit-Chlorit-, Biotit-Chlorit- und Chlorit-Prasinite. Hauptsächlich dürften sie aus ba-

saltischen Tuffen und nur untergeordnet aus Basaltlaven hervorgegangen sein. In ihrer Begleitung treten Serizit-Chlorit-Albit-Schiefer und Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer (Grünphyllite) als Abkömmlinge von Tuffiten auf. Auf Grund neuer petrographischer und geochemischer Untersuchung in der W-Fortsetzung unserer Grünschiefer im Großartal zeigen diese Grünschiefer geochemisch zwar noch Affinitäten zu den Ozeanbasalten des Großglocknerbereiches, aber daneben auch deutliche Anklänge an einen Ozeaninselvulkanismus vom Typus: Hawaii und Aseismische Rücken (F. FINGER & V. HÖCK 1982).

Die Grünschiefer im N-Bereich sind kiesführend (ehemaliger Bergbau im obersten Murtal und um die Jägerspitze). Der zur Marislwandschuppe gehörende Grünschieferzug: N Murtörl – Zoponitzen – Gosseneck erreicht beinahe 200 m Mächtigkeit. Der Zederhauser Grünschieferzug wird durch tektonische Komplikation im Bereich Nebelkareck – Jägerspitze 800 m mächtig. Am Tauern-E-Rand erreicht der Grünschieferzug der Sternspitze 100 m Mächtigkeit. Der 30 m dicke Grünschieferzug von P. 2415 bis S Wolfsbach bildet ein Leitband an der Hangendgrenze der Bündnerschiefer.

6.6 Nordrahmenzone des Tauernfensters

Im Hangenden der peripheren Schieferhülle folgt nördlich des Zederhauser Grünschieferzuges eine viele Km breite, N-fallende Schwarzschieferzone. Sie erstreckt sich auch noch weit nach N, jenseits des N-Randes der geologischen Karte der Hafnergruppe. Die Schwarzschiefer der Nordrahmenzone bilden die Fortsetzung der Oberen Schwarzphyllitzone der Umgebung von Gastein (= Fuscher oder Rauriser Phyllit).

Die Metamorphose des Schwarzschiefers nimmt in Richtung nach N ab. Häufig handelt es sich um einen milden dunklen Tonschiefer mit sandigen Lagen. Er dürfte in der Nordrahmenzone das marine Beckensediment in einem W-E verlaufenden, tektonisch unruhigen, unterkretazischen Trog darstellen. Seine paläogeographische Position befand sich zur Unterkreide zwischen dem Ablagerungsraum der peripheren Schieferhülle im N und dem des Unterostalpins (teilweise Schwellenzone) im S.

Eingeschaltet sind dem Schwarzschiefer der Nordrahmenzone Bündnerschiefer-Gesteinszüge (Kalkschiefer, Karbonatquarzit, Serpentin, Grünschiefer) und vier Trias-Züge (Lantschfeldquarzit, Rauhwacke, Dolomit, Kalkmarmor). Um Platz zu sparen, wurden in der Legende zur geologischen Karte der Hafnergruppe unser Schwarzschiefer der Nordrahmenzone und die soeben genannten Einschaltungen nicht eigens unter der Überschrift Nordrahmenzone wiederum aufgereiht und mit eigenen Nummern versehen.

Besonders typisch für die Nordrahmenzone ist die weite Verbreitung von Grünphyllit (36). Es handelt sich um Chlorit-Serizit-Quarz-Phyllit. Genetisch dürfte es sich größtenteils um unterkretazischen Tuffit des Basalt-Vulkanismus handeln. Es sind aber örtlich auch petrographische Konvergenzen zu diaphthoritischem paläozoischem Quarzphyllit und zu diaphthoritischem Twenger Kristallin (Unterostalpin) vorhanden.

Die polygene Breccie vom Großen Reicheschkogel (37, „Jura bis Unterkreide“) bildet einen 5 km langen und infolge lokaler tektonischer Anschoppung bis 90 m mächtigen Gesteinszug. Die groben Komponenten der Breccie weisen Durchmesser von cm bis 2 m auf, sind in Richtung der Lineation des Gesteines gestreckt und bestehen aus grauem Dolomit, farblosem Kalkmarmor und farblosem Quarzit. Die Matrix stellt sich als Karbonatquarzit dar. Im Gegensatz zu den Liasbreccien mit vorherrschend nur Dolomit als Grobkomponenten, haben wir es hier mit einer polygenen Breccie, ähnlich der unterostalpinen Schwarzeckbreccie zu tun.

Breccien vom petrographischen Typus des Großen Reicheskogels kommen auch im Verbands des Unterostalpins der Riedingspitze und des Tiefenbaches vor.

Es ist überhaupt nicht möglich, eine scharfe Grenze zwischen Nordrahmenzone und Unterostalpin anzugeben.

6.7. Unterostalpin nördlich der Mur

Eindeutig zum Unterostalpin der Radstädter Tauern gehören auf Grund ihres Gesteinsbestandes (Twenger Kristallin und fossilführende Permo-Trias) die Schollen des Weißecks, der Riedingspitze und des Tiefenbaches. Sie schwimmen walzenförmig als ursprüngliche Deckschollen im Schwarzschiefer und Begleitgesteinen der Nordrahmenzone. Die Weißeck-Scholle dünnt nach W im lamellierten Schollenzug Boarn Lacke – Haselloch aus. Die Riedingspitze – Tiefenbach-Scholle weist eine analoge tektonische Verdünnung nach W auf (Lamelle N Schiereck).

In Anlehnung an die Stratigraphie der Radstädter Tauern wird das unterostalpine vorpermische Kristallin im N-Bereich der geologischen Karte der Hafnergruppe als Twenger Kristallin (29 bis 26) bezeichnet.

Es besteht im Bereich der Riedingspitze–Tiefenbach-Scholle aus 120 m mächtigem Paragneis (29, Chlorit-Hellglimmer-Plagioklas-Quarz-Gneis mit und ohne Stilpnomelan) und 20 m mächtigem Orthogneis (27, Granitgneis mit und ohne Stilpnomelan). Es wirkte nur schwache alpidische Metamorphose. Beide Gneistypen sind diaphthoritisch, enthalten Relikte großer gequälter, anscheinend voralpidischer Hellglimmer und als alpidische Neubildungen Serizit, Chlorit, Albit, Quarz und Stilpnomelan. Dazu gesellt sich in der Riedingspitze–Tiefenbach-Scholle 20 m mächtiger Amphibolit (28, chloritreicher Epidotamphibolit). Er enthält voralpidische Amphibol-Relikte und ist ebenfalls diaphthoritisch ausgebildet.

Diaphthorit (26), dessen Edukt nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden konnte, umgibt die Weißeck-Scholle, baut deren nach W auskeilende Lamelle sowie die selbständige Lamelle S Großer Reicheskogel und Partien der Riedingspitze–Tiefenbach-Scholle auf. Als vorwiegend Chlorit-Serizit-Quarz-Phyllit zeigt das Gestein jeweils Strukturen, Glimmer- und Feldspatgehalte, die vermuten lassen, daß es sich hauptsächlich um Diaphthorite nach Glimmerschiefer, Amphibolit und Gneis handelt. Daneben mögen auch tuffitischer Grünphyllit und paläozoischer Quarzphyllit vertreten sein (petrographische Konvergenz).

Über dem Twenger Kristallin folgt die Permo-Trias (25 bis 20), die in den unterostalpinen Schollen des Weißecks, der Riedingspitze und des Tiefenbaches Analogien zur Stratigraphie der Radstädter Tauern aufweist.

Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit (25, „Perm – Skyth“) sind wenige deka-m mächtig und fehlen häufig (tektonisch reduziert). Unteranische Rauhwacke (24) bildet ein 20 m mächtiges Leitband. Es folgen anischer Bänderkalk, Dolomitschlierenkalk und Tonschiefer (23) nördlich des Riedingsees (F. THALMANN 1962, p. 43). 10 m mächtiger, mitunter rosa oder gelblichgrauer Kalk und Kalkmarmor (22) nehmen ebenfalls hauptsächlich die Position des Anis ein. Der beinahe 200 m mächtige, graue oder farblose, recht massige Dolomit (21) dürfte vorwiegend dem Wettersteindolomit (Ladin) entsprechen. Am Weißeck bildet er eine oben geschlossene, nach N tauchende Mulde. Die Raibler Schichten (20) des Muldenkernes sind in der Weißeck-E-Wand, im Ödenkar und am Rauchkopf aufgeschlossen. Es handelt sich um mehrere deka-m mächtige Ton- und Dolomitschiefer, welche im Ödenkar Kristalldolomit mit einer wahrscheinlich ladinisch-karnischen Lumachelle unbestimmbarer Bivalven führen

(nach freundlicher Beurteilung der Gesteinsproben durch Prof. A. TOLLMANN). Hauptdolomit und Kössener Schichten konnten nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden. Im Grenzbereich vom Wettersteindolomit zu den Raibler Schichten stellen sich dunkler bituminöser gebankter Dolomit und endogene Dolomitreccie ein.

Jura und Unterkreide des Unterostalpins wurden in der Legende zur geologischen Karte der Hafnergruppe nicht eigens vermerkt. Hierher zu rechnen sind im geologischen Verband der genannten unterostalpinen Schollen auftretende Kalkschiefer, polygene Breccie mit gradiertem Schichtung (S Riedingspitze, F. THALMANN 1963, p. 147) und fraglicher Radiolarit. Dieser bildet S Riedingspitze eine 5 m mächtige, auffallend feinkörnige und feinschichtige Bank aus Chlorit-Serizit-Quarzit, die jedoch im Dünnschliff keine Fossilspuren geliefert hat und auf der geologischen Karte der Hafnergruppe nicht eingetragen wurde.

6.8. Katschbergzone

Der Katschberg als Typlokalität befindet sich außerhalb der geologischen Karte der Hafnergruppe, und zwar E Kareck. Die Katschbergzone umfaßt über der peripheren Schieferhülle tektonisch reduzierte Schollen der Matreier Zone – Nordrahmenzone, der Permo-Trias der unterostalpinen Radstädter Tauern, einen zusammenhängenden Streifen des unterostalpinen altpaläozoischen Quarzphyllits der Radstädter Tauern und schließlich Kristallin-Diaphthorite. Die geologische Karte der Hafnergruppe bringt in ihrer SE-Ecke einen Abschnitt der Katschbergzone im Bereich: Torscharte und Wolfsbachtal zur Darstellung. Auf die kürzlich ausgearbeitete geologische Karte und Beschreibung der gesamten Katschbergzone zwischen Mur- und Drautal sei verwiesen (CH. EXNER 1980 a).

E und N Torscharte lagert über dem hangenden Grünschieferzug (P. 2415) der peripheren Schieferhülle ein im m-Bereich wild gefaltetes Paket der Randserie (Matreier Zone – Nordrahmenzone) aus Schwarzschiefer, Kalkschiefer, Grünphyllit, Serpentin (2 m mächtig), Quarzit, Kalkmarmor und Dolomit.

Weiter N folgt in ruhigerer Lagerung eine Deckscholle aus Triasdolomit und Lantschfeldquarzit des Unterostalpins der Radstädter Tauern. Sie bildet als 25 m mächtige Lage den SE-fallenden, 300 Höhenmeter einnehmenden Isoklinhang SE P. 2415. Wie am Tschaneck (Tschaneckschollenzonen) im Katschberggebiet handelt es sich um eine stratigraphisch verkehrt liegende Serie: Dolomit unten, Lantschfeldquarzit oben. Darüber folgt der unmittelbar an der Torscharte aufgeschlossene unterostalpine altpaläozoische Quarzphyllit (Katschberg-Quarzphyllit).

Auch E Wolfsbach sind über der peripheren Schieferhülle Schollenzüge der Randserie mit Serpentin und Reste der unterostalpinen Permo-Trias der Radstädter Tauern (Dolomit, Kalkmarmor, Rauhwaacke, Lantschfeldquarzit) aufgeschlossen. Sie folgen der Basis des Katschberg-Quarzphyllits und sind mit diesem tektonisch verschuppt.

Der Katschberg-Quarzphyllit (34) ist ein dunkelgrauer, mitunter hellgrau-grünlicher Serizit-Chlorit-Quarz-Phyllit mit Kleinfaltung und Quarzknuern. Sein Pyrit-Gehalt erzeugt braune Verwitterungsfarben. Zwischen dem penninischen Tauernkörper und dem Ostalpinen Altkristallin des Nockgebietes bildet er eine spätalpidische Quetschzone mit sekundären N-S Faltenachsen, unregelmäßigem Einfallen der Schieferung (auch aberrant nach W !) und Myloniten. Seine Mächtigkeit beträgt im Gebiet: Torscharte, Wolfsbachtal 150 m. Auf Grund der in ihm enthaltenen Conodonten-führenden Karbonatgesteine kann sein Sedimentationsalter als altpaläozoisch angenommen werden

(Fortsetzung des unterostalpinen Quarzphyllits der Radstädter Tauern). Die Grenze dieses durch progressive Metamorphose aus Tonschiefer und Tuffit hervorgegangenen Katschberg-Quarzphyllits zu diaphthoritischem Quarzphyllit (siehe unten !) ist unscharf.

Der Katschberg-Quarzphyllit enthält lang hinstreichende Schollenzüge aus Quarzit und Karbonatgesteinen mit Mächtigkeiten von nur wenigen m (Fortsetzung der Lisabichlschollenzone des Katschberges). Man findet sie E Torscharte und in den rechten Wildbachrinnen des Wolfsbaches. Es handelt sich um Quarzit (33), Graphitquarzit (32), Graphitkalk und Bänderkalk (31) und um ein mittelkörniges dunkelgraues Ankeritgestein mit brauner Verwitterungsrinde (Eisendolomit, 30). Bänderkalk und Eisendolomit sind als silurisch einzustufen, da sie in ihrer streichenden NE-Fortsetzung in 3 bis 4 km Entfernung obersilurische Conodonten führen (H. P. SCHÖNLAUB et al. 1976).

Der diaphthoritische Quarzphyllit (35) des Wolfsbachtals geht durch regressive Metamorphose aus dem phyllitischen Glimmerschiefer und Paragneis der auflagernden Ostalpinen Decke hervor. Das Gestein zeichnet sich als eher ebenflächig plattiger, kompakter und hellgrauer Phyllit mit örtlich höherem Feldspatgehalt und 1 mm großen Hellglimmern aus. Allerdings ist die Grenze zum Katschberg-Quarzphyllit recht unscharf. Ebenso erweist sich der allmähliche Übergang zum darüber folgenden, meist Granat führenden, phyllitischen Glimmerschiefer als nicht scharf. Mylonite sind in der Zone des diaphthoritisches Quarzphyllits häufig.

6.9. Altkristallin des Nockgebietes

Im Gebiet um das Hirneck (SE-Ecke der geologischen Karte der Hafnergruppe) besteht das Altkristallin vorwiegend aus phyllitischem Glimmerschiefer (17). Das graue Gestein weist wellig-flächiges Parallelgefüge von quarzreichen und glimmerreichen Lagen auf. Seidige Überzüge auf den Schieferungsflächen bestehen aus Serizit, feinblättrigem Biotit und Chlorit. Man beobachtet größere Schuppen (1 mm) von Hellglimmer und Chlorit sowie häufig auch freisichtig erkennbare Granatkörner. Biotit und Albit sind meist nur mikroskopisch nachzuweisen, jedoch ebenfalls als Hauptgemengteile des Gesteines anzusprechen. Chloritisierung von Biotit und Granat weisen auf regressive Metamorphose, große Albitblasten mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile auf spätalpidische Albit-Blastese hin.

