

Jahrb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 123, Heft 2	S. 343-410	Wien, Dezember 1980
--------------------	----------------	------------------	------------	---------------------

Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten

Von CHRISTOF EXNER*)

Mit 10 Abbildungen und 6 Tafeln (= Beilagen 5, 6)

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 156, 157, 181-183

INHALT

Penninikum
Tauernfenster
Katschberglinie
Rezente Tektonik
Alpine Metamorphose
Granodioritgneis
Quarzdioritgneis

Zusammenfassung	344
Summary,	345
1. Vorwort	345
2. Der Göß-Kern, seine Schieferhülle und die auflagernde Tonalitgneisdecke	346
2.1 Orthogneis des Göß-Kernes	347
2.1.1 Granitgneis	348
2.1.2 Mittelkörniger Zweiglimmergranitgneis vom Typ Schönangersee	349
2.1.3 Granodioritgneis	350
2.1.3.1 Die Steinbrüche von Koschach	351
2.1.3.2 Der Steinbruch südlich Pflüglhof	354
2.1.3.3 Die Steinbrüche bei Molzinger	354
2.1.3.4 Übrige Vorkommen des Granodioritgneises	354
2.2 Altes Dach des Göß-Kernes	356
2.2.1 Petrographie	356
2.2.2 Feldgeologische Notizen	358
2.3 Die zentrale Schieferhülle der Draxelserie	359
2.4 Tonalitgneisdecke	361
2.4.1 Petrographische Beobachtungen vom SE-Ende der Tonalitgneisdecke	362
2.4.2 Petrographische Beobachtungen vom SW-Ende der Tonalitgneisdecke	363
3. Hochaltngneis, Silbereckserie und neu gefundene Glimmerschiefer (Roter Nock, Roßkopf, Reinitzer Sonnblick), Storz- und Kareckserie	364
3.1 Hochaltngneis und Bündnerschiefer der Silbereckserie	365
3.2 Storzserie nördlich des Maltatales	366
3.3 Tektonische Schuppen und Decken südöstlich des Göß-Kernes	367
3.3.1 Granitgneis und Granatglimmerschiefer des Roten Nockes	368
3.3.2 Profile im Gebiete: Roßkopf, Reinitzer Sonnblick, Stoder, Gmeineck und Hohegg	369
3.3.3 Das Detailprofil durch die Storzserie am Grat der Bartelmänner	373
3.4 Kareckserie und Stollen des alten Bergbaues auf goldführenden Lagerquarz vom Typus Schellgaden	374

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

4. Periphere Schieferhülle	378
4.1 Murtörlserie	378
4.2 Schrovinserie	379
4.3 Brennkogelserie	380
4.4 Glocknerserie	380
5. Katschbergzone (Quetschzone, bestehend aus Hochpenninikum, Unterostalpin und Diaphthoritzzone an der Basis der Ostalpinen Decke)	383
5.1 Fuscher Phyllit	384
5.2 Tschaneckschollenzzone	384
5.3 Serpentin	387
5.4 Katschberg-Quarzphyllit und Lisabichlschollenzzone	390
5.5 Diaphthoritische Quarzphyllit	391
5.5.1 Katschberggebiet (Kartenblatt Tamsweg)	392
5.5.2 Kartenblatt Spittal/Drau	393
6. Kristallin der Ostalpinen Decke	394
7. Strukturen und Großtektonik	395
8. Tertiär	398
9. Quartär	398
9.1 Das Eisstromnetz der Hauptvereisungen	398
9.2 Spätglaziale Haltestadien und Terrassensedimente	399
9.3 Trümmergrat, Bergstürze, Bergzerreißung, hangparallele Plattenabsonderung	402
9.4 Postglaziale Erosion, Alluvionen, Hochwasserkatastrophen	403
9.5 Erdbeben, Mineralquellen, Neotektonik	404
10. Kritische Bemerkungen zur Literatur	405
11. Bemerkungen zum topographischen Kartenblatt Nr. 182, Spittal an der Drau, der Österreichischen Karte 1 : 50.000	406
Literaturverzeichnis	406
Erläuterungen zu den Tafeln 3 bis 6	408

Zusammenfassung

Die tiefste tektonische Einheit des Gebietes bildet der 1500 m mächtige Orthogneis des Göß-Kernes. Es handelt sich um einen B-Tektonit mit NW-streichender Faltenachse. Der Orthogneis entstand aus einem Pluton mit magmatischer Differentiation: Granodiorit, Granit, Zweiglimmergranit, Aplit- und Pegmatitgänge. Das Alte Dach des Plutons besteht aus Amphibolit, Paragneis und Migmatit. Es wird von Granatglimmerschiefer und Graphitquarzit (zentrale Schieferhülle der Draxelserie) überlagert.

Im W, N und E folgen mit flacher Lagerung über dem Granatglimmerschiefer der Draxelserie zunächst die Tonalitgneisdecke und darüber der Granitgneis der Hochalmspitze. Seitlich verschmälern sich die Tonalitgneisdecke und der Hochalm-Granitgneis zu dünnen Lamellen. Der östlichen Lamelle des Hochalm-Granitgneises liegen nördlich der Malta Bündnerschiefer der Silbereckserie und die mächtige Decke aus Amphibolit, Paragneis und Migmatit (Storzserie) auf.

Die Storzserie ist auch südlich des Maltatales vorhanden und setzt in das Mölltal fort. An ihrer Basis wurden Granatglimmerschiefer (Roter Nock-Reinitzer Sonnblick) gefunden. Tonalitgneis fehlt südlich des Göß-Domes. Der Granitgneis des Roten Nockes dürfte die Fortsetzung des Hochalm-Granitgneises südlich des Göß-Domes darstellen.

Über der Storzserie folgen die Paragneise, Prasinite und Phylonite der Kareckserie mit den goldführenden Lagerquarzen vom Typus Schellgaden. Die darauf liegende periphere Schieferhülle zeigt längs 18 km von der Torsharte bis zum Drautal dieselbe Seriengliederung wie im N der Hohen Tauern.

In der Katschbergzone wird zwischen Katschberg-Quarzphyllit (Altpaläozoikum) und diaphthoritischem Quarzphyllit (Diaphthorit nach Glimmerschiefer und Gneis der Ostalpinen Decke) unterschieden. Zur Erforschung rezenter Erdkrustenbewegungen wurden geodätische Wiederholungsmeßlinien quer zur Katschbergzone installiert. Die spätglazialen Terrassensedimente des Lieser- und Maltatales reichen von Rennweg bis Lieserhofen.

Summary

The lowermost tectonic unit of the area is represented by the 1500 m thick orthogneiss of the Göss Kern which is a B-tectonite with northwesterly trending fold axes. The orthogneiss is derived from a pluton which underwent magmatic differentiation: granodiorite, granite, two-mica-granite, aplite and pegmatite veins. The „Altes Dach“ (pre-existing sequences intruded by the pluton) is made up of amphibolite, paragneiss and migmatite. It is overlain by garnet micaschist and graphite quartzite (central Schieferhülle of the Draxel Series).

To the W, N, and E the garnet micaschist of the Draxel Series is superimposed with the flat-lying tonalite gneiss nappe and, above, the granite gneiss of the Hochalm Spitze. Laterally, the tonalite gneiss nappe and the Hochalm granite gneiss narrow down into thin lamellae. North of the Malta river, the eastern lamella of the Hochalm granite gneiss carries Bündner Schiefer of the Silbereck Series and the mighty nappe of the Storz Series made up of amphibolite, paragneiss, and migmatite.

The Storz Series continues south of the Malta valley in the Möll valley. On its base, garnet micaschists (Roter Nock – Reinitzer Sonnblick) are present. Tonalite gneiss is missing south of the Göss dome. The granite gneiss of the Roter Nock is considered to be the probable continuation of the Hochalm granite gneiss south of the Göss dome.

The Storz Series is overlain by the paragneisses, prasinites, and phyllonites of the Kareck Series with its gold-bearing, conformable quartz veins of the Schellgaden type. Along the 18 km between Torscharte and Drau valley, the superimposed Peripheral Schieferhülle shows up the same sequence as it does on the northern flank of the Hohe Tauern.

In the Katschberg zone the Katschberg quartzphyllite (Lower Paleozoic) is distinguished from diaphthoritic quartzphyllite which is a diaphthorite after micaschist and gneiss of the Austroalpine nappe. For the investigation of Recent crustal movements, lines of geodetic repetition precision levelling have been built up across the Katschberg zone. The late-glacial terrace sediments of the Lieser and Malta valley are found between Rennweg and Lieserhofen.

1. Vorwort

Das malerische mittelalterliche Städtchen Gmünd liegt am Rande des Tauernfensters. Hier öffnen sich die steil in den Zentralgneis eingeschnittenen Täler und geben Einblick in das tiefste Stockwerk der Hohen Tauern (Malta-, Göß-, Radl- und Reinitztal). Die periphere Schieferhülle des oberen Tauern-Stockwerkes bildet die weithin sichtbaren regelmäßigen Isoklinalhänge, die mit ca. 30° nach SE geneigt sind und grandios das Einfallen des Tauernkörpers unter die Ostalpine Decke erkennen lassen (Faschaun, Dornbacher Wiesen, Gmeineck). Der Zerrüttungsstreifen an der Deckengrenze (Katschbergzone als Fortsetzung der Matreier Zone) streicht aus dem Mölltal über die geomorphologische Sattelzone: Kolmwirt – Greitbühel – Ebenwald – Maltaberg zur Torscharte und zum Katschberg. Das Altkristallin der Ostalpinen Decke bildet die Nock-Landschaft.

Eine geologische Übersichtsbearbeitung dieses Raumes (SE-Ecke des Tauernfensters) habe ich im Jahre 1954 vorgelegt (EXNER, 1954). Zusätzliche feldgeologische und petrographische Detailbeobachtungen führte ich in den Jahren 1970 bis 1979 durch. Über diese wird im folgenden berichtet.

Als topographische Unterlage liegt nun das vorzügliche Blatt No. 182 (Spittal an der Drau) der Österreichischen Karte 1:50.000 vor, welches im Jahre 1964 erschienen ist. Dieses moderne topographische Kartenblatt stellt eine wesentliche Verbesserung gegenüber der alten topographischen Schraffenkarte dar, auf der meine Arbeit aus dem Jahre 1954 basierte.

Das wissenschaftliche Thema der vorliegenden Arbeit beschäftigt sich mit der Petrographie und Tektonik des E-Abschnittes des Göß-Gneiskernes, seiner Hüllzonen und der südlichen Fortsetzung der Strukturen des Kartenblattes Muhr (Hafnergruppe) im Raume des Kartenblattes Spittal/Drau bis zum Anschluß an die Reißeckgruppe, welche

von DEMMER und OXBURGH mit Mitarbeitern (CLIFF et al. 1971) bereits vorher geologisch kartiert wurde.

Außerdem konnte im Rahmen des Internationalen Geodynamischen Forschungsprojektes die Katschbergzone als eine der markantesten tektonischen Strukturen der zentralen Ostalpen neu untersucht werden. Meine Mitarbeiter, Herr Dr. A. NOWOTNY (1976) und Herr Dr. J. MEYER (1977) bearbeiteten mit geologischer Kartierung 1 : 10.000 den Nordabschnitt (Katschberg zwischen Mur- und Liesertal bei Rennweg) und den Südabschnitt (Gmeineck zwischen Radl- und Reinitztal = Hintereggenal, sowie Tschiernockgebiet) und beschrieben ausführlich die Ergebnisse in ihren Dissertationen. Ich selbst bearbeitete den Mittelabschnitt bei Gmünd zwischen Liesertal bei Rennweg und Radltal und beschränkte mich in der vorliegenden Arbeit im wesentlichen auf die Mitteilung meiner eigenen neuen Beobachtungen in der Katschbergzone zwischen Torscharte und Radltal (Blatt Spittal/Drau). In der geologischen Übersichtskarte (Tafel 1) habe ich mich bemüht, die Ergebnisse unserer Arbeitsgruppe bezüglich der Katschbergzone zu vereinen. Im Text wird auf einige wesentliche Erkenntnisse der Herren NOWOTNY und MEYER hingewiesen. Über meine Kartierung im Kristallin der Ostalpinen Decke bei Gmünd (Lieserbogen-Gebirgsgruppe) berichte ich an anderer Stelle (EXNER 1980).

Seit der Übersichtskartierung (EXNER 1954) vollzog sich im vorliegenden Gebiete eine intensive Bautätigkeit, welche gute neue geologische Aufschlüsse brachte. Für Förderung meiner feldgeologischen Beobachtungen im Bereiche der Kraftwerksbauten danke ich dem Vorstand der Österreichischen Draukraftwerke A. G.

Mein ganz besonderer Dank gilt den verehrten Kollegen, die mir auf gemeinsamen Begehungen an den Baustellen ihre reichen geologischen Erfahrungen in diesem Raum mitteilten und mich zu besonders interessanten Stellen hinführten. Neben anderen danke ich Herrn Professor Dr. G. HORNINGER für die Führung im Raume: Mühlendorfer Seen, Rieckental und Kolbnitz während des Baues des Reißbeck-Kraftwerkes im August 1955; ferner Herrn Dr. W. DEMMER für gemeinsame Befahrung des Göß-Stollens im August 1966 und des Malta-Stollens im Februar 1971 während des Baues der Kraftwerksgruppe Malta sowie für zahlreiche fruchtbare Aussprachen. Und ich danke Herrn Baurat Dr. U. HERZOG für die Führung zu den Baustellen zwischen dem Drautal (bei Krieselsdorf) und dem Liesertal (bei Trebesing) während des Baues der Autobahn im September 1973.

Die verwendeten topographischen Bezeichnungen entsprechen denen der amtlichen Österreichischen Karte 1 : 50.000. Einige Bemerkungen zum topographischen Kartenblatt Spittal/Drau finden sich am Schluß der Arbeit.

2. Der Göß-Kern, seine Schieferhülle und die auflagernde Tonalitgneisdecke

Erstmals erkennt GEYER (1892, p. 326; 1893, p. 50), daß sich die tiefsten Aufschlüsse der Gneisgranite des Ankogelmassivs im Hintergrund des Gößgrabens befinden. Sie bilden eine flache Kuppel. BECKE hat sich mit diesem Gebiet nicht befaßt. Erst ANGEL (1939, Abb. 2) lieferte auf Grund seiner Begehung die erste geologische Kartenskizze des Orthogneiskörpers im Gößgraben mit den auflagernden Hüllzonen (Amphibolite des Reißbecks und Glimmerschiefer des Draxelnockes) und dem deckenförmig auflagernden Tonalitgneis. EXNER (1949 a, p. 214) prägte für den Orthogneis den Namen „Gößgraben-Kern“ und für seine Schieferhülle den Namen „Reißbeckmulde“ und später „Reiß-

eck-Synform“. Heute möchte ich die Nomenklatur wiederum ändern. Den Orthogneiskörper nenne ich Göß-Kern. Das Wort „Graben“ ist international auf geologische Grabenstruktur (tektonische Senkungszone) beschränkt und die Lokalbezeichnung „Graben“ für Seitentäler in den österreichischen Alpen wenig bekannt und besser zu vermeiden. Die „Reißbeckmulde“ gliedere ich heute in 2 Einheiten: (1) Altes Dach des Göß-Kernes. (2) Die darüber befindlichen Granatglimmerschiefer der Draxelserie. Darüber lagert die Tonalitgneisdecke.