Die Zone der phyllitischen Glimmerschiefer bildet einen Randstreifen des Altkristallins des Nockgebietes. Außerhalb der geologischen Karte der Hafnergruppe streicht sie vom Lungauer Becken (Schloß Moosham) über Aineck und Stubeck bis nach Kreuzschlach bei Gmünd. Östlich dieser Zone schließen grobschuppige Granatglimmerschiefer, grobschuppige Paragneise und Staurolith-Granat-Glimmerschiefer an, welche geringere regressive Metamorphose erlitten haben (EXNER 1980 b).

W und N Hirneck ist dem phyllitischen Glimmerschiefer ein Zug klein- bis mittelkörnigen Amphibolits und Chloritschiefers (18) eingelagert. Der Paragneis (19) stellt sich als plagioklas- und quarzreicher, hornblendeführender Bändergneis dar, der mit dem Amphibolit verfault ist.

Im phyllitischen Glimmerschiefer SSE Hirneck steckt eine 200 m lange und 70 m breite Sedimentgesteinslinse mit Trias-Charakter der Schichtfolge (Quarzit 5 bis 10 m, Rauhacke 2 bis 3 m, farbloser feinkristalliner Dolomit 5 bis 8 m mächtig). Diaphthorit scheidet sie vom phyllitischen Glimmerschiefer. Es kann sich um einen tektonischen Sedimentkeil von oben (Stangalm-Trias), oder von unten (Unterostalpin) han-

deln. Geometrisch besitzt die zuletzt genannte Interpretation (Dr. J. PISTOTNIK, mündliche Mitteilung) mehr Wahrscheinlichkeit.

6.9.1. Quartär

Auf Grund der Höhenlage der erratischen Blöcke läßt sich ermitteln, daß die Oberfläche des Eisstromnetzes während der pleistozänen Hauptvereisungen eine Höhenlage über 2.000 m Seehöhe einnahm. Der Murgletscher überfloß den Katschberg. Die tieferen Teile der heutigen Haupttäler der Hafnergruppe waren von etwa 800 m bis 1.300 m dickem Eis überdeckt. An der Form der Trogtäler und der erhaltenen Schriffkehle (z. B. Lanisch Ochsenleiten) läßt sich die Oberfläche des Würm-Eisstromes örtlich rekonstruieren. Mit der Signatur Moräne (12) sind Geschiebemergel und fluvioglaziale Schotter und Sande der Hauptvereisungen, der Würm-Rückzugsstadien und der rezenten Gletscher zusammengefaßt.

Die Signatur: Moränenwall im allgemeinen (13) markiert Rückzugsstadien (bzw. Stillstände und Vorstöße) der Gletscher, welche post-Würm bis frührezent erfolgten. Das interstadiale Konglomerat (16, bei Wald im Zederhaustal) stellt wahrscheinlich ein See-Sediment dar, welches von Moräne eines jüngeren Gletschervorstoßes überlagert wird. Im Vorfeld der rezenten Gletscher sind die mächtigen Moränenwälle aus der Zeit um das Jahr 1850 (15) gut kenntlich. Bei der geologischen Untersuchung stellte sich heraus, daß ein Eisenbahndamm-ähnlicher vegetationsarmer Wall aus der Zeit um 1917 bis 1920 (14) das unmittelbare Vorfeld der größeren rezenten Gletscher ziert. Die Ausdehnung der rezenten Gletscher und ganzjährigen Firnfelder (3) bezieht sich auf den Zeitraum der geologischen Kartierung (1960 bis 1980). Als „ganzjährige“ Firnfelder wurden solche eingetragen, die bis Mitte September den Felsuntergrund bedecken, z. B. im breiten Hochkar rings um das in Auflösung begriffene Kölnbreinkees. Es mag sein, daß einige der „ganzjährigen“ Firnfelder zu guter Letzt im Spätherbst abschmelzen, doch hatte ich keine Zeit, während des Wintersemesters den Felsuntergrund solcher Firnflecke zu untersuchen und beließ sie auf der geologischen Karte als ganzjährig.

Bergsturz-Blockwerk (11) nimmt weite Areale in der Hafnergruppe ein. Ich habe mich bemüht, sie sorgfältig zu kartieren. Für jegliche Art von Baugeologie stellt ihre Kenntnis zunächst die wichtigste Information dar, welche die geologische Karte liefert. Die meisten Bergstürze wurden durch isoklinale Hangrutschungen ausgelöst, z. B. die Riesenareale S Fell, SW Muhr und E Girlitzspitze. Landschaftlich noch eindrucksvoller sind die antithetischen Bergeinstürze mit Steilgelände und gewaltigen Felswänden als Abrißnischen, z. B. Zaneischg (S Kareck) und Hammerleiten (Maltatal). Die Signatur: Unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschte Gesteinsmassen (10) wurde spärlich und nur dort verwendet, wo interessante Schichtfolgen trotz verrutschten Zustandes beobachtbar geblieben sind. Bergzerreißungs-Spalten (9) wurden sehr sorgfältig zur Voraussage zukünftiger Bergstürze kartiert. Für diesbezügliche baugeologische Detailfragen möge meine handkolorierte Originalkarte 1 : 10.000 herangezogen werden. Als Trümmergrat (8) wurde eckiges Bergsturzblockwerk, das einen Grat aufbaut, in die Karte eingetragen. Es handelt sich um Bergruinen, das heißt, um eingestürzte Berge, deren Blockwerk nicht vollends zu Tal gepurzelt ist, sondern hoch oben liegen blieb (z. B. die Gipfel des Marchkarecks und der Kesselspitze).

Ein alter Lauf des Maltaflusses ist als Trockental (7) S Unterer Veidlbauer Alm erhalten geblieben und hängt im Fels 15 m über dem heutigen Flußniveau. Grandios sind die Karstphänomene in Dolomit- und Kalkmarmor der Silbereckserie und im unterost-

alpinen Triasdolomit des Weißecks. Die Lokalitäten der zahlreichen Dolinen und Bach-Schlucklöcher (5) mußten dem Maßstab entsprechend generalisiert werden und sind im einzelnen der Originalkarte 1 : 10.000 entnehmbar. Zu den Karstquellen (6) gehören auch die prächtigen Bachaustritte („Tore“) des Torbaches im Lanisch und die romantischen Felsquellen des Lieser Ursprungs, des Mur Ursprungs und der Brünnwand (Brünndlwand NNE Weißeck). Kalktuff (4, Quellsinter) findet sich an Bergsturz-Entwässerungsquellen im Bereich der Bündnerschiefer (bei Ortschaft Zederhaus und Gries im Zederhaustal). Schuttkegel (2) beziehen sich sowohl auf ganzjährig fließende Bäche als auch auf Trockenschutt zeitweise fließender Gerinne. Eher gleichmäßig verteilter Gehängeschutt an den Gebirgsflanken und die Talalluvionen wurden in Signatur (1) zusammengefaßt.

7. Die übrigen Zeichen der Legende zur geologischen Karte

Es wurden nur Mittelwerte des Streichens und Fallens der hauptsächlich s-Flächen (Schichtung und Schieferung) eingetragen. Die Originalkarten 1 : 10.000 enthalten bedeutend mehr Detail. Die Zeichen im E-Teil der geologischen Karte der Hafnergruppe zeigen das regelmäßig flache Eintauchen der Hohen Tauern nach NE, E und SE. Auch im Inneren der Gebirgsgruppe rund um das Maltatal herrschen flache s-Flächen mit Ausnahme einiger tautozonarer vertikaler, NW streichender s-Flächen, die zur NW-streichenden Walze des Maltatales gehören. Steile s-Flächen (Fallwinkel um 60° und darüber) herrschen in der NE-vergente Stirnzone der Hafnermigmatite (z. B. N-Wand des Großen Hafners) und im Gebiet der unterostalpinen Deckschollen (Weißeck, Riedingspitze).

Auch die auf der Karte eingezeichneten Lineationen (meist ident mit der Hauptfaltenachse) bringen nur Mittelwerte eines bedeutend dichteren Achsenplanes, der in den Originalkarten 1 : 10.000 einsehbar ist. Die wesentlichen Merkmale sind: (a) NE-Lineation im Hölltor-Gneiskern (z. B. Forellengneis). (b) Im übrigen Tauernkörper hauptsächlich NW- und untergeordnet W-E Lineation. (c) Schließlich jungalpidische Überprägungen (Querfalten) mit N-S und NE-Achsen. Sie sind im Bereich Hoçhalm spitze, Melnikkar, in Silbereck- und Storzserie rings um das Dorf Muhr (Muhrbögen) und im weiteren Bereich der Katschbergzone besonders intensiv ausgebildet. Mit eigenen Zeichen wurde zum Ausdruck gebracht, ob der Altersunterschied zweier am selben Gestein beobachtbarer Lineationen unkenntlich ist (selten !), oder ob die Lineation (Achse) der jüngeren Knitterung von der älteren Mineralelongation unterschieden werden kann.

Die Eintragung steiler spättektonischer Störungen beschränkt sich auf wenige und terrestrisch gut beobachtbare Beispiele, deren vermutete Fortsetzungen ebenfalls gekennzeichnet wurden. Die Vertikalversetzungen betragen maximal 30 m, die Horizontalversetzungen bloß wenige m. Klufthmylonite (Zerrüttungszonen) kennzeichnen die Störungen. Natürlich gibt es sehr viele Zerrüttungszonen, die sich besonders aus der Luft als langhinstreichende Störungen in unserer Gebirgsgruppe morphologisch zu erkennen geben. Sie mögen einer geologischen Luftbildinterpretation entnommen werden und bilden aus begrifflichen Gründen keinen Gegenstand der vorliegenden, terrestrisch aufgenommenen geologischen Karte. Hätte ich auch noch die vielen Luftbild-Störungen in Form eines recht engen, hauptsächlich NNE und WNW streichenden Störungsnetzes eingetragen, wäre die Karte praktisch unlesbar geworden. Einige eingetragene Störungen seien kurz erläutert:

Am bekanntesten sind die NNE streichenden, Flußspat führenden Klüfte im Trias-

dolomit des Weißecks (SW-Grat in SH. 2670 m) und NNW Riedingsee.

Eine markante, ENE streichende Zerrüttungszone befindet sich NE Stickler Hütte (in der topographischen Originalkarte ÖK 1 : 25.000 Blatt 156/1 als Abrahamgraben bezeichnet; heute steht das Wort Abrahamgraben weiter E).

Kleine meridionale Seitenverschiebungen verlaufen in der peripheren Schieferhülle des Murtales (S Stickler Hütte, E Roßfallgraben, am Zickenberg) und in der Silbereckserie bei Lieserfall.

Sehr markante meridionale Störungen durchsetzen das Gneisgebiet im Raume: Roßkar – Kölnbrein und Kesselwand – Seekar.

Die ESE bzw. W-E streichenden Störungen N Schober Eisig und N Torscharte zeigen Absenkung des S-Flügels um 10 bzw. 20 m. An der NW-streichenden Störung La-sörn – Poisneggspitze erweist sich der N-Flügel um 30 m abgesenkt.

Meridionale Störungen in der Kareckserie NE Kareck weisen Absenkung des E-Flügels jeweils um einige m auf (Untertage-Beobachtungen im Stüblbau von O. M. FRIEDRICH & K. B. MATZ 1939).

Die Hafnergruppe ist reich an Stollen, Schächten und Pingens des ehemaligen Bergbaues. Sie gruppieren sich um folgende Erzreviere:

1. Tauern-Goldquarzgänge im Zentralgneis: Kölnbreinkar, Lanisch Seekar und Waschgang.
2. Edelmetallhaltige Arsenkies-reiche Lagerstätten vom Typus Rotgülden: In der Silbereckserie vom Mur Ursprung bis Waschgang.
3. Goldquarz-Lagergänge mit edelmetallhaltigen Kiesen und mit Scheelit. Typus Schellgaden. In der Kareckserie und in Storzserie.
4. Kieslager, teilweise Silber-hältig, Typus Großarlthal. In Grünschiefer und dessen unmittelbarem Nebengestein. In Bündnerschiefer der peripheren Schieferhülle des Mur- und Zederhaustales.
5. Kieslager in Serpentin der selben Bündnerschiefer-Zone. „Pfeifenberger Alm“ bei Stickler Hütte. An Magnetkies gebundene Nickellagerstätte (O. M. FRIEDRICH 1968, p. 66).
6. Magnetit dürfte lokal im Bergmassiv des Silberecks gewonnen worden sein: Stollen im Ochsenkarl NNW Eisenkopf.

Von den zahlreichen Stollen der Wasserkraftwerke in der Hafnergruppe wurden nur diejenigen in die geologische Karte eingetragen, die für die Geologie wesentliche Erkenntnisse gebracht haben. Vor allem erschloß der unter dem Hochalmkees verlaufende, 9,5 km lange Maltastollen den Deckenbau des Hochalmmassives und zeigte, daß die flachen Strukturen des Malta- und Gößtales in der Tiefe des Hochalmmassives fortsetzen und der Granitgneis der Hochalm spitze auf zentraler Schieferhülle und Tonalitgneis aufsitzt. Der 4 km lange, unter dem Waschgang verlaufende Lieserstollen erbrachte als überraschendes Ergebnis einen 200 bis 300 m mächtigen Sedimentkeil der Silbereckserie im Gneis, 700 m unter der Gebirgsoberfläche (SSW Großer Melniksee), wo er auf Grund der Obertage-Geologie nicht vermutet wurde. Beide Stollen gehören zu der in den Jahren 1971 bis 1977 erbauten Kraftwerksgruppe Malta, über deren technische Einrichtungen und Baugeologie (E. CLAR & W. DEMMER 1979) der Jahrgang 32 der österreichischen Zeitschrift für Elektrizitätswirtschaft Auskunft gibt. Ein interessantes petrographisches Profil durch die Bündnerschiefer der Silbereckserie und den auflagernden Phengit-Granitgneis der Mureckdecke lieferte der 0,8 km lange Stollen und Schrägschacht W Plölitzen (Ableitung der Mur zum Kraftwerk Rotgülden).

Im Jahre 1982 wurde im Rahmen des Kraftwerkbaues Hintermuhr ein rund 6 km langer Stollen vom Murtal bei der Sticklerhütte bis zum Rotgüldenensee durchgeschlagen. Da ich zu spät von diesem, ein interessantes geologisches Querprofil von der Murtörlserie bis zum Rotgülden-Migmatit liefernden Stollenbau erfuhr, konnte dieser Stollen in der geologischen Karte nicht eingetragen werden.

Während meiner geologischen Tätigkeit vor dem II. Weltkrieg war ich Zeuge des Baubeginnes des Reichsautobahnstollens zwischen Schellgaden (Murtal) und Abwerzg (Liesertal). Die Teilstrecken im N und S verlaufen in der Storzserie. Serpentin und Serpentin-Begleitgesteine der Storzserie wurden in der S-Strecke angefahren. Die Lage der heute verbrochenen Tunnelportale und zugehörigen Tunneldeponien ist der geologischen Karte zu entnehmen. Im Zuge der Kriegsereignisse wurde der Bau eingestellt. 35 Jahre später wurde dann etwa 1 km E des begonnenen alten Tunnels der neue Katschberg-Autobahntunnel vollendet. Er befindet sich auf Kartenblatt Tamsweg und durchörtert von N nach S: Storz-, Kareckserie und periphere Schieferhülle bis zu den Bündnerschiefern.