2.1 Orthogneis des Göß-Kernes

Er bildet einen 1500 m mächtig aufgeschlossenen Gneisdom, der einen metamorphen Pluton darstellt. Im geologischen Kartenbild erscheint er als NW-SE gestreckte breite Ellipse. Sie ist in NW-Richtung 7 km lang (Gießener Hütte bis Radltal bei Trebesinger Hütten) und in NE-Richtung 5,5 km breit (Riedbock bis Maltatal bei Pflüghof). Der Dom hat ein flaches Dach. Die Firstlinie des Daches streicht NW-SE durch das Hohenkar und scheidet die flach SW-fallende Dachregion der Reißbeckgruppe von der flach NE-fallenden Dachregion des Hohenkarecks und der Tandlspitze. Tektonisch ist der Göß-Kern eine B-tektonische Walze mit NW-SE-Achse, Steilflanke gegen das Mölltal im SW, jedoch geringen Neigungswinkeln (um 30° Fallwinkel der s-Flächen) nach SE, NE und NW. Allerdings werden im W des Göß-Kernes seine Dachgesteine in die Querstruktur der Hochalm Spitze (N-S-Faltenachsen) eingespannt. Siehe: Geologische Übersichtskarte der Ankogel-Hochalmgruppe (EXNER 1979).

Bisher war der SW- und W-Teil des Göß-Kernes beschrieben worden (CLIFF 1968; CLIFF et al. 1971; DEMMER 1967, 1968, 1971, 1976). Ich bringe im folgenden petrographische und tektonische Beobachtungen vom N- und E-Teil des Göß-Kernes. Vor allem das interessante Gestein, das in den großen Steinbrüchen von Koschach und Pflüghof im Maltatal gewonnen wurde, hat mir bezüglich seiner petrographischen Einordnung (biotitreiche dunkle Zentralgneis-Varietät), seiner Gänge (diskordante Aplite und Pegmatite) und seiner tektonischen Zuordnung (– fälschlich rechnete ich im Jahre 1954 das Gestein zu den B-Gneisen oder Randgneisen –) viel Kopfzerbrechen bereitet. Heute ordne ich es als Granodioritgneis dem Göß-Kern zu.

Das älteste Gestein des Göß-Plutons bildet dieser Granodioritgneis. Er baut die Außenzone auf und enthält Septen des Alten Daches (Bändergneis und Amphibolit), auch mit Übergängen zu den Gesteinen des Alten Daches (Metatexis). Er zeigt eine reiche Entwicklung saurer Gänge (jüngere magmatische Nachschübe).

Jünger ist der Granitgneis, der die zentralen und daher tektonisch tieferen Lagen des Göß-Kernes sowie Teile der steilen SW-Flanke einzunehmen scheint. Die jüngsten Plutone im Göß-Kern werden von den örtlich beschränkten Zweiglimmergranitgneisen vom Typus Schönangerkar (westlich außerhalb der Tafel 1) gebildet.

Die folgende Detailbeschreibung folgt dem Ordnungsprinzip von tektonisch Unten in richtung nach tektonisch Oben. Sie beginnt daher mit dem Granitgneis.

Für den gesamten Göß-Kern gilt, daß er von allen Gneiskernen und Gneisdecken der östlichen Hohen Tauern den primären magmatischen Mineralbestand und die primären magmatischen Strukturen am besten erhalten hat. Das scheint auch damit zusammenzuhängen, daß er den tektonisch tiefsten Körper der östlichen Hohen Tauern darstellt. Trotz seiner exzentrischen Lage nahe der SE-Ecke der Hohen Tauern ist dies heute eine

erwiesene Tatsache. Vom Göß-Kern bis zur Großglockner-Gebirgsgruppe herrscht Abtauchen der tektonischen Einheiten nach W. Gegen E bis zur Katschbergzone tauchen die tektonischen Einheiten nach E. Allerdings treffen wir hier auf eine Verdünnung der Strukturen. Mit der Tiefenlage des Göß-Kernes mag es zusammenhängen, daß im bearbeiteten Abschnitt postkristalline Deformationen (mechanische Quälungen) und niedrigthermale Rekristallisationen (sekundärer Hellglimmer und Chlorit) verhältnismäßig selten in den Gesteinen des Göß-Kernes in umfangreichem Maße auftreten. Hingegen treten Primärbildungen wie hypidiomorpher Plagioklas, kaum entmischter und dem Orthoklas nahestehender Kalinatronfeldspat, Biotit und ein aplitisch-pegmatitisches Gangnetz sehr in den Vordergrund.

2.1.1 Granitgneis

Die Beprobungen ergaben, daß der Göß-Kern zu einem großen Teil aus mittel- bis grobkörnigem Biotit-Granitgneis besteht. Er ist biotitreicher und daher dunkler als die Granitgneise des Hölltor-Rotgülden- und des Sonnblick-Kernes. Hellglimmer tritt als Hauptgemengteil selten auf. Relativ große idiomorphe Titanite (2 mm), Orthite (2 mm) und gedrungene Apatitsäulchen (0,6 mm) sind reichlich vorhanden. Die Kalinatronfeldspat-Kristallaugen bleiben verhältnismäßig klein (selten über 3 cm). Der Kalinatronfeldspat (abgekürzt: Knaf) steht mit vorwiegend flauer Mikroklingitterung und wenig perthitischer Entmischung dem Orthoklas nahe. Der Plagioklas erweist sich in der Regel als ungefüllter Albit-Oligoklas mit polysynthetischer Verzwilligung (Plag III). Inverszonarer Plagioklas kommt vor. Myrmekeit ist beinahe in allen Proben vorhanden. Schachbrettalbit fehlt. Granat mit Sekelettform bildet einen Nebengemengteil.

Es wurden 15 Proben des Granitgneises von folgenden Fundpunkten mikroskopisch untersucht und zwar nach dem Einzugsbereich der Täler geordnet:

- | | |
|-------------|---|
| Gößtal: | (1) Schwalbenhöhe Gipfel |
| | (2) Schönangerkar, SH. 2180 m, 500 m südöstlich Schönangersee |
| | (3) Schönangerkar, SH. 2190 m, 400 m ssö. Schönangersee- |
| Radltal: | (4) Kesselkar, SH. 1855 m, nördlich der Hohen Leier |
| | (5) Kesselsteig, unterer Einstieg |
| | (6) Talschluß des Radltales, Wand nördlich Kesselsteig |
| | (7) Ebenda, grobkörnige Varietät |
| | (8) Linke Flanke der Schlucht des Kesselbaches, SH. 1550 m |
| | (9) Felswand, SH. 1400 m, 600 m südwestlich Rubenthaler Alm |
| | (10) Maisbach-Güterweg, SH. 1165 m, Furt über den Maisbach |
| | (11) Maisbach-Güterweg, SH. 1200 m |
| | (12) Maisbach-Güterweg, SH. 1270 m |
| Reinitztal: | (13) S-Flanke der Hohen Leier |
| Mölltal: | (14) Großer Mühldorfer See, Fundament der Sperre |
| | (15) Göß-Stollen Station 2340 m, metagranitisches Neosom. |

Hauptgemengteile: Biotit (hellgelb bis braungrün, mitunter pleochroitische Höfe). Kalinatronfeldspat ist stets der vorherrschende Feldspat. Flaue, selten harte Mikroklingitterung. Meist kaum oder wenig perthitisch entmischte (Aderperthit). Dem Orthoklas nahestehend. Selten und nur an lokalen Störungszonen: Fleckenperthit. Karlsbader Zwillinge. Zonare Einschlußzüge aus Plagioklas. Verdrängung des Plagioklases (Kalifeldspatitisation des Plagioklases). Der Plagioklas ist vorwiegend als Plag III, selten als Plag II entwickelt. Er erweist sich zu meist als ungefüllt und zeigt nur Hellglimmerflitter längs Spaltrissen. Mitunter treten aber auch die Füllungstypen

A, B und C auf. Der Anorthitgehalt wurde an 18 Körnern, möglichst gleichmäßig auf die Proben der 15 Fundorte verteilt, gemessen (in Schnitten senkrecht X). Das Ergebnis der Einzelmessungen ist folgendes: 5, 8, 9, 9, 10, 10, 10, 10, 11, 12, 13, 13, 14, 17% An; dazu in einigen Proben inverszonarer Plagioklas mit Kern/Hülle = 6/22, 10/17, 13/21 und 14/17% An. Quarz bildet xenomorphe Körner und mitunter Tropfenquarz in Plag und Knaf. Fehlen von Böhmscher Streifung, Myrmekit ist mit Ausnahme von Fundort (2) stets vorhanden. Hellglimmer tritt nur in den Proben (9) und (14) als Hauptgemengteil, und zwar in Form selbständiger Glimmersteiter neben Biotit, besonders am Rande der Knaf-Augen auf. In allen übrigen Proben beschränkt sich der Hellglimmer auf sekundäre winzige Flitter an Spaltrissen der Feldspate und auf die Mikrolithen im Plag.

Ferner: Chlorit (stets in geringen Mengen vorhanden, sekundär nach Biotit mit Ausscheidung von Opazit, Titanit und Sagenit). Titanit (meist reichlich vorhanden, idiomorphe Großkörner). Er fehlt nur den Proben 7, 9 und 15. Apatit bildet gedrungene Prismen. Er kommt auch als Einschluß in Titanit vor. Orthit tritt besonders reichlich in idiomorphen Großkörnern, häufig verzwilligt und mit schmalem Epidotsaum auf. Er fehlt nur der Probe 9. Epidot (teils selbständige Körner, teils Mikrolithen der ziemlich seltenen Plagioklasfülle). Fallweise beobachtet man in den Proben: Granat (Skelettkristalle mit 0,5 mm Durchmesser), selbständiges Opazit, Hämatit, Zirkon und Karbonat (mit Lamellen).

Aplit- und Pegmatitgneis sind zwar im Granodioritgneis und in den Bändergneisen (siehe unten!) viel häufiger, kommen aber auch im zentralen Granitgneis vor.

Hierher gehört der Aplitgneis vom frischen Felsabbruch im Radltal in SH. 1400 m, südwestlich Rubenthaler Alm. Er zeigt Knaf-Vormacht, ferner füllungsfreien Plag III mit 9% An (Messung senkrecht X) sowie Biotit, Hellglimmer und Skelettgranat.

Ein Pegmatit aus dem Schönangerkar zeichnet sich durch rosa Kalinatronfeldspat (5 cm), kleineren farblosen Oligoklas (Plag III, Füllungstyp A, optisch negativ), 2 cm lange Biotitleisten, Quarz, Myrmekit und durch das Fehlen von selbständigem Hellglimmer aus.

2.1.2 Mittelkörniger Zweiglimmergranitgneis vom Typus Schönangersee

Diese eigentümliche Varietät des Tauern-Zentralgranitgneises, die mir außerhalb des Göß-Kernes nirgendwo sonst in den östlichen Hohen Tauern begegnet ist, wurde von DEMMER anlässlich seiner Kartierung des Schönangerkares entdeckt. DEMMER fand ihn auch im Göß-Stollen sowie nördlich und südlich des Gößkar-Speichersees. Er erkannte diskordante Kontakte zum Nebengestein.

Der kompakte helle, homogen zusammengesetzte Granitgneis bildet pralle Felswände, gehorcht einer Querfaltung um N-S Achse und stößt stellenweise diskordant gegen die eher bildsamen Bändergneise der Hülle des Göß-Kernes ab. Die Aufschlüsse sind diesbezüglich besonders instruktiv in den Karwänden südlich des Schönangersees („feinkörniger heller Granitgneis“ in DEMMER 1967, p. 409). CLIFF et al. (1971, geologische Karte und Beschreibung) haben das Gestein in ihren viel weiter gefaßten Begriff: „Leukokrater Granitgneis“ eingeordnet, ohne die Individualität des sehr charakteristischen, N-S streichenden Gesteinszuges bei dem Schönangersee eigens herauszuarbeiten.

Die Korngröße der Hauptgemengteile beträgt zumeist 1 bis 3 mm, so daß das Gestein als mittelkörnig in der Begriffsfassung von P. NIGGLI (1948, p. 150) bezeichnet werden kann. Auffallend ist die sehr gleichmäßige Zusammensetzung, wobei Biotit und Hellglimmer selbständige und gleich große, kaum deformierte Blättchen bilden. Im Gegensatz zu den meisten Hellglimmer-Vorkommen in den Tauern-Zentralgneisen, ist der Hellglimmer hier nicht als eine sekundäre, im Zuge der Deformation von Feldspaten etc. (Füllungsmikrolithe, lidförmige Scheiter um Feldspatagen) zustandegekommene Bildung erkennbar, sondern als selbständiger Gemengteil. Dieser megaskopische Eindruck wird

auch durch das mikroskopische Bild bestätigt (gut abgegrenzte, kaum deformierte Hellglimmerleisten mit Einschlüssen von Quarz, Apatit und Epidot). Grauer Quarz und farbloser Feldspat bilden die übrigen Hauptgemengteile des recht hellen Granitgneises, der in den von mir gesammelten Proben stets flächiges und lineares (Elongation beider Glimmer) Parallelgefüge erkennen läßt. Randlich und an sekundären Scherflächen sind auch grobblättriger Biotit (1 cm) und Hellglimmer (8 mm) entwickelt (sekundärer Lösungsumsatz längs junger Bewegungszonen). Das gesamte Erscheinungsbild in feldgeologischer und mikrostruktureller Hinsicht weist auf einen ursprünglichen spätmagmatischen Zweiglimmergranit-Stock innerhalb des Göß-Plutons hin.

Die von mir untersuchten Proben sammelte ich an folgenden Lokalitäten:

- Kartenblatt 181: (1) Schönangerkar, SH. 2170 m, 275 m südöstlich P. 2114
(2) Schönangerkar, SH. 2190 m, südlich P. 2114
(3) Schönangerkar, SH. 2220 m, südlich P. 2114
(4) Unterkante des Wasserfalles des Schönangerbaches, SH. 1970 m
- Kartenblatt 182: (5) Göß-Stollen, Halde
(6) Am Göß-Speichersee.

Diese Proben zeigen mikroskopisch als Hauptgemengteile: Knaf (vorherrschender Feldspat, dem Orthoklas nahestehend, flau Mikroklingitterung, wenig Aderperthit, Karlsbader Zwillinge, Kalifeldspatisation des Plag). Der Plagioklas ist als Plag III und Plag II entwickelt. In der Regel ist er ungefüllt. Sehr selten tritt schwache Fülle vom Typus B auf. Gemessen wurden 3 Körner in Schnitten senkrecht X mit dem Ergebnis: 6,6 und 10% An. Als Spätbildung kommt typisches Albitkorngefüge im Intergranularraum zwischen Knaf vor (Fundort 5). Quarz: Vorwiegend xenomorph, Fehlen von Böhmscher Streifung. Daneben Frühausscheidung in Form von hypidomorphem Tropfenquarz als Einschluß in Knaf und Plag. Myrmekit. Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis rötlichbraun, selten grünlichbraun. Nur schwache Entmischung. Einschlüsse von Apatit, Epidot und Titanit. Radioaktive Höfe um Epidot. Hellglimmer: Charakteristische hypidomorphe selbständige Scheiter. Sperrgefüge. Unabhängigkeit von den Feldspaträndern. Schwacher Pleochroismus von farblos bis hellgrün. Einschlüsse von gedrungenen Apatitprismen, Quarz und Epidot.