Die Bergsturzgebiete sind in der Regel trocken, da das Niederschlagswasser zwischen dem Blockwerk versiegt. Es tritt in Form starker Quellen am Fuß der Bergsturzgebiete aus. In einem Stollen durch das Bergsturzblockwerk wurde NE Girlitzspitze eine Metallrohrleitung für den Wasserbedarf der Almwirtschaft verlegt. Sie bezog das Wasser aus der Abrißnische des Bergsturzes, somit ein Paradebeispiel für den Wasserhaushalt in Bergsturzgebieten abgebend. Die großen Quellen treten am Fuß dieses Bergsturzes im Lassörn- und Liesertal aus.

Bergbauhalden und Tunneldeponien wurden fleißig eingetragen. Schüttdämme für den Kraftwerksbetrieb stellen der Staudamm am „Galgenbichl“ (Stausee NW Wastlbauer Alm im Maltatal) und die künstlich um ca. 10 m erhöhte Karschwelle des Unteren Rotgüldenensees dar, der vor 30 Jahren zum Speichersee ausgebaut wurde.

Von den auf der geologischen Karte der Hafnergruppe eingetragenen Steinbrüchen befindet sich zur Zeit keiner in ständigem Betrieb.

Im Zederhaustal SW Lanschütz wird zeitweise Arkosequarzit der Schrovinserie als Dekorstein gewonnen. Lantschfeldquarzit gibt es bei Essler. Im Serpentin bei Tafern befindet sich ein Jahrhunderte alter Steinbruch mit geschränten, von Hand bearbeiteten Wänden. Karbonatquarzit der Bündnerschiefer zu Dekorzwecken wurde bei Kraglau und Duller („Veitbauer“) gebrochen. Näheres darüber berichtet KIESLINGER (1964, p. 75–79). Wegen Einsturzgefahr mußte der Steinbruch Kraglau mittels mächtiger Betonmauern abgestützt werden.

Im Murtal gewähren die Steinbrüche Hemerach, W Mayerhof und Muhr guten Einblick in intermediäre Gneise (Epidot-Albit-Gneise), Amphibolite, Orthogneise und Migmatite der Storzserie. Die Steinbrüche bei Mandl Brand und E Brunner gewähren vorzüglichen Einblick in den Mureckgneis und seine phyllonitischen Scherzonen. Der Steinbruch S Rotgüldenensee-Hütte lieferte die Bruchsteine für den Schüttdamm am Ausfluß des Unteren Rotgüldenensees und erschließt den Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden.

Der große Steinbruch N Malta-Stausee erstreckt sich von der Mündung des Kölnbreinbaches bis 500 m nach NW. Er lieferte den Betonzuschlagstoff für den Bau der Kölnbreinsperre. Im E-Teil steht Migmatit der Hafnerserie, im W-Teil Metagranit (Granitgneis) des Hölltorkernes an. Ein absichtlich wegen Einsturzgefahr erzeugter künstlicher Bergsturz überdeckt heute große Teile der Steinbruchwände.

Eine Kies- und Sandgrube in den Alluvionen der Lieser befindet sich W Tendl Alm.

8. Druckfehlerberichtigung zur geologischen Karte

Teil 1

In die große, weiß gelassene Parzelle S Schlierer Alm und S Hasscherl gehört das Zeichen für Bergsturz-Blockwerk (11).

In die weiß gelassene Parzelle, 7 mm S „A“ des Wortes „Ilg A“ gehört das Zeichen für polygene Breccie (37).

Im Bergsturzareal, 6 mm S „a“ des Wortes „Tiefenbach“ ist der 2 mm lange, horizontale Strich zu löschen.

Die große linsenförmige Parzelle, 8 bis 10 mm N „Wald“ des Wortes „Ziem Wald“: Statt Dolomit ist Grünschiefer (38) einzutragen.

Die Parzelle unmittelbar an der S-Kante des Trigonometer-Dreiecks Pleißnitz Kg. hat irrtümlich einen blauen Farbstich. Es handelt sich jedoch um Graphitquarzit (54).

Parzelle in der Moräne, 20 mm N „r“ des Wortes „Roßkar Lacke“: Fälschlich Schwarzschiefer. Es handelt sich jedoch um Arkosequarzit (51).

Kleine längliche weiße Parzelle „98“ der Ziffer „1898“ Mur Ursprung soll die Farbe des Kalkschiefers (58) tragen.

In der dünnen, 25 mm langen, weißen linsenförmigen Parzelle, 13 mm S „F“ des Wortes „Frisching Höhe“ ist die Farbe des Graphitquarzites (67) einzutragen.

Die weiße Parzelle am S-Rande, 27 mm SE „e“ des Wortes „Frisching Höhe“ soll die Farbe des Kalkschiefers (58) tragen.

Teil 2

In der Linse mit roten Punkten ist der hellblaue Untergrund zu ergänzen. Es handelt sich um Dolomitbreccie (61): 10 mm SW Bettelwand.

Die 17 mm lange und 2 mm breite Parzelle, 20 mm NW Petereck ist irrtümlich weiß geblieben. Sie soll jedoch die Signatur: Granatglimmerschiefer (85) tragen.

In die weiße Parzelle, 15 mm S des ersten „r“ des Wortes „Lieser Ursprung“ ist die Farbe für Kalkschiefer (58) einzutragen.

Die grüne Linse, 2 mm SW Loib Spitze, soll Punktraster tragen. Es handelt sich um Serpentinbegleitgesteine (79).

9. Literatur

- ANGEL, F. & STABER, R., 1937: Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe (Hohe Tauern). — Mineral. u. Petr. Mitt., 49, 117–167, Leipzig.
- , 1952: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. — Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 13, 112 S., Innsbruck.
- BECKE, F., 1908: Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. — Sitzber. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 117, Abt. I, 371–404, Wien.
- , 1909: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Hochalmkerns. — Sitzber. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 118, Abt. I, 1045–1072, Wien.
- CLAR, E. & DEMMER, W., 1979: Die Geologie der Kraftwerksgruppe Malta. — Österr. Zeitschr. f. Elektrizitätswirtschaft, Jg. 32, H. 1/2, 12–20, Springer-Verlag, Wien, New York.
- CLIFF, R. A. et al., 1971: Structural, Metamorphic und Geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. — Jb. geol. B.-A., 114, 121–272, Wien.
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E., 1939: Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil).