Ferner: Chlorit (sekundär nach Biotit mit Ausscheidung von Opazit und Sagenit). Epidot (mit honigbraunen Kernen von wahrscheinlich Orthit). Granat (Skelett- und Atollförmig). Titanit (wenig). Opazit (wenig). Zirkon.

2.1.3 Granodioritgneis

Von einigen Autoren zum Granitgneis gezählt, unterscheidet er sich jedoch von diesem durch das Vorherrschen des Plagioklases gegenüber dem Kalinatronfeldspat, größerem Reichtum an Biotit und daher dunklerer Farbe. Er ist aber nicht so dunkel wie der Tonalitgneis der Tonalitgneisdecke.

Feldgeologisch nimmt der Granodioritgneis die nordöstliche Außenzone des Göß-Kernes ein. Er ist vorzüglich im Bereich der Steinbrüche im Maltatal (Koschach, Pflüglhof, Molzinger), längs der Gößfälle, Güterweg Brandwald vom Gößtal bis SH. 1460 m, am Güterweg Bockleiten und Reitermais, an der Göß-Straße 1 km östlich Oberer Thomanbauerhütte und im Gößstollen aufgeschlossen. Eine flächenmäßige kartographische Abgrenzung zum Granitgneis erfordert ein dichteres Begehungsnetz mit zahlreichen Beprobungen und muß der Zukunft überlassen bleiben.

Besonders interessant sind die zahlreichen diskordanten Aplit- und Pegmatitgänge im Granodioritgneis. Trotz der alpidischen Gesteinsmetamorphose wurden die ursprünglichen Diskordanzen stellenweise messerscharf bewahrt. In gefüglicher Hinsicht stellen diese sauren Gänge ein Analogon zu den diskordanten basischen Gängen im Tauerngneis

dar (z. B. beim Zirmsee in der Sonnblickgruppe, EXNER 1964, p. 23 – 26, Abb. 3). Hier wie dort gibt es Stellen, an denen die alpidische Metamorphose nur rekristallisierend und ohne Zerschering und Deformation der alten Gangstrukturen wirkte.

2.1.3.1 Die Steinbrüche von Koschach

In den vergangenen 4 Jahrzehnten arbeiteten hier die größten Steinbruchbetriebe der östlichen Hohen Tauern (KIESLINGER 1956, p. 21 – 26). Der Abbau ist seit wenigen Jahren eingestellt. Die Steinbrüche befinden sich am glazialen Rundbuckel des rechten Bergfußes des Maltatales zwischen den Gößfällen und dem Weiler Koschach sowie auch 300 m südlich Koschach.

Der Granodioritgneis der Steinbrüche ist ein sehr gleichmäßig beschaffener, mittelkörniger biotitreicher grauer Gneis mit 1 bis 2 cm, selten 3 cm großen Knaf-Kristallaugen. Megaskopisch erkennt man Biotit, Feldspat und Quarz, an Klüften und Gängen auch Pyrit und Granat. Das Gestein ist ein typischer B-Tektonit mit mehreren tautozonaren ebenen s-Flächen, einer deutlichen Lineation parallel B und mit rotierten Walzen (Inselgefüge) senkrecht B. Die sehr deutliche Lineation (B-Achse) wird durch die Elongation des Biotits und der Feldspatauge sowie durch die zeilenförmige Anordnung der dunklen und hellen Gemengteile markiert. Die Lineation (= B-Achse) streicht N 105 – 113° E und neigt sich mit 16 – 23° nach ESE.

Abb. 1 A zeigt ein Profil des größten Steinbruches senkrecht zum Streichen der B-Achse. Von den verschiedenen tautozonalen s-Flächen fällt besonders die auf der Zeichnung (Abb. 1 A) eingetragene 80° N-fallende, also sehr steile s-Fläche auf. Ihr folgen eine Amphibolitlage und zahlreiche basische Fische (Amphibolit- und Biotitschiefer-schollen) im Granodioritgneis.

Annähernd senkrecht zur B-Achse verläuft die W-Wand des Steinbruches, von der Abb. 1 B einen Teilausschnitt wiedergibt. Man sieht die genannte, steil N-fallende s-Fläche und ein messerscharfes Gangkreuz teils konkordant, teils diskordant zu dieser s-Fläche.

In der Art des gezeigten Beispiels (Abb. 1 B) durchsetzen zahlreiche Aplite und Pegmatite im gesamten Bereich der Koschacher Steinbrüche teils als Lagergänge, teils als diskordante Gänge den Granodioritgneis. Die Gangkreuze erweisen, daß mehrere Aplit-generationen vorhanden sind und daß die Pegmatite zumeist jünger sind als die Aplite.

Die dreidimensionale Betrachtung der Gänge an den Steinbruchwänden, Werksteinen und Handstücken ergibt, daß das flächige Parallelgefüge der Gesteinsgemengteile (besonders des Biotits) innerhalb der Gänge (kurz: s intern) meist parallel zu einer der vielen tautozonaren s-Flächen des Nebengesteines (besonders des Biotits des Granodioritgneises; kurz: s extern) orientiert ist. Diskordanzen zwischen s intern und s extern kommen auf (ac)-Flächen und ihnen benachbarten Flächen, hingegen selten auf den Flächen (ab), (bc) und (h01) vor. Die zuletzt genannten Flächen liefern häufig ein unregelmäßig gewundenes Ganggeflecht, das am ehesten die primären Intrusionsgefüge reliktsch zeigt.

Genetisch dürften die Gänge teils präalpidische Reliktstrukturen, teils alpidische B-tektonische Mobilisate darstellen.

Die Aplite im Granodioritgneis der Koschacher Steinbrüche sind bis 15 cm mächtig. Sie führen etwas Biotit und mitunter linsenförmige Granat-Aggregate. An der Grenzfläche zwischen diskordantem Aplit und Granodioritgneis beobachtete ich stellenweise Biotitphylionit. Er entstand im Zuge später differentieller Scherbewegungen zwischen kompetentem Aplit und gleitfähigerem Granodioritgneis.

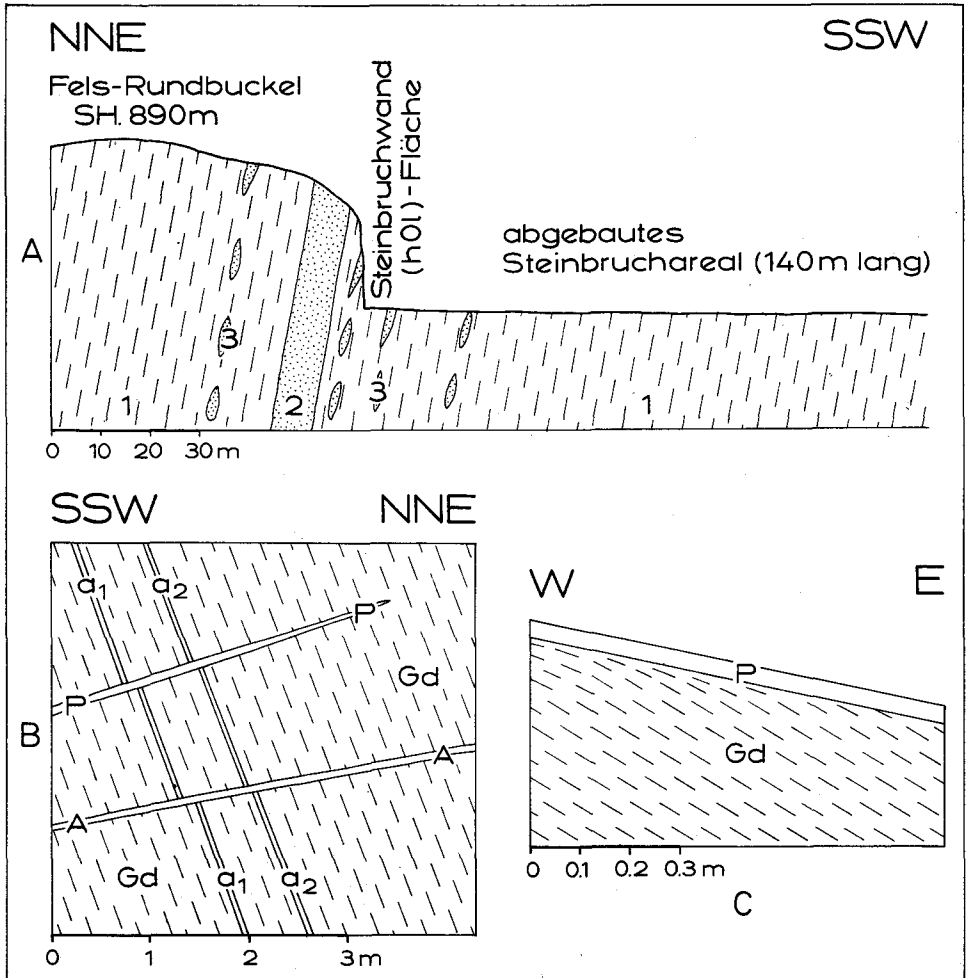


Abb. 1: Profile Koschacher Steinbrüche.

Abb. 1 A: Profil senkrecht zum Streichen der B-Achse. Großer Haupt-Steinbruch, 200 m westlich Koschach. 1 = Granodioritgneis. Lination: 112–118/18–22 E. 2 = Amphibolit (8 m), aplitisch injiziert. Lination: 113/16 E; s: 113/80 N. 3 = Amphibolit- und Biotitschieferlinsen. Die einzelnen Linsen sind 0,15 m dick und parallel zur Lination mehrere m lang. Die NNE-Wand des Steinbruches entspricht einer tektonischen (h01)-Fläche und enthält ein Pegmatit-Geflecht.

Abb. 1 B: Profil senkrecht zum Streichen der B-Achse in einem Teilbereich der W-Wand des Steinbruches der Abb. 1 A. Gangkreuz verschieden alter Aplite und eines Pegmatites. Die Gänge haben scharfe Grenzen. Die beiden älteren Aplite (a_1 und a_2) folgen der steilen s-Fläche. Der jüngere Aplit (A) und der Pegmatit (P) folgen (h01)-Flächen, die flach nach S fallen. Die älteren Gänge sind dort jeweils um 10 cm versetzt, wo sie von den jüngeren Gängen durchschnitten werden. Gd = Granodioritgneis. Lination: 108/18 E; s: 118/70 N. a_1 = Aplit (4 cm dick). a_2 = Aplit (2 cm). A = Aplit (6,5 cm). P = Pegmatit (bis 12 cm dick).

Abb. 1 C: Profil aus dem Teilbereich eines Neben-Steinbruches, 300 m südlich Koschach. Die Felsoberfläche wird von einem Pegmatitgang (P, Gangstreichen 25/10 E) gebildet. Der angrenzende Granodioritgneis (Gd, Lination: 110/29 E; s: 38/29 E) zeigt tektonische Schleppung. Er ist bildsamer als der kompetente Pegmatit. Die Grenze des Pegmatits zum Granodioritgneis ist scharf.

Die Pegmatite erreichen in den Steinbrüchen bis 1 m Mächtigkeit. Die farblosen bis rosa Knaf-Kristalle sind bis 10 cm lang. Meist kann man Granat (bis 1 cm groß) megaskopisch erkennen. Stellenweise findet man Salbänder mit Aplit außen, Pegmatit in der Mitte und Gangquarz im Inneren des Ganges. Im Zuge später Bewegungen wurde der bildsamere jGranodioritgneis an der Grenze zum kompetenten Pegmatit geschleppt (Abb. 1 C).

Es sind 2 Typen von Pegmatiten zu unterscheiden: Die hybriden (unreinen) und die reinen (nicht hybriden) Pegmatite. Die hybriden Pegmatite sind biotitreich und weisen Übergänge zum Nebengestein (Granodioritgneis) auf. Sie dürften aus ursprünglich metasomatischen Gängen hervorgegangen sein. Die reinen (nicht hybriden) Pegmatite unterscheiden sich durch massigeres Gefüge und Biotit-Armut viel deutlicher vom Granodioritgneis und bauen vor allem die inneren Teile der dicken Pegmatitgänge auf.

Unter dem Mikroskop erweisen sich sämtliche Apliten und Pegmatite als Metamorphite, die dieselbe Metamorphose mitgemacht haben wie der Granodioritgneis. Der Kürze halber und dem eingebürgerten Brauche folgend, sprechen wir in vorliegender Arbeit von Apliten und Pegmatiten, obwohl damit exakt Metaaplite und Metapegmatite gemeint sind.

Mikroskopisch untersucht wurden aus dem großen Hauptsteinbruch 200 m westlich Koschach: (A) Granodioritgneis (5 Proben). (B) Aplit (3 Proben). (C) Pegmatit hybrid (2 Proben). (D) Pegmatit rein (1 Probe). Folgender Mineralbestand wurde in diesen Proben beobachtet:

- (A) Plag + Knaf + Qu + Bio + Chlo + Orthit + Epi + Op + Hgl + Ap + Zi ± Gra ± Ti ± Karb ± Hämatit
- (B) Knaf + Plag + Qu + Bio + Chlo + Epi + Op ± Orthit ± Hgl ± Ap ± Gra ± Ti ± Karb
- (C) Plag + Knaf + Qu + Bio + Chlo + Orthit + Epi + Op + Hgl + Ap + Zi + Gra ± Karb
- (D) Knaf + Plag + Qu + Bio + Chlo + Epi + Op + Hgl + Gra.

Der vorherrschende Feldspat ist Plagioklas im Granodioritgneis und zumeist auch in den Pegmatiten. Er erreicht im Granodioritgneis nur einige mm Korngröße und bleibt kleiner als Knaf. Mit Ausnahme des Myrmekitplagioklasses ist er durchwegs älter als Knaf. Der Anorthitgehalt beträgt im Granodioritgneis 22 bis 24% (Messung von 5 Körnern senkrecht X), im Aplit 7%, im Pegmatit 10% (Messungen senkrecht X). Plag III, II und I. Füllungstyp C oder füllungsfrei. In den Apliten und Pegmatiten kommen auch die Füllungstypen B und A vor. Zwillinge nach Albit-, Periklin- und Karlsbadgesetz. Im Pegmatit einspringende Karlsbader Zwillinge. Selten ist ein schwacher normaler Zonenbau. Füllungsfreier Randsaum ist häufig. Einschlüsse von gefülltem Plag befinden sich im Knaf. Aus der recht dichten Plagioklasfülle kann geschlossen werden, daß der primäre Plagioklas im Granodioritgneis Andesin, im Aplit und Pegmatit Oligoklas bis Albit war.

Der Kalinatronfeldspat bildet im Granodioritgneis bis 3 cm große Kirstallaugen. Im Pegmatit baut er bis 10 cm lange Leisten auf. Nur in den Apliten überwiegt er den Plagioklas mengenmäßig. Er steht dem Orthoklas nahe. Mittelgroßer Achsenwinkel 2 Vx, fehlende oder schwache Mikroklitterung, fehlende oder schwache Entmischung (Faser- und Aderperthit). Zonarperthit kommt vor (ursprünglicher idiomorpher Schalenbau). Karlsbader Zwillinge. Harte Mikroklitterung ist selten und auf Grundgewebekörner beschränkt.

Quarz. Idiomorpher Tropfenquarz als Einschluß in Plag III des Granodioritgneises. Ansonsten xenomorph. Es fehlt Böhmsche Streifung. Im Aplit aggressive Quarzwächse in Plag und Knaf.

Myrmekit ist in allen Proben und mitunter sehr reichlich vorhanden. Es fehlt Schachbrettalbit. Im Pegmatit kommt polysynthetisch verzwilligter Myrmekitplagioklas vor.

Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis grün und bräunlich; im Aplit und Pegmatit auch hellbraun bis rotbraun sowie hellbraun bis dunkelbraun. Pleochroitische Höfe sind selten.

Ferner: Chlorit (sekundär nach Biotit). Orthit bildet 1 mm große idiomorphe Zwillinge und Einzelkörner mit Epidotsaum. Epidot zeigt schwachen Pleochroismus von farblos bis gelb und gelbgrün. Im Pegmatit mit-

unter zu Aggregaten angereichert. Opazit (megaskopisch ist Pyrit häufig). Im Pegmatit Entmischung des (Fe, Ti)-reicheren Biotits zu Chlorit + Opazit + Sagenit. Der Hellglimmer ist im Granodioritgneis auf die Mikrolithen im Plagioklas beschränkt. Als selbständiger Gesteinsgemengteil kommt er nur in Proben des Aplits und Pegmatits vor. Apatit, Zirkon, Granat findet sich in einigen Proben von Aplit und Pegmatit stark angereichert. Titanit, Rhomboedrisches Karbonat mit Druckzwillingen, Hämatit.

Der Granodioritgneis sowie seine Aplite und Pegmatite zeigen vorwiegend postkinematische Kristallisation der Gemengteile. Die Feldspate gehen vorwiegend glatt in Auslöschung, der Quarz ist nur schwach undulös und Querbiotite sind häufig.

Aus den Koschacher Steinbrüchen (Besitzer: SVATA) meldet MEIXNER (1956, p. 24; 1966, p. 103 – 104) als Kluftminerale: Pyrit, Markasit, Adular, Desmin, Fluorit, Prochlorit, Epidot u. a.

2.1.3.2 Der Steinbruch südlich Pflüghof

Derselbe Granodioritgneis ist auch im Steinbruch 500 m südlich Pflüghof aufgeschlossen. Auch hier durchsetzen Aplite und Pegmatite den Granodioritgneis, der hier reicher an Feldspat-Augen, an Falten und an Epidotanreicherungen ist. Der Anorthitgehalt des Plagioklases in Pegmatit beträgt hier 16% (Messung annähernd senkrecht X) und es kommt in diesem Plagioklas zonarer Antiperthit vor. Das übrige mikroskopische Bild entspricht dem der Koschacher Gesteine.

Dieser Steinbruch (Besitzer: IRSA) ist besonders reich an alpinen Kluftmineralen (MEIXNER 1958 a, p. 96 – 98; 1959, p. 46 – 47; 1975, p. 15; 1977, p. 10): Bergkristall, Muskovit, Chlorit, Kalkspat, Pyrit, Bleiglanz, Fluorit, Epidot, Prehnit, Skolezit, Chabasit, Laumontit, Heulandit u. a.

2.1.3.3 Die Steinbrüche bei Molzinger

Hier ist ebenfalls Granodioritgneis im alten verlassenen Steinbruch unmittelbar bei dem Gehöft Molzinger und im neuen, im Jahre 1976 in Betrieb befindlichen Steinbruch (NPG-Bauunternehmung Gmünd) 250 m nnw. Molzinger aufgeschlossen.

Die Faltenachse streicht N 112 – 122° E und neigt sich mit 24 – 29° E. Um sie sind tautozonare s-Flächen angeordnet mit Amphibolitschollen (auch Grobkornamphibolit) und Bändergneis. Der migmatische Verband zwischen Bändergneis (Paläosom) und Granodioritgneis (Neosom) ist gut beobachtbar (Bänder-, Schollen- und Feldspat-Augen-Migmatit, pygmatische Faltung von Apliten). Konkordante und diskordante Aplite und Pegmatite treten wie in den Koschacher Steinbrüchen auf. Wir befinden uns hier im Grenzbereich zwischen Granodioritgneis und hangendem Bändergneis.

2.1.3.4 Übrige Vorkommen des Granodioritgneises

Göbfälle: In den Kolken der 3 Wasserfälle neben dem markierten Touristensteig sind derzeit wegen des Niedrigwassers infolge Ableitung des Göbbaches für das Wasserkraftwerk die Aufschlüsse besonders imposant. Der Granodioritgneis wird von Apliten und Pegmatiten in Form eines engen Gangnetzes durchschlagen. Diskordante Pegmatite erreichen 1 m Dicke. Stengelförmige B-Tektonite sind beobachtbar.

Linker Bergfuß des Maltatales im Bereiche des WH. Sonnblick, der Felswand des Schleier-Wasserfalles (Perschitzbach) und der Schutthalden-Steinbrüche am W-Fuß der Rödernwand: Derselbe Granodioritgneis, kreuz und quer von Apliten und Pegmatiten

durchschlagen. Das Gestein der Steinbrüche in den Schutthalden unter der Rödernwand entspricht mega- und mikroskopisch dem Granodioritgneis der Koschacher Steinbrüche.

Eckpfeiler des Brandwaldes zwischen Göß- und Maltatal: Bis zu seinem derzeitigen oberen Ende in SH. 1460 m bietet der neue Güterweg sehr gute Aufschlüsse im Granodioritgneis. Faltenachse wie in den Koschacher Steinbrüchen flach nach ESE geneigt. Stengeltektonite auch mit steilen und mit S-fallenden Schieferungsflächen. Quergreifende Aplite. Einlagerungen von Bändergneis (SH. 1135 m), Amphibolit und Biotitschiefer (SH. 1350 m). Gegen oben zu wird der augige Granodioritgneis stark bänderig.

Güterweg Bockleiten und Reitermaiß: Granodioritgneis vom Typus Koschach mit konkordanten und diskordanten Apliten und Pegmatiten. Faltenachse wie in den Koschacher Steinbrüchen. Prachtvolle Walzen im m-Bereich. Schollen von Bändergneis.

Gößstollen und rückwärtiges Gößtal: Der Granodioritgneis steht im Gößstollen zwischen Stollenmeter 3760 und Nordportal an (Abb. 2). Er befindet sich auch hier unter dem Bändergneis und wurde von DEMMER (1967, Abb. 2 und p. 409) vorläufig sehr richtig als „dunkler Augengneis“ bezeichnet. Bei unserer gemeinsamen Stollenbefahrung im August 1966 beobachteten wir in diesem Gneis zahlreiche konkordante und diskordante Aplite und Pegmatite. Wiederum sind hier beide Pegmatite vorhanden und zwar solche mit unscharfen Rändern und solche mit sehr scharfen Rändern und in parallelflächigen Scharen auftretend. Diskordante Quarzgänge führen Pyrit. Schon damals fiel uns die Ähnlichkeit des Gesteines und seiner Gänge mit dem der Koschacher Steinbrüche auf. Auch im hinteren Gößtal steht dasselbe Gestein an. Der folgende mikroskopische Befund bestätigt, daß es sich um Granodioritgneis vom Typus Koschach handelt:

Untersucht wurden 4 Proben des Granodioritgneises von folgenden Fundorten: (A) Gößstollen Meter 4150. (B) und (C) Gößstollen Halde bei N-Portal. (D) An der Straße im rückwärtigen Gößtal, 1 km östlich Oberer Thomanbauerhütte. Megaskopisch entspricht das Gestein dem der Koschacher Steinbrüche. Der beobachtete mikroskopische Mineralbestand ist folgender (Hauptgemengteile gesperrt):

Oligoklas + Knaf + Bio + Qu ± Myrmekit + Chlo + Ti + Ap + Orthit + Epi ±
Zi ± Op ± Hellgl ± Karb.

Plagioklas ist der vorherrschende Feldspat. Leistenförmig oder xenomorph. Plag III, II und I. Ungefüllte Körner und gefüllte Körner vom Typ C und häufig D. Messungen senkrecht X ergaben in Probe A: 24% An, Probe B: 23 und 25% An. Probe D: 21 und 21% An. Probe C führt inverszonaren Plagioklas mit Kern 18, Hülle 26% An und ein anderes Korn mit Kern 19, Hülle 25% An. In der basischen Hülle überwiegt polysynthetische Verzwilligung nach dem Periklingesetz. Knaf steht dem Orthoklas nahe. Keine oder flauere Mikroklingitterung. Wenig perthitische Entmischung. Karlsbader Zwillinge. Kristallaugen erreichen bis 3 cm Länge und sind kaum postkristallin deformiert. Zonare Einschlußringe von Biotit kommen vor, besonders in leistenförmigem Groß-Knaf. Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis grünlichbraun. Keine pleochroitischen Höfe. Quarz weist keine Böhmsche Streifung auf.

In den untersuchten Proben B und D fehlt Hellglimmer absolut. Die Plagioklase dieser Proben sind teils ungefüllt, teils weisen sie nur den Füllungstyp D auf. In den untersuchten Proben A und C kommt Hellglimmer nur als Mikrolith im Plagioklas (Fülle C) vor. Ich sammelte jedoch auf der Halde bei dem N-Portal des Gößstollens auch Proben des Granodioritgneises mit megaskopischem Hellglimmer, der hauptsächlich an den lidförmigen Rändern der Knaf-Augen auftritt. Chlorit bildet sich sekundär nach Biotit. Orthit ist stets reichlich und mit Epidotsaum vorhanden. Um diesen Epidotsaum kommt auch noch ein Karbonatsaum vor (Probe B).

2.2 Altes Dach des Göß-Kernes

In der Landschaft heben sich die dunklen Felswände des Alten Daches des ehemaligen Granit- bis Granodioritplutons vorzüglich von den gewaltigen hellen Steilwänden des Orthogneises des Göß-Kernes ab. So überblickt man im Göß-, Radl- und in den rückwärtigen Karen des Mölltales die domförmige Gestalt des Göß-Kernes und sieht in schwebender Lagerung hoch oben das flächenmäßig weithin ausgebreitete flache dunkle Alte Dach, das am Reißbeck kulminiert. Nach N taucht das Alte Dach flach unter das Hochalm-Massiv (Tafel 4), nach NE ins Malta- und nach SE ins Radltal (Tafel 3 und 5).

Die Gesteine des Alten Daches bestehen aus migmatischen Bändergneisen, Amphiboliten, Quarzdiorit-, Granodiorit-, Granit-, Aplitgneisen und metamorphen Apliten und Pegmatiten, die stellenweise diskordant durchschlagen. Die Grenze vom Granodioritgneis des Göß-Kernes zu den Bändergneisen ist lokal unscharf (z. B. Güterweg Bockleiten und Göß-Stollen). Schollen von Bändergneis und Amphibolit schwimmen als unverdaute „roof pendants“ im Granodioritgneis und zeigen migmatische Auflösungserscheinungen zu basischen Fischen und zu Nebulit. Genetisch eindeutig sind die Dach-Gesteine älter als der Pluton. Sie wurden von den leukokraten Mobilisaten des Plutons migmatisch durchdrungen und bilden das Paläosom der Migmatite. Die Aplitgneislagen der Bändergneise stellen das Neosom der Migmatite dar. Homogenisierung von Paläo- und Neosom führt zu quarzdioritischen Nebuliten. Intrusionskörper von leukokraten Granitgneisen und von Aplitgneisen sind als 10 m dicke Lagen den Bändergneisen konkordant eingeschaltet.

Will man an den prächtigen Bändergneis-Aufschlüssen die hellen Quarz-Feldspat-reichen Lagen sedimentogen als ursprünglichen Arkosesand deuten, der in rhythmischem Wechsel mit Tonlagen (biotitreiche Partien der Bändergneise) oder in vulkanischem Tuff-Milieu (Amphibolitlagen) abgelagert wurde, so möchte ich raten, einige Schritte an Ort und Stelle weiterzugehen. Man wird dann sehr bald auf aplitische Apophysen desselben hellen Quarz-Feldspat-reichen Lagers stoßen (Beispiel: Güterweg Bockleiten, SH. 1435 m). Eine sedimentogene und vulkanodetritäre Entstehung der Bändergneise des Alten Daches ist möglich. Die Stoff-Mobilisation der leukokraten Substanzen war zur Zeit der nachfolgenden Genese des Plutons enorm und war auch während der nachfolgenden Metamorphose wiederum wirksam. Die genannten Mobilisationen bewirkten, daß eine genetische Deutung der Bändergneise des Alten Daches des Göß-Kernes schwierig ist. Ich selbst bediene mich der rein beschreibenden Ausdrücke Paläosom und Neosom, da man im mega- und mikroskopischen Bereich stets beobachtet, daß die dunklen Gesteinspartien (Paläosom) von den hellen (Neosom) verdrängt, resorbiert, oder durchschlagen werden.

2.2.1 Petrographie

Vorwiegend handelt es sich um gefaltete Bändergneise mit Rekristallisation nach der Faltung. Dunkle und helle Lagen wechseln im cm- bis m-Bereich ab. Mächtigere dunkle Lagen sind als Amphibolite und Biotitschiefer, konkordante und diskordante helle Lagen und Gänge als Aplitite und Pegmatite entwickelt. Ihnen allen fehlt Kalinatronfeldspat. Der Plagioklas ist durchwegs als Oligoklas ausgebildet. Stellenweise treten in der Bändergneiserie Knaf-führende Granitgneise und Granodioritgneise auf.

Mit freiem Auge erkennt man Biotit, fallweise Hornblende, farblose Quarz-Feldspat-Anreicherungen, mitunter gelbgrüne Epidotlagen, Granat und verhältnismäßig selten Hellglimmer. Die Korngröße erreicht nur wenige mm, in Pegmatiten und Mischgneisen

einige cm. Prächtige Falten im cm- und m-Bereich sind entwickelt. Die Elongation von Biotit und Hornblende verläuft parallel zur Faltenachse (B-Tektonite).

Mikroskopisch untersucht wurden 13 Gesteinsproben, die ich während des Baues des Reißbeck-Kraftwerkes an der Sperrenstelle des Stapniksees und im Stollen vom Stapniksee zu den Mühldorfer Seen sowie während des Baues des Malt-Kraftwerkes im Göß-Stollen sammelte.