- Abhandl. geol. B.-A., 25, H. 1, 306 S., Wien.
- EXNER, CH., 1939: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. I. Teil. – Jb. geol. B.-A., 89, 285–314, Wien.
- , 1971: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. geol. B.-A., 114, 1–119, Wien.
- , 1980 a: Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – Jb. geol. B.-A., 123, 343–410, Wien.
- , 1980 b: Das Kristallin östlich der Katschbergzone. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 167–189, Wien.
- , 1982: Geologie der zentralen Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. geol. B.-A., 125, 51–154, Wien.
- FINGER, F. & HÖCK, V., 1982: Die Grüngesteine von Karteis (Großarlal, Hohe Tauern). Ein Typusprofil des Grüngesteinszuges Zederhaustal-Großarlal-Rauristal. – Die frühalpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S 15), 3, 39–54, Leoben.
- FRASL, G., 1958: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. geol. B.-A., 101, 323–472, Wien.
- & FRANK, W., 1966: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. – Der Aufschluss, Sonderheft 15, 30–58, Heidelberg.
- FRIEDRICH, O. M., 1934: Über den Vererzungstypus Rotgülden. – Sitzber. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 143, Abt. I, 95–108, Wien.
- , 1935: Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden. – Berg- u. Hüttenm. Jb., 83, 1–19, Wien.
- , 1968: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. – Archiv f. Lagerstättenf. Ostalpen, 8, 136 S., Leoben.
- & MATZ, K. B., 1939: Der Stüblbau zu Schellgaden. – Berg- u. Hüttenm. Monatsh., 87, 34–39, Wien.
- FRISCH, W., 1980: Post-Hercynian formations of the western Tauern window: sedimentological features, depositional environment, and age. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 49–63, Wien.
- GÖD, R., 1981: Ein Beitrag zur Petrographie und Geochemie des Bergbaureviers Schellgaden. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, 189–200, Wien.
- KIESLINGER, A., 1964: Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – Mitt. Ges. Salzburger Landeskunde, Ergänzungsband 4, 436 S., Salzburg, Stuttgart.
- KOBER, L., 1922: Das östliche Tauernfenster. – Denkschr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 98, 201–242, Wien.
- , 1926: Neue Beiträge zur Geologie der östlichen Tauern und des Salzkammergutes. – Anz. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 63, 46–48, Wien.
- KOLLMANN, H. A. (Redaktor) et al., 1982: Österreichs Boden im Wandel der Zeit. – 80 S., Verlag Braumüller, Wien.
- PREY, S., 1938: Aufnahmebericht über das Blatt St. Michael (5151). – Verh. geol. B.-A., Jg. 1938, 63–64, Wien.
- SCHÖNLAUB, H. P., EXNER, CH. & NOWOTNY, A., 1976: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – Verh. geol. B.-A., Jg. 1976, 115–145, Wien.
- STAUB, R., 1924: Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. – Beitr. geol. Karte Schweiz, n. F. 52, 272 S., Bern.

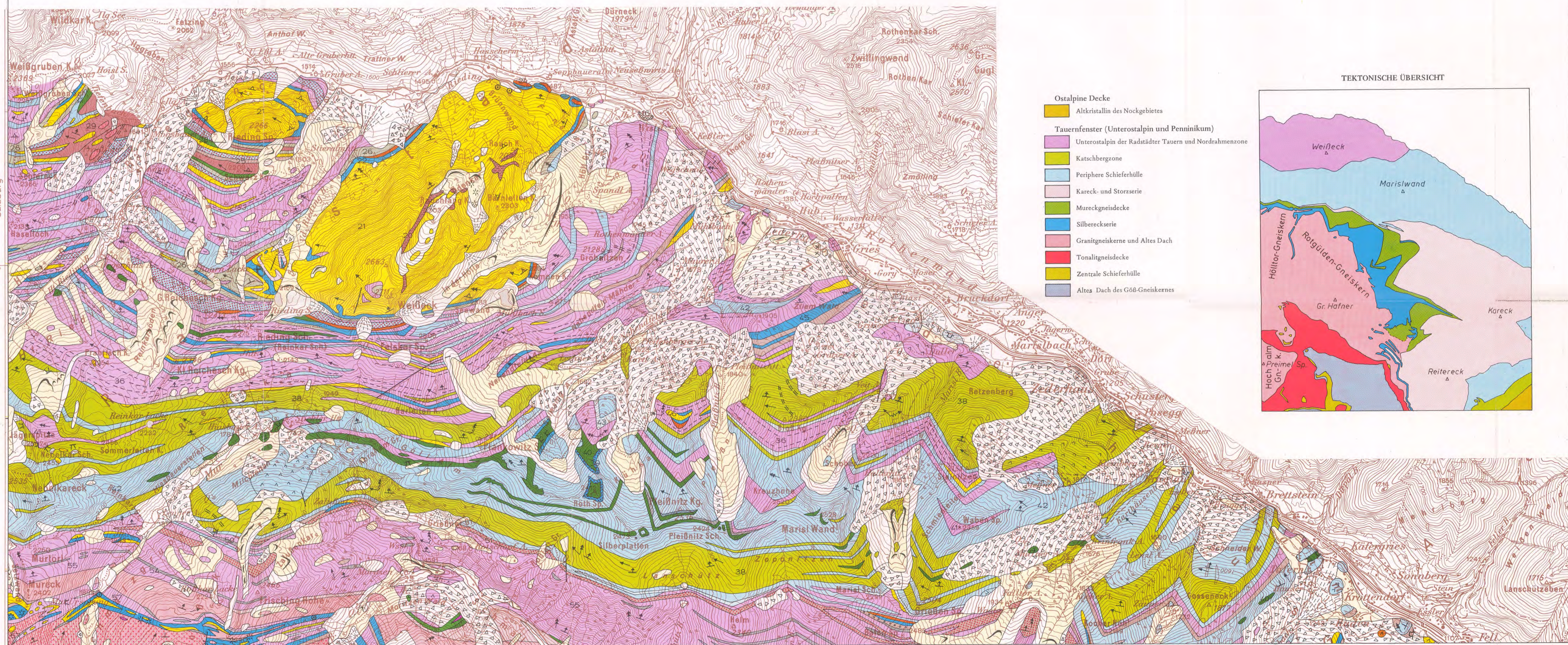
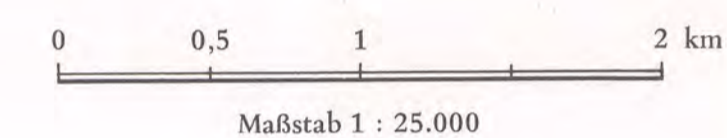
- TERMIER, P., 1904: Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. — Bull. Soc. géol. France, 3, 711–765, Paris.
- THALMANN, F., 1962: Geologische Neuaufnahme der Riedingspitze und des Weißecks (Blatt Mosermannl 156/1; südwestliche Radstädter Tauern). — Verh. geol. B.-A., Jg. 1962, 340–346, Wien.
- , 1963: Geologische Neuaufnahme des Kammzuges zwischen Mur- und Zederhaustal (Bereich der peripheren Tauernschieferhülle – Pennin). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 13, 121–188, Wien.
- THIELE, O., 1980: Das Tauernfenster. In: OBERHAUSER, R. (Redaktor): Der geologische Aufbau Österreichs. — S. 300–314, Springer Verlag, Wien, New York.
- TOLLMANN, A., 1977: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. 766 S., Verlag Deuticke, Wien.
- , 1980: Das östliche Tauernfenster. — Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 73–79, Wien.
- UHLIG, V., 1909: Der Deckenbau in den Ostalpen. — Mitt. geol. Ges. Wien, 2, 462–491, Wien.

- | | | |
|--|----|--|
| Quartär | 24 | Rauhucke |
| 1 Talalluvionen und Gehängeschutt | 25 | Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit. Perm-Skyth |
| 2 Schuttkegel | 26 | Diaphorit, Grünphyllit und Quarzphyllit, teilweise sekundär nach Glimmerschiefer, Amphibolit und Gneis |
| 3 Gletscher und ganzjährige Firnfelder | 27 | Orthogneis |
| 4 Kalktuff (Quellsinter) | 28 | Amphibolit |
| 5 Doline und Bach-Schluckloch | 29 | Paragneis |
| 6 Karstquelle | 30 | Eisendolomit, Silur |
| 7 Trockental (südlich Unterer Veidbauer Alm) | 31 | Graphitkalk und Bänderkalk, Silur |
| 8 Trümmergrat | 32 | Graphitquarzit |
| 9 Bergzerstörungs-Spalte | 33 | Quarzit |
| 10 Unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschte Gesteinsmassen | 34 | Katschberg-Quarzphyllit, progressiv metamorph. Altpaläozoisch |
| 11 Bergsturz-Blockwerk | 35 | Diaphoritischer Quarzphyllit, regressiv metamorph nach Glimmerschiefer und Gneis |
| 12 Moräne | 36 | Grünphyllit, mit Chlorit, Serizit und Quarz. ? Tuffit. „Unterkreide“ |
| 13 Moränenwall im allgemeinen | 37 | Polygene Breccie, vom Typus: Großer Reischkogel. „Jura bis Unterkreide“ |
| 14 Moränenwall aus der Zeit um 1917-1920 | 38 | Grünschiefer. „Jura-Unterkreide“ |
| 15 Moränenwall aus der Zeit um das Jahr 1850 | 39 | Ophikalzit |
| 16 Interstadiales Konglomerat (bei Wald im Zederhaustal) | 40 | Serpentinit und Serpentinbegleitgesteine. „Jura-Unterkreide“ |
| | 41 | Schwarzschiefer, mit dünnen Quarzitlagen. „Jura-Unterkreide“ |
| Altkristallin des Nockgebietes | 42 | Kalkschiefer, mit Kalkmarmorbänken und dünnen Quarzitlagen. „Jura“ |
| 17 phyllitischer Glimmerschiefer | 43 | Karbonatquarzit. „Jura“ |
| 18 Amphibolit und Chloritschiefer | 44 | Dolomitbreccie. „Jura“ |
| 19 Paragneis | 45 | Kalkmarmor. „Trias“ |
| Unterostalpin, Nordrahmenzone des Tauernfensters und Katschbergzone | 46 | Dolomit und Dolomitmarmor. „Trias“ |
| 20 Raibler Schichten, Tonschiefer, Dolomitschiefer und Lumachelle (Weiß-
eck), Ladin-Karn | | |
| 21 Dolomit | | |
| 22 Kalk und Kalkmarmor | | |
| 23 Kalk und dunkler Tonschiefer (nördlich Riedingsee). „Anis“ | | |

- | | |
|--|---|
| 47 | Rauhucke. „Trias“ |
| 48 | Lantschfeldquarzit. „Skyth“ |
| 49 | Geröllquarzit. „Perm-Skyth“ |
| 50 | Graphitquarzit. „Oberkarbon-Perm“ |
| 51 | Arkosequarzit, Gneis und Albitblastenschiefer. „Perm“ mit Schürflingen von Altem Dach und Zentralgneis |
| 52 | Amphibolit (südlich Dolzenberg) |
| 53 | Kalkschiefer (südlich Helm) |
| 54 | Graphitquarzit |
| 55 | Schwarzschiefer, örtlich mit gradierter Schichtung und mit Lagen von Albitblastenschiefer, Albitgneis, Prasinit und Chloritschiefer |
| Silbereckschiefer | |
| 56 | Grünschiefer und Ophikalzit. „Jura-Unterkreide“ |
| 57 | Schwarzschiefer, mit dünnen Quarzitlagen. „Jura-Unterkreide“ |
| 58 | Kalkschiefer, mit Kalkmarmorbänken und dünnen Quarzitlagen. „Jura“ |
| 59 | biotitführender Karbonatquarzit und Chänopoditschiefer. ? Radiolarit. „Malm“ |
| 60 | Karbonatquarzit. „Lias-Dogger“ |
| 61 | Dolomitbreccie. „Lias“ |
| 62 | Kalkmarmor (Silbereckmarmor). „Trias“ |
| 63 | Dolomit und Dolomitmarmor. „Trias“ |
| 64 | Rauhucke (südlich Mannsitz). „Trias“ |
| 65 | Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit. „Perm-Skyth“ |
| 66 | Geröllquarzit. „Perm“ |
| 67 | Graphitquarzit. „Oberkarbon-Perm“ |
| Zentrale Schieferhülle. „Oberkarbon-Perm“. Teilweise: ? Bündnerschiefer | |
| 68 | Graphitquarzit |
| 69 | Granatglimmerschiefer, stellenweise aplitisch intrudiert |

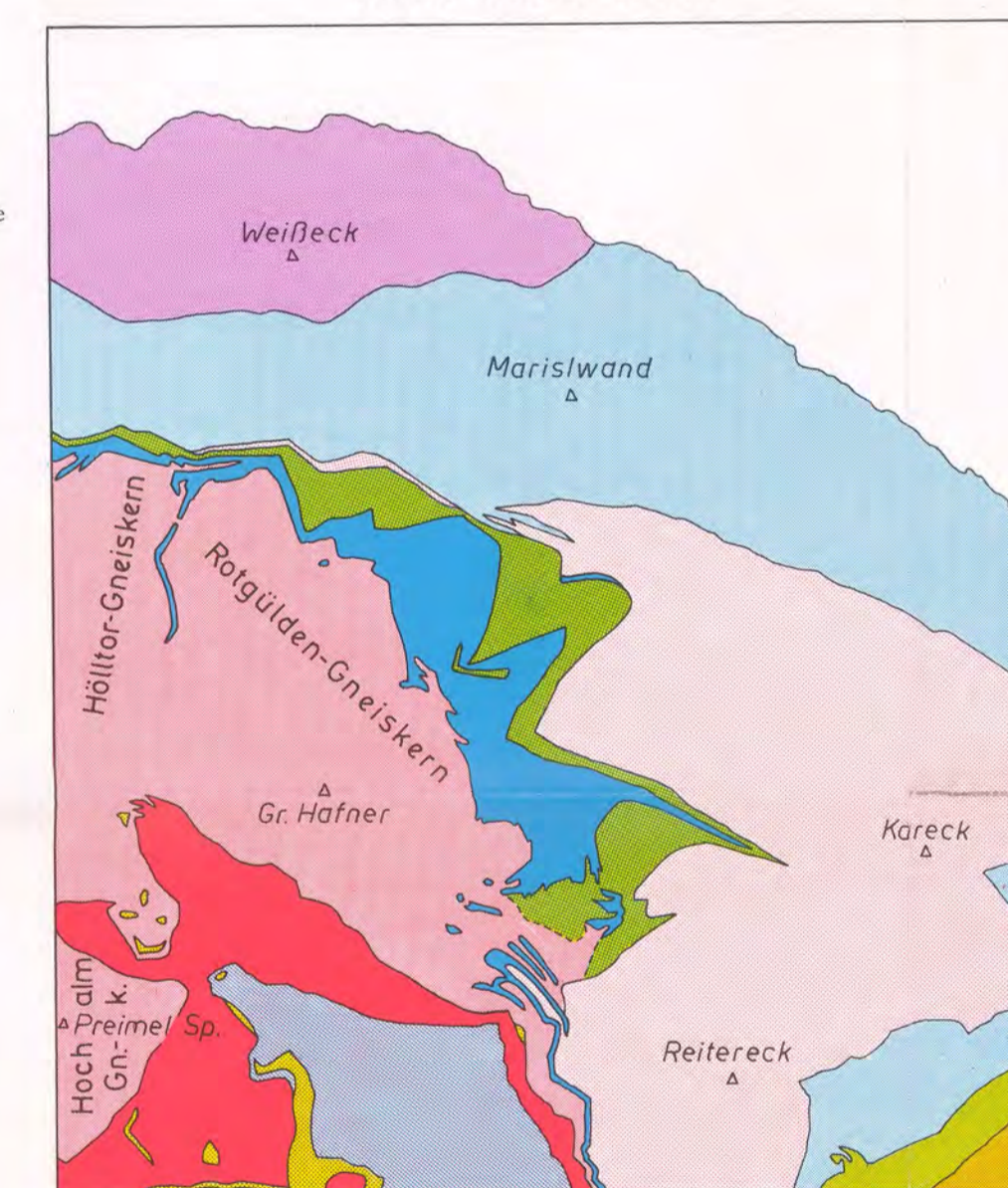
- | |
|---|
| Zentralgneis. Variszischer Magmatit. Alpidisch metamorph undemobilisiert |
| 70 metamorpher Lamprophy |
| 71 Tonalitgneis |
| 72 Schollenmigmatit vom Typus Rotgülden |
| 73 Forellengneis (Hölltor-Kern) |
| 74 leukokrater mittelkörniger metamorpher Plagioklasgranit (Hölltor-Rotgülden-Kern) |
| 75 mittelkörnige Randfazies des Hochalm-Granitgneises |
| 76 grobkörniger Granitgneis des Hochalm-Kernes |
| 77 Granitgneis im allgemeinen |
| Reste des Altkristallins in den Hohen Tauern |
| 78 Stark verschiefertes und epimetamorphes Paragneis, Migmatit und Amphibolit. „Altpaläozoischer“ Schiefer und Prasinit |
| 79 Serpentin und Serpentinbegleitgesteine |
| 80 Biotitblastenschiefer und biotitreicher Amphibolit (Moar Eisig, Schober Eisig, Perschitz). Teilweise: ? Zentrale Schieferhülle |
| 81 Grobkornamphibolit |
| 82 Amphibolit, mittel- bis feinkörnig |
| 83 Orthogneis, teilweise Zentralgneis |
| 84 Paragneis und Migmatit mit kleinen Orthogneis-Körpern |
| 85 Granatglimmerschiefer im Verbände des Migmatitgneises der Hafner-Zone. Teilweise: ? Zentrale Schieferhülle |
| 86 Ankerschiefer in Migmatitgneis der Hafner-Zone (bei Kölsbren-Talperre) |
| 87 Biotitschiefer (in Hölltor-Kern, Hafner- und Findel-Zone) |
| 88 Migmatitgneis der Hafner- und Findelzone. Altes Dach des Tonalitgneises, Hochalm- und Hölltor-Rotgülden-Kernes |
| 89 Migmatitgneis des Alten Daches des G68-Kernes |