Die Proben lassen sich nach den Hauptgemengteilen in folgende Gruppen ordnen: (1) Ho-Bio-Oligoklas-Schiefer, (2) Bio-Amphibolit, (3) Ho-Bio-Oligoklas-Qu-Bändergneis, (4) Ho-Bio-Epi-Oligoklas-Qu-Bändergneis, (5) Bio-Epi-Oligoklas-Qu-Bändergneis, (6) Bio-Oligoklas-Qu-Gneis, (7) Oligoklas-Aplit, (8) Oligoklas-Pegmatit und (9) Bio-Knaf-Oligoklas-Quarz-Mischgneis.

Die Hornblende ist frisch und ungefüllt und zeigt Pleochroismus von hellgelb bis blaugrün. Zonenbau mit braungrünem Kern weist nur die SiO_2 -arme Probe (1) auf. Auch der Biotit erweist sich als frisch. Er ist nicht oder kaum entmischt. Pleochroismus: hellgelb bis rehbraun oder grünbraun. Radioaktive Höfe fehlen oder sind äußerst selten. Einlagerungen opazitischer Entmischungskörnchen fanden sich nur in den SiO_2 -armen Proben (1) und (3). Der Oligoklas ist als Plag III, II, und I vorwiegend xenomorph und ungefüllt entwickelt. Sehr häufig beobachtet man polysynthetische Zwillingslamellen nach dem Periklingesetz. Selten kommt Mikrolithen-Fülle vom Typus D, C und ganz selten B vor. Der Füllungstyp A ist auf die Pegmatitprobe (8) beschränkt. Der Anorthitgehalt wurde an 14 Körnern in Schnitten senkrecht X gemessen und beträgt 15 bis 26% An, im Pegmatit 15 bis 19% An und im Mischgneis 13 bis 14% An. Inverser Zonenbau kommt vor. Die Messungen verteilen sich folgendermaßen auf die Gesteinsproben: Probe (1): Inverszonar, Kern 20, Hülle 25% An. Probe (2): Inverszonar, Kern 19, Hülle 26% An und Kern 20, Hülle 26% An. Proben (3): 26% und 26% An. Proben (4): 17% An. Proben (5): Inverszonar, Kern 17%, Hülle 25% An. Probe (6): 21% An. Probe (7): 17 und 20% An. Probe (8): 15 und 19% An. Probe (9): 13 und 14% An. Quarz ist xenomorph, rekristallisiert und nur schwach undulös. Es fehlt Böhmsche Streifung. Quarz fehlt in der Probe (1). Epidot ist farblos bis hellgelb und zeigt häufig einen xenomorphen braunen Orthit-Kern mit maximalem Durchmesser von 0,5mm. Kalinatronfeldspat (flaue bis harte Gitterung, Aderperthit) und Myrmekit kommen nur im Mischgneis (Probe 9) vor. Hellglimmer ist selten und als Nebengemengteil auf Pegmatit (Probe 8) beschränkt. Dieser führt bis 15 mm großen Granat. Ferner: Titanit, Chlorit (sekundär nach Biotit), Apatit, Karbonat, Opazit und Zirkon.

Quarzdioritischer Mischungstyp in der Bändergneis-Serie. Stellenweise mischen sich dunkle und helle Lagen der Bändergneise zu recht homogenen Quarzdioritgneisen (Biotit-Oligoklas-Quarz-Gneisen). Ein mittelkörniger Typus dieser Art hat mehrere Meterzehner Mächtigkeit und einige 100 m streichende Erstreckung innerhalb einer Bändergneislage im Granodioritgneis des Gößtales. Diese Quarzdioritgneis-Probe vom Güterweg-Aufschluß westlich Reitermaiß, SH. 1700 m, zeigt mikroskopisch folgenden Mineralbestand, welcher der Homogenisierung des Bändergneises entspricht:

Biotit (hellgrün bis dunkelgrün). Oligoklas: Plag III, Füllungstyp C, 22% An (Messung senkrecht X). Quarz (xenomorph, ohne Böhmsche Streifen).

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

Es fehlt: Kalinatronfeldspat.

2.2.2 Feldgeologische Notizen

Während des Baues des Reißbeck-Kraftwerkes war die Auflagerung des Bändergneises auf dem grobkörnigen Granitgneis des Göß-Kernes im Stollen, der von den Mühldorfer Seen in Richtung Stapnik See führt, in der Nähe des Kleinen Mühldorfer Sees gut zu sehen. An der Grenze steht mittelkörniger Biotit-Oligoklas-Quarz-Gneis an, der von konkordanten und diskordanten Apliten durchdrungen wird. $s: 170 / 40-70$ W, Lineation: $140 / \text{horizontal}$. Bei dem Aushub für die Sperre am Stapnik See waren die gefalteten Bändermigmatite vorzüglich aufgeschlossen und wurden petrographiert (siehe oben!). Rund um den Kessele-, Schwarz- und Stapniksee liegen sie zusammen mit Amphiboliten und biotitreichen Gneisen verhältnismäßig flach und sind intensiv gefaltet. Auf der Karschwelle südwestlich dieser Seen, auf welcher die Obere Mooshütte steht, vollzieht sich der jähe Knick zwischen flachem Dach und steiler SW-Flanke der Bändergneis-Hülle des Göß-Kernes.

Das von DEMMER ober- und untertags aufgenommene geologische Profil des Göß-Stollens (Abb. 2), zeigt den Knick in den Bändergneisen über dem südlichen Abschnitt des Stollens sehr deutlich. Der nördliche und mittlere Teil des Profiles entspricht der flachen Auflagerung der Bändergneise über dem Göß-Kern.

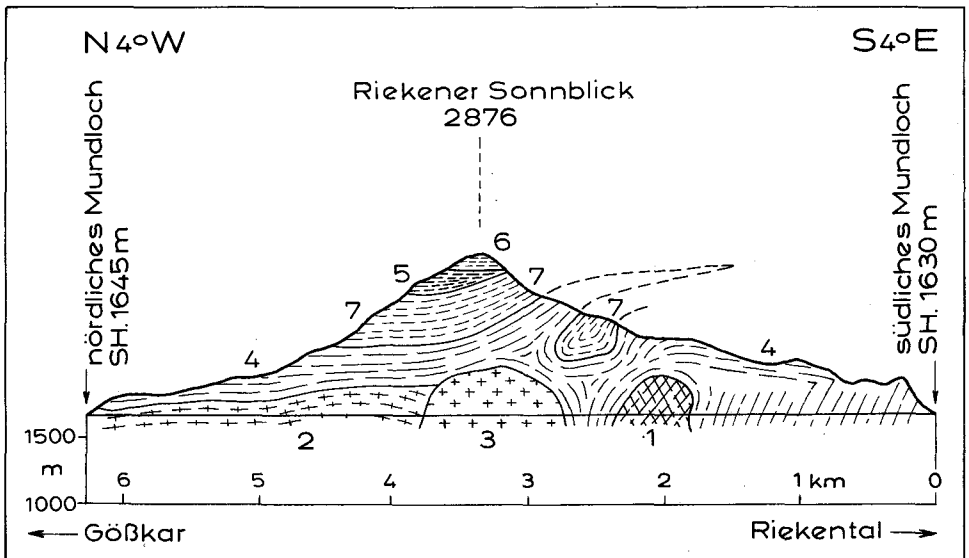


Abb. 2: Profil Göß-Stollen - Rieker Sonnblick nach W. DEMMER 1967 mit Berücksichtigung einer Richtstellung DEMMER's, welche dieser während der Drucklegung der damaligen Publikation (1967) im Sinne der im selben Jahr in seinem Reißbeckführer publizierten Profile vornahm.

Die folgende Legende wurde auf Grund der petrographischen Untersuchung geringfügig ergänzt von CH. EXNER.
Göß-Kern: 1 = dunkler Mischgneis. 2 = Granodioritgneis („dunkler Augengneis“). 3 = mittelkörniger Zweiglimmergranitgneis vom Typus Schönangensee („feinkörniger Granitgneis“). **Altes Dach des Göß-Kernes:** 4 = Bändergneis. 5 = Amphibolit. 6 = Hornblendegneis. **Einfaltung eines höheren Stockwerkes:** 7 = heller Augengneis.

Das Profil des Göß-Stollens weist sekundäre tektonische Komplikationen auf, weil es sich im Querschnittsbereich (N-S streichende Faltenachse) der Zone Schönangerkar – Hochalmspitze befindet. So ist die Einfaltung von hellem Augengneis (Abb. 2, Signatur 7) in das Alte Dach zu verstehen, welches aus Bändergneis, Amphibolit und Hornblendegneis besteht. Dem Göß-Kern unter dem Alten Dach gehören „dunkler Augengneis“ und „dunkler Mischgneis“ (– der zuerstgenannte auf Grund der petrographischen Untersuchung als Granodioritgneis anzusprechen –) und „feinkörniger Granitgneis“ (= mittelkörniger Zweiglimmergranitgneis vom Typus Schönangersee, von DEMMER gefunden und erstmals charakterisiert) an. Auch hier dürften die walzenförmig deformierte Oberfläche des Göß-Kernes und örtliche Diskordanzen größtenteils durch die sekundäre Querschnittsfaltung um N-S Achse bedingt sein.

Im S-Abschnitt des Gößstollens waren zur Zeit meiner Befahrung prachtvolle Falten in den Bändermigmatiten und mit scharfen Grenzen diskordant durchsetzende Aplite zu sehen. Die Übergänge dieser Bändermigmatite zum Orthogneis („dunkler Mischgneis“ Stollenmeter 1890 bis 2355) waren eindeutig beobachtbar und wurden sehr anschaulich von DEMMER, 1967, p. 409 folgendermaßen geschildert: „Ab ca. Station 1890 folgte bis ca. Station 2355 eine etwas stärker gestörte Zone von allgemein dunklen Granitgneisen, die von zahlreichen Aplit- und Pegmatitgängen durchschwärmt sind und immer wieder Bilder eines Schollenmigmatites zeigten. Diese Gesteine gehen ohne scharfe Grenze in Bändergneise über, die bei ca. Station 2765 enden“.

Im Maltastollen und längs der N-Flanke des Gößtales (Tafel 4) lagert unmittelbar über dem Orthogneis des Göß-Kernes mittelkörniger Amphibolit, der einige Meterzehner mächtig ist, die Karschwelle des Trippalmkares aufbaut und im Maltastollen zwischen Station ca. 3.000 und ca. 3.700 m ansteht. Darüber folgt migmatischer Bändergneis mit Amphibolitschollen als Paläosom.

Im Profil des Draxelnockes, der Tandlspitze (Tafel 4 D) und der NE-Flanke des Gößkernes im Maltatal (Tafel 5) bilden migmatische Bändergneise mit Amphibolit-Paläosom das Alte Dach. Schollen des Alten Daches im Orthogneis finden sich im S-Abschnitt des Maltastollens, am Güterweg Reitermaiß in SH. 1700 m, im Hauptsteinbruch Koschach (Abb. 1 A) und häufig in Form biotitreicher Linsen im Granodioritgneis.

Steigt man am Güterweg Bockleiten in Richtung Klampferer Köpfl, so trifft man über dem Granodioritgneis den Bändergneis ab SH. 1435 m, am markierten Steig vom Gasthaus Sonnblick in Richtung Schlüsselhütte ab SH. 1050 m, am Steig östlich des Schleierfalles des Fallbaches (Perschitz) ab SH. 1025 m und im Brandwald ab SH. 1500 m. Am Kamm vom Brandwald bis SH. 2140 m sind Aplitgneislagen dem Bändergneis eingeschaltet (z. B. in SH. 1690 m, am Trümmergrat in SH. 1795 m, ferner in SH. 1810 m und auf der Rückfallkuppe in SH. 2120 m). Am Güterweg im Kohlschlagwald trifft man den Bändergneis mit Amphibolitlagen in SH. 990 bis 1010 m und im Umkreis der Brücke P. 1209; ebenso auch am Steig von hier zur Unteren Tandlhütte.

2.3 Die zentrale Schieferhülle der Daxelserie

Granatglimmerschiefer mit Bänken von Graphitquarzit lagern auf den Bändergneisen und bilden die Schieferhülle des Göß-Domes. Sie haben den Charakter der zentralen Schieferhülle, entsprechend der Seebach- und Woiskenschieferzone im Gasteiner Raum, mit Porphyroblasten von Granat, Biotit, Hell-

glimmer, Albit/Oligoklas/Andesin und Chlorit, mit aplitischen Injektionen und Migmatiten und ohne Karbonatgesteine. Die Mächtigkeit beträgt einige Meter-zehner und infolge tektonischer Anschoppung maximal 250 m. Entdeckt wurde diese Glimmerschieferzone von ANGEL (1939) und kartiert unter dem Hochalmmassiv vom Hohen Gößkar zum Klampferer Köpfl und auf Kartenblatt Muhr an der W-Flanke des Maltatales bis zur Oberen Aichholzer Alm (ANGEL & STABER, 1942 und 1952). Ich fand die Fortsetzung an der E-Flanke des Maltatales (Blatt Muhr) und im gegenständlichen Gebiet (Blatt Spittal/Drau) bei der Schlüsselhütte, im Kohlschlagwald, am Gipfel der Tandlspitze, am Tandlspitze-NE- und am Tandlspitze-SE-Grat. Nach der modellförmigen landschaftlichen Ausbildung dieser Schieferhüllzone am langgestreckten Kamm Draxelnock – Klampferer Köpfl nenne ich sie Draxelserie (EXNER, 1971 b, p. A 28).

In der Reißbeckgruppe streicht die Draxelserie aus dem Riekenal über Jockeck-NE-Kamm zum Oberen Zwenberger See, ist dann prächtig knapp östlich unter dem Kaponigtörl mit Granatglimmerschiefern aufgeschlossen, die zum Hohen Gößkar weiterziehen (CLIFF et al., 1971).

Über die Fortsetzung an der N-Flanke des Gößtales gibt Tafel 4 mit ausführlicher Erläuterung Bescheid. Im Maltastollen beobachten wir die Granatglimmerschiefer in modellförmiger Ausbildung und genau in der Position, welche die Obertagsaufschlüsse erwarten ließen. Eine kleine Sekundär-Aufwölbung befindet sich zwischen den Stationen 4236 und 4300 m. Infolge liegender Falten, die in der Landschaft gut vom gegenüberliegenden Hang zu sehen sind und im geologischen Kartenbild schon von ANGEL & STABER (1942) unter dem Schmiednock angedeutet wurden, erleiden die Granatglimmerschiefer Mächtigkeitsschwankungen von 30 m (Tafel 4, Profil B) bis 250 m (Tafel 4, Profil C). Die Graphitquarzitbänke im Granatglimmerschiefer sind spitz gefaltet und erreichen maximal 3 m Mächtigkeit. Ihre Anzahl ist ebenfalls tektonisch bedingten Schwankungen unterworfen. Am Grat des Profils Tafel 4 C beobachtete ich 6 Graphitquarzitbänke. Leider war es mir nicht möglich, den steilen Felshang zwischen Profil C und Stranerscharte (Profil D, Tafel 4) zu queren. Der in der alten Alpenvereinskarte (AEGERTERs Karte 1:50.000 der Ankogel-Hochalmspitzgruppe aus dem Jahre 1908) angegebene Schafhaltersteig existiert nicht mehr.