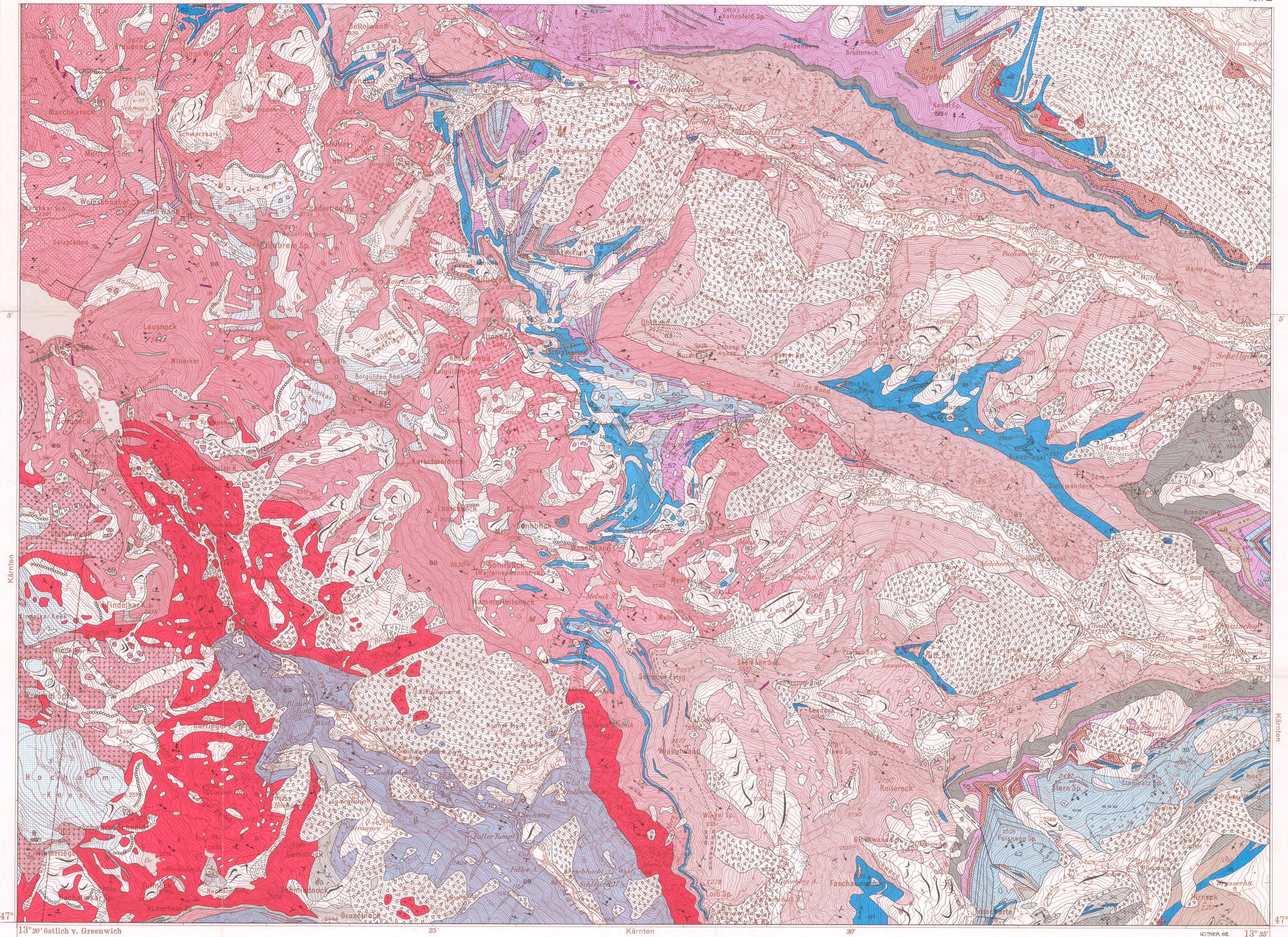
- Schichtung und Schieferung**
- + horizontale Lage
 - ⊥ Fallen 6 - 30°
 - ⊥⊥ Fallen 31 - 60°
 - ⊥⊥⊥ Fallen 61 - 84°
 - + saigere Stellung
- Lineation (meist ident mit der Hauptfaltenachse):**
- ← horizontale Lage
 - Neigung 6 - 30°
 - ↗ Neigung 31 - 60°
 - ↘ Neigung 61 - 84°
- Kareckschiefer**
- ↔ Prägung zweier Lineationen ohne erkennbaren Altersunterschied
 - ↗ jung
 - ↘ alt
 - ↗↘ Überprägung einer jüngeren auf eine ältere Lineation:
- Storzeschiefer**
- beobachtet
 - - - vermutet
 - steile spättektonische Störung:
- Stollen, Schächte und Pingen ehemaligen Bergbaues**
- ⊥ Stollen der Wasserkraftwerke (Auswahl einiger, für die geologische Forschung wichtiger Strecken)
 - ⊥ Tunnelportal des unvollendet gebliebenen Reichsautobahnstollens (Vorläufer des Autobahn-Katschbergtunnels)
 - ⊥ Trinkwasserstollen für Almbetrieb (nordöstlich Grlitz Spitze)
 - ⊙ Bergbauhalle, Tunneldeponie, Schütt-Damm
 - ⊥ Steinbruch
 - ⊥ Kies- und Sandgrube



- Ostalpine Decke**
- Altkristallin des Nockgebietes
- Tauernfenster (Unterostalpin und Penninikum)**
- Unterostalpin der Radstädter Tauern und Nordrahmenzone
 - Katschbergzone
 - Periphere Schieferhülle
 - Kareck- und Storzeschiefer
 - Mureckgneisdecke
 - Silbereckschiefer
 - Granitgneiskerne und Altes Dach
 - Tonalitgneisdecke
 - Zentrale Schieferhülle
 - Altes Dach des G68-Gneiskernes

TEKTONISCHE ÜBERSICHT





13° 20' östlich v. Greenwich 25' Kärnten 30' LEITNER 62 13° 35'

GEOLOGISCHE KARTE DER HAFNERGRUPPE

Blatt MUHR, Ö.K. 156 - Südteil

Neu aufgenommen von CH. EXNER in den Jahren 1960 bis 1980.

Mit Berücksichtigung älterer Aufnahmen von F. BECKE (1909), CH. EXNER (1940), F. ANGEL & R. STABER (1942) und F. THALMANN (1963).