Klassisch ist die Schieferhülle des Göß-Kernes wie ein flaches Dach am 2 km langen Kamm Draxelnock-Köpfl Jagdhütte entwickelt. 800 m südöstlich Köpfl Jagdhütte hebt sie in SH. 1500 m in die Luft aus und setzt mit derselben Gesteinsausbildung am anderen Talhang bei der Schlüsselhütte fort, wo sie den Kamm zwischen SH. 1315 und 1420 m aufbaut. Hier wie dort sind die Granatglimmerschiefer ca. 100 m mächtig.

Am flachen Dach Draxelnock-Köpfl Jagdhütte finden sich in den Granatglimmerschiefern bis 3 cm große Granatkristalle. Stellenweise sind die Granatglimmerschiefer aplitisch injiziert oder wechsellagern mit Aplitgneisen. Die s-Flächen fallen flach bis mittelsteil nach N. Die Hauptfaltenachse (Elongation der Glimmer) neigt sich flach nach ESE. Am Höhennock wird sie von junger Knitterung überprägt, die 10/28 N orientiert ist. Westlich der Köpfl Jagdhütte sind die Granatglimmerschiefer auf einige 100 m Erstreckung sekundär zu einem Trümmergrat zusammengesunken, der aus Gründen der Übersichtlichkeit auf Tafel 5 nicht eingetragen wurde. Die Felswände oberhalb der Schlüsselhütte bieten vorzügliche Aufschlüsse im Granat-Biotit-Hellglimmerschiefer mit 4 mm großem

Granat und Raumlage: s: 140/34 E, Lineation: 110/31 E. Sie sind gefaltet, aplitisch durchtränkt, migmatisiert und werden von Apliten diskordant durchschlagen.

Die Gipfelplatten der Tandlspitze bestehen aus denselben Granat-Biotit-Hellglimmerschiefern, die den Bändergneisen des Alten Daches des Göß-Kernes auflagern. Sie bilden den Tandlspitze-NE-Grat bis SH. 2100 m, wo sie in die Luft ausstreichen. Sie sind stellenweise spitz gefaltet und enthalten in SH. 2140 m Graphitquarzitbänke, die mehrere cm dick sind (Tafel 5).

Am Tandlspitze-SE-Kamm neigt sich der 40 m mächtige Granatglimmerschiefer mit 3 cm großem Granat und 5 mm großen Biotit- und Hellglimmerblättchen flach nach SE. Beiderseits der Scharte SH. 2525 m findet man ihn vorzüglich aufgeschlossen. Nach SE bedingt er ein Gesimse mit Schafhaltersteig in der steilen W-Flanke des Bärennockes. Dann baut er den flachen Gratverlauf bei Scharte SH. 2415 m und dann das Gesimse in der W-Flanke des Roten Nockes auf. Mit den Augen verfolgte ich vom gegenüberliegenden Hang das morphologisch kenntliche Schieferband bis zum Anger in SH. 1660 m, 300 m ssö. P. 1817 (Tafel 3 und 5).

Unter dem Bergsturz- und Rutschgelände des Kohlschlagwaldes erreicht der Granatglimmerschiefer den rechten Bergfuß des Maltatales bei P. 972 (Tafel 5). Am neuen Güterweg von Schlatzing in den Kohlschlagwald beobachtet man bei P. 972 den 8 m mächtigen Granatglimmerschiefer mit 1 cm großem Granat zunächst in verrutschtem Zustand. 300 m nordwestlich steht dann am selben Güterwege der Granat-Biotit-Hellglimmerschiefer unweit der Quelle „Q“ in Seehöhe 990 m an. Er ist hier 4 m mächtig aufgeschlossen. Sein Streichen und Fallen beträgt 155/40 E. Er lagert hier über Biotitamphibolit, Biotitschiefer, Bänder- und Aplitgneis des Alten Daches des Göß-Kernes. Das Bergsturzgebiet des Kohlschlagwaldes scheint durch die parallel zum Hang einfallenden, rutschfähigen und wasserundurchlässigen Granatglimmerschiefer bedingt zu sein.

2.4. Tonalitgneisdecke

Als meist einige 100 m mächtiger Orthogneis lagert der Tonalitgneis mit schroffen Felswänden über dem Granatglimmerschiefer der Draxelserie. Gleichgültig ob man ihn als variszische oder alpidische tektonische Decke, oder als Teil eines Lakkolithen mit flacher Sohle über ehemaligem Tonschiefer genetisch interpretiert, so ist jedenfalls auf Grund der flachen Lagerung über eindeutig sedimentogenem Granatglimmerschiefer die genetisch neutrale Bezeichnung „Tonalitgneisdecke“ (EXNER, 1971 b, p. A29) berechtigt.

Im geologischen Kartenbild hat die Tonalitgneisdecke die Form eines N-konvexen, am Kopf stehenden großen „U“. Das heißt, im S des Göß-Domes fehlt der Tonalitgneis, im W, N und E ist er vorhanden. Die Gesteinsbezeichnung als „Tonalitgneis“ erfolgte in der Hochalmgruppe durch BERWERTH und BECKE (BECKE & UHLIG 1906); die grundlegend wichtige und die Deckennatur offenbarende geologische Kartierung des Mittelabschnittes durch ANGEL & STABER (1942, 1952), die Entdeckung und geologische Kartierung des 10 km langen E-Teiles (zwischen Gmünder Hütte und Feistritz) durch EXNER (1940 und Aufnahmeberichte bis 1972) und die geologische Kartierung des SW-Abschnittes in der Reißbeckgruppe durch Cliff et al. (1971).

Nähere petrographische Einzelheiten des Tonalitgneises und seiner Gänge behalte ich mir für die in Vorbereitung befindliche Beschreibung der zentralen Hafnergruppe (Kartenblatt Muhr) vor, weil sich das Hauptverbreitungsgebiet der Tonalitgneisdecke mit

den größten Mächtigkeiten dieses Gesteines auf Blatt Muhr befindet. Hier seien nur einige Ergänzungen, besonders für die Umgebung von Gmünd (Blatt Spittal/Drau) gebracht!

Das SW-Ende der Tonalitgneisdecke befindet sich in der E-Flanke des Riekenales, 750 m nnw. der Schoberspitze. Von hier streicht der Tonalitgneis mit Unterbrechungen zum Grat knapp nördlich des Jochecks (CLIFF et al., 1971) Das kann ich insoferne bestätigen, da ich im August 1955 den Tonalitgneis im Riekenal unter dem Jocheck als Lese-Steine fand (im Schutt der Rinne 500 m südwestlich des Fußes des Gaisrückens [Österr. Karte 1: 25.000, Blatt 181/2; EXNER 1956, p. 27). Vom Jocheck setzt der Tonalitgneis zum Unteren Zwenberger See fort und bildet dann nach einer kurzen Unterbrechung (CLIFF et al., 1971) die zusammenhängende, flächenmäßig ausgedehnte und mächtige Tonalitgneisdecke, die vom Sockel der Tristenspitze und von den Pfaffenberger Seen bis in das Maltatal reicht und über der Draxelserie den S- und E-Sockel des Hochalm-massives aufbaut (ANGEL & STABER, 1942, 1952; CLIFF et al., 1971).

Im Profil des Winterriegels ist der Tonalitgneis 600 m mächtig und nimmt gegen die Tiefe (Maltastollen) beträchtlich zu (Tafel 4, Profil A). An der Grenze zwischen unterlagerndem Granatglimmerschiefer und auflagerndem Tonalitgneis befindet sich in der Regel ein wenige m mächtiger, häufig migmatischer Aplit- oder Granitgneis. Wenn er migmatisch ausgebildet ist, führt er Schollen des unterlagernden Granatglimmerschiefers und erweist, daß an der Basis der Tonalitgneisdecke migmatische Stoffmobilisation und Grobmengung zwischen Magmatit der Tonalitgneisdecke und Sedimentit der Draxelserie stattgefunden haben. Die Erscheinung ist auf Blatt Muhr ebenfalls zu beobachten und wird dort von mir näher beschrieben werden. Jedenfalls zeigt der Tonalitgneis an seiner Basis ein aplitisches bis granitisches Differentiat, das migmatische Grobmengungen mit dem unterlagernden Granatglimmerschiefer eingeht.

Im Maltastollen notierte ich an der betreffenden Stelle „Bändergneis“ und in den Ober-tagprofilen Tafel 4, A bis C Aplit- und Granitgneis. Auf der Straner Scharte (Profil D) fehlt der leukokrate Gneis an der Basis der Tonalitgneisdecke. Hier liegt postkristallin deformierter Tonalit-Phyllonit unmittelbar auf Granatglimmerschiefer, eine Spätdeformation (Gleitung und Zerstörung des ursprünglichen Gesteinsverbandes) an der Basis der Tonalitgneisdecke anzeigend.

Oberhalb der Schlüsselhütte bildet in SH. 1420 m biotitführender Augengranitgneis (10 m mächtig) mit migmatischen Bändern und Schollen aus Granatglimmerschiefer (mit 1,2 cm großen Granatkristallen) die Basis des Tonalitgneis-Wandzuges. Der Tonalitgneis selbst ist hier bloß 200 m mächtig und wird von Apliten diskordant durchschlagen (Tafel 5). Die Raumlage des Tonalitgneises beträgt hier: s: 20/33 E, Lincation: 110/32 E.

Ein Erosionszeuge der Tonalitgneisdecke sitzt als Trümmergrat, der nur aus Tonalitgneisblockwerk besteht, als inselförmiger Ausleger (Inselberg) auf dem Granatglimmerschiefer zwischen Draxel- und Höhennock (Tafel 5).

Endlich erreicht der Tonalitgneis am Fuß der Rödernwand die Maltatal-Alluvionen zwischen 650 und 400 m nordwestlich Feistritz. Seine Mächtigkeit beträgt hier ca. 100 m. Seine Raumlage: s: 40/22 E Lincation: 110/20 E.

2.4.1 Petrographische Beobachtungen vom SE-Ende der Tonalitgneisdecke

Die mikroskopisch untersuchten 4 Gesteinsproben wurden 400 m östlich Schlüsselhütte in SH. 1360 m und am Bergfuß 600 und 400 m nordwestlich Feistritz dem Anste-

henden entnommen. Die Proben zeigen, daß der Tonalitgneis dieses östlichsten Ausläufers der Tonalitgneisdecke bezüglich seiner Feldspate und des Quarzes postkristalin deformiert ist.

Der mittel- bis grobkörnige, stark geschieferte, schwarz-weiß gesprenkelte Gneis läßt freisichtig viel Biotit, Feldspatungen und verhältnismäßig viel Hellglimmer besonders an späten Scherflächen und als Augenlider um die größeren Feldspate erkennen.

Plagioklas ist der herrschende Feldspat. Plag III. Karlsbader Zwillinge mit einspringender Zwillingsnaht sind häufig, Füllungstyp C. Kalinatronfeldspat kommt in geringer Menge vor und verdrängt teilweise den Plagioklas. Es handelt sich um vorwiegend xenomorphen, flau gegitterten Mikroklin-Aderperthit. Biotit (hellgelb bis grünbraun, ohne pleochroitische Höfe). Quarz (xenomorph, keine Böhmsche Streifen). Myrmekit (stellenweise mit polysynthetisch verzwilligtem Myrmekitplagioklas).

Ferner: Epidot, Orthit mit Epidotrand, Apatit (stellenweise zonar gebaut mit braun bestäubtem Kern und farbloser Hülle), Titanit, Chlorit (sekundär nach Biotit), Hellglimmer (teils auf die Feldspat-Mikrolithenfülle beschränkt, teils mit postkristalliner Deformation des Gesteins beträchtlich volumetrisch zunehmend), Opazit, Zirkon und Karbonat.

2.4.2 Petrographische Beobachtungen vom SW-Ende der Tonalitgneisdecke

Aus eigenen Aufsammlungen kann die Identität des Tonalitgneises vom Kaponig- und Rieckental mit jenem der Tonalitgneisdecke auf Blatt Muhr und Spittal/Drau bestätigt werden. Die Proben stammen von den Pfaffenberger Seen (Kaponigtal) und aus dem Blockschutt (500 m südwestlich Gaisrücken im Rieckental): Schwarz-weiß gesprenkelter mittelkörniger Gneis mit freisichtig erkennbarem Biotit, Feldspat und Quarz.

Hauptmengenteile: Plagioklas. Vormacht gegenüber Knaf. Plag III, II und I. Leistenförmig. Fülle D. Auch Karlsbader Zwillinge mit einspringender Zwillingsnaht vorhanden. In der Probe aus dem Kaponigtal wurden 2 Körner, das eine senkrecht X, das andere in Parallelstellung zu Quarz gemessen: 26% und ca. 25% An. Knaf steht dem Orthoklas nahe. Flaue Mikroklingitterung und wenig Entmischung (Faser- und Aderperthit). Quarz: Tropfenquarz in Plag. Ansonsten xenomorph und ohne Böhmsche Steifung. Myrmekit. Biotit: Hellgelb bis grün. Keine pleochroitischen Höfe.

Ferner: Chlorit (sekundär nach Biotit), Titanit (mit Einschlüssen idimorphen Apatits), Orthit (mit Epidotsaum und mit Einschluß von Apatit), Epidot (Pleochroismus: Farblos bis hellgelb), Opazit (nur als Entmischung in Biotit), Apatit, Zirkon und rhomboedrisches Karbonat. Vollkommen fehlt Hellglimmer.

Aufgesammelt habe ich auch am Touristensteig zwischen den Pfaffenberger Seen und dem Kaponig Törl die Probe eines Pegmatits, der diskordant den Tonalitgneis durchschlägt. Der Kalinatronfeldspat bildet einige cm große Leisten. Die bis 8 mm großen Biotite sind zu 2 cm langen Aggregaten angeordnet. Das Gestein ist als Knaf-Oligoklas-Quarz-Biotit-Pegmatit anzusprechen.

Knaf steht dem Orthoklas nahe. Keine oder flaue Mikroklingitterung. Keine oder wenig Entmischung (Faser- und Aderperthit). Plagioklas findet sich einerseits als große leistenförmige Individuen als Einzelkörner und als Einschlüsse in Knaf. Es handelt sich um den Typ Plag III mit Füllung C. Sie dürften Relikte darstellen. Die Grundgewebkörner (Plag III, II und I) sind hingegen xenomorph, klein und gefüllt. Wahrscheinlich handelt es sich um Neubildungen. Messungen senkrecht X an zwei Grundgewebskörnern ergaben 25 und 26% An. Wiederum sind Periklinlamellen in polysynthetischen Zwillingen des Grundgewebes auffallend häufig. Quarz: Xenomorph. Keine Böhmsche Streifung. Zahlreiche Porenzüge. Myrmekit. Biotit: Hellgelb bis grün. Keine pleochroitischen Höfe.

Ferner: Apatit, Titanit, Chlorit (sekundär nach Biotit), Orthit (mit Epidotsaum), Epidot, Opazit, Zirkon, Hellglimmer (beschränkt auf Mikrolithen im Plag).

Ferner durchschlagen Aplite und sogenannte Leukogranite (CLIFF et al., 1971) den Tonalitgneis. Eine Probe des „coarse leucogranite“ (CLIFF-Sammlung Nr.: „RAC/A 307“) im Tonalitgneis der Tristenspitze-SW-Flanke macht mir Herr Kollege Dr. R. A. CLIFF dankenswerter Weise zum Geschenk. Nach unserem Sprachgebrauch handelt es sich um einen mittelkörnigen metamorphen Aplitgranit. Die Korngrößen bleiben im allgemeinen un-

ter 5 mm. Das Gestein ist recht massig, aber sicher metamorph (z. B. inverser Zonenbau einiger Plagioklase). Mit freiem Auge erkennt man Feldspat, Quarz und Biotit. Die Biotite sind allerdings nur spärlich vorhanden und überschreiten nicht 2 mm Durchmesser.

Hauptgemengteile: Knaif ist der vorherrschende Feldspat. Karlsbader Zwillinge. Triklinisierung ist verschieden weit fortgeschritten von fehlender bis harter Mikroklingitterung. Schwache Entmischung (Faser- und Aderperthit). Plagioklas ist als Plag III, II und I leistenförmig bis xenomorph entwickelt. Teils ist er ungefüllt, teils zeigt er die Füllungstypen B und C. Plag III (alt) ist xenomorph mit Füllungstyp B, C und inversem Zonenbau: Kern (frei von Zwillinglamellen) 19% An, Hülle (polysynthetische Zwillinglamellen nach Periklingsesetz) 23% An. Hingegen zeigt ein ungefüllter xenomorpher Einfachzwilling nach Albitgesetz (Plag I, neu) 8% An (sämtliche Messungen senkrecht X). Quarz: Xenomorph. Keine Böhmische Streifen. Myrmekit, Biotit: Hellgelb bis grünlichbraun. Keine pleochroitischen Höfe.

Ferner: Apatit, Chlorit (sekundär nach Biotit), Titanit, Orthit (mit Epidotrand), Epidot, Opazit, Zirkon, Hellglimmer (beschränkt auf Mikrolithen im Plag).

3. Hochalmgneis, Silbereckserie und neu gefundene Glimmerschiefer (Roter Nock, Roßkopf, Reinitzer Sonnblick), Storz- und Kareckserie

Die Bündnerschiefer der Silbereckserie keilen nördlich des Maltatales aus. Der Bergkamm südlich des Maltatales von der Tandlspitze zum Bartelmann war geologisches Neuland und wurde erstmals von mir untersucht, wobei ich die Granatglimmerschiefer über dem Granitgneis des Roten Nockes fand (Tafel 3). Glimmerschiefer in analoger tektonischer Position fand ich auch auf den beiden südlich folgenden Gebirgskämmen und zwar am Roßkopf und am Reinitzer Sonnblick (Tafel 6). Darüber folgen die Storz- und Kareckserie und darüber die periphere Schieferhülle.

Zur Entdeckung der Glimmerschiefer auf den anscheinend geologisch noch unbegangenen Gebirgskämmen am Roßkopf und Reinitzer Sonnblick kam ich allerdings zu spät. Dort hatte nämlich, wie ich nachträglich erfuhr, schon Herr Dr. C. J. HAWKESWORTH (1974, p. 13, 14, 20) solche beobachtet. Dieser Autor nennt „Granatglimmerschiefer“ am Roßkopf in Wechsellagerung mit 1 bis 3 m dicken Amphibolitlagen (– ich fand hier nur Glimmerschiefer ohne megaskopischen Granat –) und Granatglimmerschiefer westlich des Reinitztales im Gebiete der Roßalm. Beide Vorkommen seien so schwächtlich, daß sie nicht kartierbar wären, meint HAWKESWORTH.

Es wäre beinahe zu schön und einfach, die Glimmerschiefer Roter Nock – Roßkopf – Reinitzer Sonnblick als tektonische Fortsetzung der Bündnerschiefer der Silbereckserie aufzufassen. Diese Position nehmen sie eventuell ein, nämlich über dem Hochalmgneis und unter der Storzserie. Die damit verbundenen stratigraphischen Fragen blieben allerdings ungelöst: Silbereckserie mesozoisch; Glimmerschiefer Roter Nock bis Reinitzer Sonnblick jungpaläozoisch, intrudiert von Aplitgneisen nach Art der zentralen Schieferhülle.

Nun ist der „Rangierbahnhof“ dünner Deckenlamellen über dem Maltatal zwischen Pflüghof und Ortschaft Malta ein tektonisches Problem. Von den Weichenstellungen hängt es ab, wie man den Hochalmgneis, Silbereckserie und Storzserie jeweils auslaufen oder im E und S des Göß-Kernes und seiner Hüllzonen weiterlaufen läßt.

Ich bemühe mich im folgenden um eine analytische, den Feldbeobachtungen entsprechende Darstellung der Situation. Große tektonische Synthesen haben wir auch hier erlebt. Meistens waren sie falsch. Ich möchte bezüglich Synthese lieber Einiges offenlassen und

dafür Beobachtungsgrundlagen liefern, auf denen zukünftige zusätzliche Geländeuntersuchungen weiterbauen und so der Lösung des Problems näherkommen können.

3.1 Hochalmgneis und Bündnerschiefer der Silbereckserie

Über dem W- und E-Zipfel der Tonalitgneisdecke bilden Lamellen des Hochalmgneises jeweils die ausgewalzten Fortsetzungen des Hochalm-Kernes. Der Hölltor-Rotgülden-Kern keilt im Melnikkar zwischen den Falten der Silbereckserie aus. Diese erreicht als dünnes Gesteinsband die Sohle des Maltatales bei Feistritz.

Die westliche Granitgneislamelle des Hochalm-Kernes in der Reißbeckgruppe wurde kartenmäßig von EXNER (1949 a, p. 217, Abb. 4, „A₂“ im Tektonogramm) und von CLIFF et al. (1971, Tafel I, Nebenkärtchen, „Hochalm-Antiform“) angedeutet. Sie läßt sich mangels spezifischer Leitgesteine jedoch nur am Tonalitgneisband orientieren und somit noch nicht deutlich abgrenzen.

Granitgneis und Metagranit des Hochalm-Kernes der Hochalmspitze und des Winterriegels thronen als Decke über der Tonalitgneisdecke, was auch durch die Untertagsaufschlüsse im Maltastollen erwiesen ist (Tafel 4 A). Die Grenze ist hier allerdings wenig scharf. Auf Blatt Muhr gibt es jedoch Stellen, wo auf dem Tonalitgneis Granatglimmerschiefer lagern (zentrale Schieferhülle der Findelserie, EXNER 1971 b, p. A 29) und erst darüber der Granitgneis und Metagranit des Hochalm-Kernes aufliegt. Diesbezüglich sei auf die in Vorbereitung befindliche Beschreibung (zentrale Hafnergruppe, Blatt Muhr) verwiesen!

Die östliche Granitgneislamelle des Hochalm-Kernes ist an der linken Flanke des Maltatales über dem Pflüghof aufgeschlossen. Steigt man von der Schlüsselhütte längs des bewaldeten Kammes direkt zur Wegscheider Alm (Tafel 5), so gelangt man in SH. 1560 m zu Augengranitgneis, der dem Tonalitgneis auflagert. Dieser Augengranitgneis nimmt die Position des Hochalmgneises ein. Er kann als eine dünne lamellenförmige Fortsetzung des Hochalm-Kernes angesehen werden und ist als solche auch in der nördlichen Fortsetzung auf Blatt Muhr vorhanden.

In SH. 1750 m sind diesem Augengranitgneis 40 m mächtiger Hornblende-Granatglimmerschiefer und darüber 30 m mächtiger Migmatitgneis eingeschaltet. Ihre Raumlage beträgt: s: 10/28 E, Lineation: 115/13 E. Es dürfte sich um eine sekundäre Einfaltung im Granitgneis des Hochalmkernes handeln.

Über dem Augengranitgneis folgt in SH. 1910 m die Silbereckserie mit Kalkschiefer, Quarzit und farblosem Kalkmarmor mit Liegendfalten (Detailbeschreibung wird für Blatt Muhr gegeben werden). Darüber lagern Augengranitgneis, Paragneis, Amphibolit, Migmatit und Serpentin der Storzserie.

Der Kalkmarmor der Silbereckserie streicht nach Feistritz im Maltatal. Er findet sich zunächst subanstehend, 0,6 m mächtig, in SH. 1740 m, in der Rinne, 300 m südöstlich Wegscheider Alm; dann in Rollstücken in SH. 1510 m am markierten Steig von der Schlüsselhütte zur Perschitzalm.

Jenseits des Fallbaches steht 5 bis 10 m mächtiger, grobkörniger farbloser Kalkmarmor der Silbereckserie an der Felsabbruchnische knapp nördlich der verlassenen Almhütte P. 1602 an. Seine Raumlage beträgt hier: s: 28/31 E, Lineation und Faltenachse: 144/29 SE.

Unterlagert wird er von Augengranitgneis (Hochalm-Kern), überlagert wird er von Paragneis, Amphibolit und Migmatit der Storzserie. Die Bündnerschiefer verursachen im Steilhang das moränenbedeckte Gesimse, auf dem die Almhütte P. 1602 steht (Tafel 5).

Die Fortsetzung befindet sich in SH. 1470 m an der S-Kante des Gesimses, 500 m südwestlich Ahorner. Hier ist der grobkörnige farblose Kalkmarmor der Silbereckserie 20 m mächtig aufgeschlossen. Raumlage: s: 38/28 E. Er lagert unmittelbar auf Granitaugengneis (Hochalm-Kern). Weiche Schiefer (5 m mächtig, nicht aufgeschlossen, von Moräne bedeckt) bilden das lange Gesimse im Steilhang mit Bergzerreißungskluft. Darüber liegen biotitreiche feinkörnige Paragneise und Amphibolite (Storzserie), auf denen die Ahorner Almhütten stehen. Darüber folgt der grobkörnige Augengranitgneis, der längs des Karrenweges vom Faschauner Törl zur Perschitz ansteht und einen größeren Orthogneiskörper innerhalb der Storzserie darstellt.

Dann folgt der 10 m mächtige Kalkmarmor-Aufschluß in der Rödernwand, ca. 400 m über dem Talboden des Maltatales, der bereits von EXNER (1954, p. 22) beschrieben wurde.

Hingegen war es mir trotz sorgfältiger Begehung des Feistritzbachbettes und der beiderseitigen Hänge der Felsschlucht nichtmehr möglich, das Kalkmarmorband bei Feistritz wiederaufzufinden. Es dürfte unter Gehängeschutt und Alluvionen begraben sein (Tafel 5).

Über dem Tonalitgneis und unter dem Kalkmarmor der Silbereckserie steht in der Rödernwand Granitgneis (Hochalm-Kern) an. Er erreicht die Talsohle 400 m nordwestlich Feistritz. Eine Probe von hier weist ihn auch mikroskopisch als Granitgneis aus:

Hauptgemengteile: KnaF (vorherrschender Feldspat, dem Orthoklas nahestehend, Karlsbader Zwillinge mit einspringender Zwillingnaht, keine oder nur flauwe Mikroklingitterung, schwache Entmischung zu Faser- und Aderperthit). Plagioklas (Plag III, II, Fülle C), Quarz (keine Böhmsche Streifung). Biotit (hellgelb bis reibbraun, keine pleochroitischen Höfe). Hellglimmer (parallel verwachsen mit Biotit). Myrmekit.

Ferner: Chlorit (sekundär nach Biotit), Titanit, Epidot, Apatit, Opazit und Zirkon.

Der Hornblende-Granat-Glimmerschiefer, der in SH. 1750 m diesem Granitgneis oberhalb der Schlüsselhütte eingefaltet ist (Tafel 5, Signatur 10), erweist sich megaskopisch als ebenflächiger dunkelgrauer Schiefer mit 6 mm langen Hornblendeprismen, 3,5 mm großem Granat und mit 2 mm großen Biotit- und Hellglimmerblättchen. Die farblosen Gemengteile (Epidot, Plagioklas und Quarz) bilden megaskopisch nicht auflösbare feinkörnige Lagen. Die Elongation der Hornblende folgt der Lineation des Gesteines.

Unter dem Mikroskop: Granat weist Zonenbau auf. Sein Kern ist reich an Einschlüssen von Quarz und graphitischer Substanz. Die Hülle ist einschlußarm. Hornblende (hellgelb bis grün). Biotit (hellgelb bis braun; auch Querbiotit vorhanden). Epidot (farblos). Hellglimmer (parallel verwachsen mit Biotit). Der Plagioklas bildet xenomorphe ungefüllte Körnchen vom Typus Plag III. Er zeigt intensiven inversen Zonenbau mit scharfem Rand zwischen Kern und Hülle. Gemessen wurde im Schnitt annähernd senkrecht X der Kern als Oligoklas (26% An), die Hülle als Andesin (44% An). Quarz (xenomorph).

Ferner: Titanit, Chlorit (teilweise sekundär nach Biotit), Apatit und Opazit.

3.2 Storzserie nördlich des Maltatales

Auf Kartenblatt Spittal/Drau liegt die Storzserie unmittelbar auf der Silbereckserie. Die Storzserie besteht aus Paragneisen, Amphiboliten, Migmatiten und kleineren Orthogneislinsen. Sie stellen das Alte Dach einer südlichen penninischen Zone dar, vom entsprechen-

den Orthogneis abgeschert und als tektonische Decke mitsamt Kareckserie und peripherer Schieferhülle nach N verfrachtet.

In südlicher Fortsetzung der Amphibolite auf Blatt Muhr (EXNER 1971 a, p. 30) ziehen diese auf Blatt Spittal/Drau durch das Faschauntal zum Ballonwald und zum nördlichen Bergfuß des Maltatales zwischen Feistritz und Malta. Sie werden von Paragneisen und Migmatiten begleitet. Im Gebiet des Faschauner Törls enthalten sie eine über 100 m mächtige und am rechten Ufer des Feistritzbaches eine wenige m mächtige Granitgneislinse. Beide sind postkristallin deformiert.

Der Augen-Granitgneis des Faschauner Törls steht längs des Karrenweges von 700 m östlich bis 800 m nnw. des Faschauner Törls an. Er zeigt wellig-flächiges Parallelgefüge mit bis 2 cm großen Knaf-Kristallaugen und mit freisichtig erkennbarem Biotit und Quarz.

Mikroklin mit flauer Gitterung und Entmischung zu Faser-, Ader- und Fleckenperthit ist der herrschende Feldspat. Karlsbader Zwillinge. Einschlüsse von gefülltem Plagioklas. Kalifeldspatisation des Plagioklases. Der Plagioklas ist mit den Typen Plag III und II vertreten. Es handelt sich um Albit. Gemessen wurde senkrecht X: 4% An. Keine Fülle oder schwache Fülle vom Typ B und C. Quarz: Xenomorph, ohne Böhmische Streifung. Myrmekit tritt selten auf. Ebenfalls selten und an myrmekitfreie Partien des Gesteines gebunden tritt beginnende Schachbrettalbitisation des Knaf auf. Ausnahmsweise kommen hier in ein- und demselben Schriff Myrmekit und Schachbrettalbit vor. Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis braungrün.

Ferner: Chlorit (sekundär nach Biotit), Epidot, Orthit (mit Epidotsaum), Titanit, Granat, Apatit, Zirkon und Hellglimmer (beschränkt auf Mikrolithen der Plagioklasfülle).

Das Gestein zeigt deutliche Merkmale postkristalliner Deformation.

Der Biotit-Augengranitgneis am rechten Felsufer des Feistritzbaches in SH. 1010 m ist stark postkristallin in bezug auf die Feldspate und den Quarz deformiert.

Knaf bildet granulierte, 1,8 cm große Augen. Harte Mikroklingitterung. Ader- und Fleckenperthit. Volumetrische Vormacht gegenüber Plagioklas. Der Plagioklas hat 12% Anorthitgehalt (Messung senkrecht X). Plag III, xenomorph, ungefüllt und Füllungstyp A. Biotit (hellgelb bis grünbraun). Quarz. Myrmekit.

Ferner: Epidot, Orthit (mit Epidotrand), Titanit, Granat, Hellglimmer (beschränkt auf Flitter im Plagioklas) und Chlorit (sekundär nach Biotit).

3.3 Tektonische Schuppen und Decken südöstlich des Gößkernes

Das Gebiet südöstlich des Göß-Kernes zwischen Malta- und Radltal war noch bis vor kurzem eine geologische terra incognita. Der Kamm Tandlspitze – Bartelmänner wurde unlängst von mir erstmals geologisch-petrographisch aufgenommen (Tafel 3). Die Grate beiderseits des Reinitztales habe ich bisher zumindest in ihren tektonisch wichtigsten mittleren Abschnitten begangen und dort detailliert aufgenommen (Tafel 6, A Roßkopf, B Reinitzer Sonnblick). Es fehlen aber noch die Gesamtprofile der beiden zuletzt genannten Grate und die Anschlüsse nach W.

Die wichtigsten Ergebnisse der von mir durchgeführten Untersuchungen (Tafel 3 und 6) sind einesteils negative: Es fehlen südöstlich des Gößkernes Tonalitgneis und Bündnerschiefer der Silbereckserie; und andererseits positive: Auffindung von recht mächtigen und weithin durchstreichenden Granatglimmerschiefer- und Glimmerschieferzonen im Liegenden der Storzserie, Abgrenzung größerer Granitgneiskörper von der Storzserie und innerhalb der Storzserie sowie die Erkennung eines eigenen Gesteinstypus (Quarzdioritgneis) und mehrerer Ultrabasitzüge innerhalb der Storzserie.

3.3.1 Granitgneis und Granatglimmerschiefer des Roten Nockes

Auf dem Granatglimmerschiefer der Draxelserie des Gipfels der Tandlspitze lagert 10 m mächtiger Amphibolit (Tafel 3 bis 5). Er befindet sich in geometrischer Fortsetzung der Tonalitgneisdecke.

Darüber liegt der 250 m mächtige Granit- und Aplitgneis des Roten Nockes. Er befindet sich in geometrischer Fortsetzung des Granitgneises des Hochalmkernes. Er baut Tandls Auge, Bärennock, Roten Nock, Gspitze Wand, Fürstriegel mit Bergsturz des Kohlschlagwaldes, Karriegel P. 1694 und die Aufschlüsse am Güterweg westlich Schlatzing und in der Bachschlucht 600 bis 800 m nordöstlich Plieschhütte auf (Granitgneis der „Bliesch Alm“, EXNER, 1954, p. 21). Gegen die Tiefe des Radltales verändert sich dieser recht mächtige Granitgneiskörper zu einer dünnen Granitgneislamelle mit umhüllendem Amphibolit und Granatglimmerschiefer (Tafel 3). Diese scheiden ihn von einem höheren Granitgneislappen (Tafel 3, SH. 2440 und 2425 m). Die trennenden Granatglimmerschiefer stehen an der Scharte SH. 2395 m, auf den Almwiesen 100 m südlich P. 1694 und in SH 1560 bis 1515 m am Güterweg 800 m nordwestlich Plieschhütte an.

Diese Abfolge erinnert an das ähnliche Profil oberhalb der Schlüsselhütte (Tafel 5). Dort lagert über dieser Abfolge die Silbereckserie.

Ein tektonischer Ausläufer der Silbereckserie ist vielleicht das Quarzitband der Signatur 11 auf Tafel 3.

Jedenfalls ist der Granitgneis des Roten Nockes ein recht mächtiger Granitgneiskörper, der nach S lamellenförmig schmaler wird, am Bärennock prachtvolle Falten aufweist und der wohl auf Grund der von mir aufgefundenen Granatglimmerschiefer von der Storzserie abzutrennen und dem Hochalmkern zuzuteilen ist. Die Bezeichnung „Granitgneis der Blieschalm“ für diesen Granitgneiskörper möchte ich nicht mehr verwenden, da sich die betreffende, auf Moräne stehende Almhütte (Plieschhütte) über dem hangenden Granitgneislappen befindet.

Tandls Auge bildete noch während meiner geologischen Tätigkeit in den Dreißigerjahren eine weithin sichtbare Naturbrücke aus Aplitgneis über lochförmig ausgewittertem Amphibolit und Granatglimmerschiefer. Im Jahre 1948 war das „Auge“, durch das der Himmel durchschien, bereits eingestürzt. Heute sind nur mehr die „Naturbrückenpfeiler“ am Grat vorhanden (Tafel 5).

Eine Probe des Augengranitgneises der Gspitzten Wand zeichnet sich durch 3 cm große, optisch unversehrte Knaf-Kristallaugen, ferner durch Oligoklas mit prächtiger Mikrolithenfülle vom Typus C bis B und durch Reichtum an Biotit aus.

Knaf ist der vorherrschende Feldspat. Er steht dem Orthoklas nahe mit fehlender oder nur flauer Mikroklingitterung und sehr schwacher faser- bis aderperthitischer Entmischung. Der Oligoklas zeigt ebenfalls optisch ungestörte, 2,4 mm große Leisten vom Typus Plag III mit Füllungstyp C bis B. Er hat 20% Anorthitgehalt (Messung senkrecht X). Biotit (hellgelb bis grünbraun). Hellglimmer (Pleochroismus von farblos bis hellgrün). Quarz (xenomorph).

Ferner: Epidot ist häufig zu linsenförmigen Aggregaten angereichert. Titanit, Apatit, Chlorit (sekundär nach Biotit) und Opazit.

Der neue Güterweg vom Kohlschlag Wald zur Plieschhütte quert die Felswand der Fürstriegel-E-Flanke mittels Fels-Sprengungen zwischen Seehöhe 1365 und 1385 m. Es steht hier Biotit-Hellglimmer- Augengranitgneis mit 4 cm großen Kalinatronfeldspat-Kristallaugen an. s: N-S/20-38 E. Lineation (Elongation der Glimmer): 122/29 SE.

Die prächtigen frischen Aufschlüsse lassen ältere und jüngere Aplite, Pegmatit mit Quarz-Salband und die noch jüngere Intrusion eines grauen mittelkörnigen Biotitgranites, der so wie die übrigen Gesteine nachträglich metamorph wurde, erkennen. Er bildet einen deformierten, 0,3 m mächtigen, diskordanten Gang. Dieser Granitgang zeigt nur dort ein aplitisches Salband, wo er den Biotit-Hellglimmer-Augengranitgneis quert, nicht aber dort, wo er Aplite und Pegmatite quert. Siehe Abb. 3!

Der Granatglimmerschiefer im Hangenden des Granitgneises des Roten Nockes erweist sich in 2 Proben des Grates (Fundorte: südöstlich P. 2498 und südöstlich Scharte SH. 2395, siehe Tafel 3!) als Granat-Biotit-Hellglimmer-Oligoklas/Andesin-Quarz-Schiefer, wobei stellenweise auch Chlorit als Hauptmengteil mitaufzutreten kann. Die Granatkristalle sind bis 1,7 cm, Hellglimmer 5 mm, Biotit 3 mm und die Plagioklasaugen bis 3 mm groß. Deutliche Lineation (Elongation der Glimmer und Zeilenbau glimmerreicher und -armer Lagen).

Plagioklas zeigt die Typen Plag III, II und I. Teils Leistenform, teils amöboide Großblasten mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Keine Entmischungsfülle. Häufig ist ein schwacher einfach inverser Zonenbau. Gemessen wurde senkrecht X ein nichtzonares Korn mit 27% An und ein inverszonares Korn mit Kern 30% und Hülle 34% An. Vorherrschend sind polysynthetische Zwillinglamellen nach dem Periklingesetz. Granat besitzt unverlegte helizitische Einschlußzüge von Opazit und Quarz. Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun. Hellglimmer parallel verwachsen mit Biotit, mitunter auf s stark angereichert. Chlorit wird 4 mm groß, bildet mitunter Höfe um Granat. Stellenweise treten Querchlorite und Chlorit-Rosetten auf, die ihn als postkinematische Spätbildung ausweisen. Quarz: Xenomorph. Keine Böhmsche Streifung.

Ferner: Opazit, Titanit, Apatit, Zirkon und Hämatit.

Die höhere, 25 m mächtige Augengranitgneis-Lamelle (Tafel 3, Signatur 9) läßt freisichtig Biotit, Hellglimmer und 2 cm große Knaf-Kristallaugen erkennen.

Knaf ist der vorherrschende Feldspat. Mikroklin. Ader- und Fleckenperthit. Kornzerfall. Der Plagioklas ist Albit mit 0 bis 6% An (Messung von 2 Körnern senkrecht X). Plag III und II. Ungefüllt oder mit Füllungstyp A. Biotit (hellgelb bis rotbraun; radioaktive Höfe um Titanit). Hellglimmer. Quarz (xenomorph). Myrmekit.

Ferner: Epidot, Titanit, Apatit, Chlorit (sekundär nach Biotit) und Opazit.

3.3.2 Profile im Gebiete: Roßkopf, Reinitzer Sonnblick, Stoder, Gmeineck und Hohegg

Im Profil des Roßkopfes (Tafel 6A) dürfte Signatur 1a eventuell der Fortsetzung des Hochalmkernes entsprechen, wenn man annimmt, das das Alte Dach des Gößkernes und die Draxelserie auf 20 m Mächtigkeit reduziert sind (Signatur 2), was ungewiß ist und gründlicher zu erforschen sein wird. Südöstlich der Scharte SH. 2470 m steht jedenfalls unter dem mächtigen Amphibolit, den man mit einiger Wahrscheinlichkeit bereits zur Storzserie rechnen kann, ein Glimmerschiefer (mit dünnen Amphibolitlagen) 20 m mächtig an. (Signatur 3).

Dieser Biotit-Hellglimmer-Quarz-Schiefer zeigt ebenflächiges Parallelgefüge mit 6 mm großem Biotit und 3 mm großem Hellglimmer. Die farblosen Gemengteile werden kaum über 1 mm groß.

Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis braun. Pleochroitische Höfe kommen selten vor. Hellglimmer: Parallel verwachsen mit Biotit. Quarz: Xenomorph. Keine Böhmsche Streifung.

Ferner: Plagioklas: Kleine Körnchen vom Typ Plag III. Polysynthetische Zwillinglamellen durchwegs nach dem Periklingesetz. Keine Fülle. Xenomorph. Längung in s. Granat, Opazit, Turmalin, Apatit, Zirkon.

Die dünnen Amphibolitlagen im Glimmerschiefer dürften wegen der klastischen Abrundung von Apatit und Titanit wahrscheinlich tuffitischer Entstehung sein. Es han-

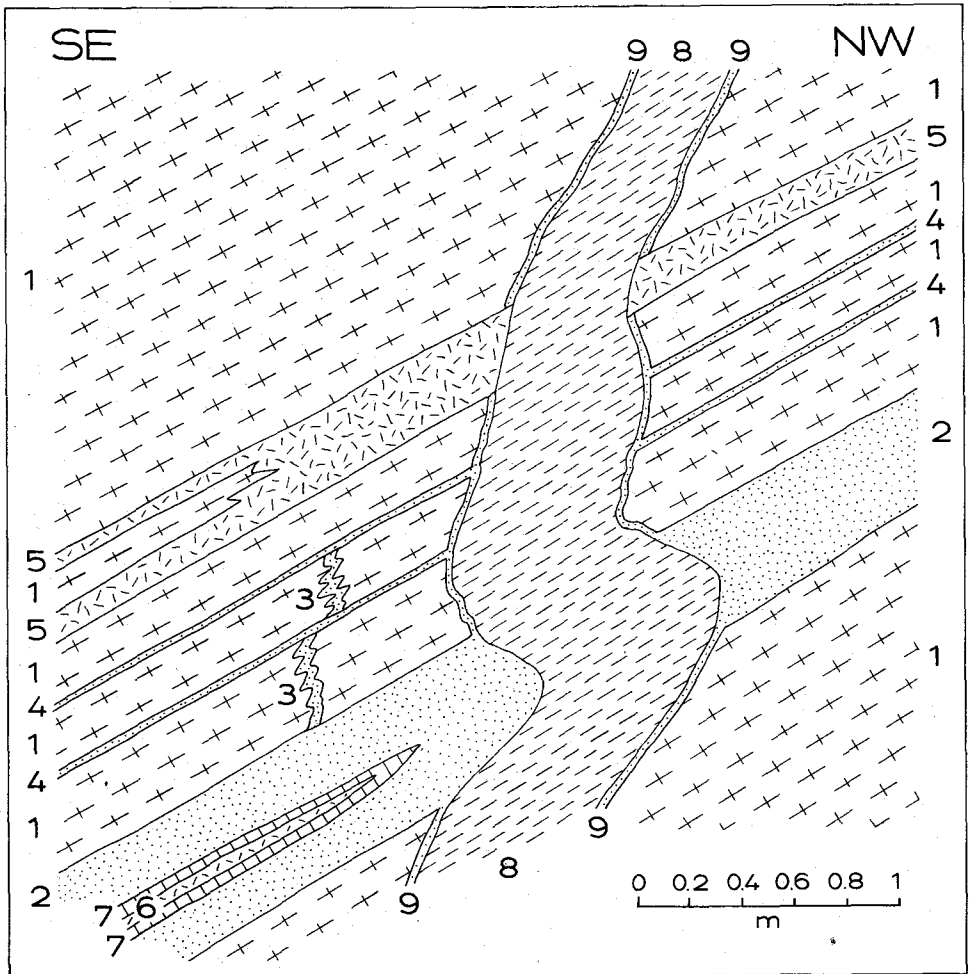


Abb. 3: Gangkreuz im Granitgneiss des Roten Nockes. Fürstriegel-E-Grat, SH. 1375 m. Ansicht der senkrechten Felswand, 1,5 m oberhalb des neuen Güterweges.

1 = Biotit-Hellglimmer-Augengranitgneiss mit 4 cm großen Kristallaugen von Kalialronfeldspat. 2 = Aplitgneiss (0,4 bis 0,5 m mächtig). 3 = Ältere diskordante Aplite, gefaltet. 4 = Jüngere konkordante Aplite (0,01 bis 0,03 m). 5 = Pegmatit, konkordant (0,1 bis 0,3 m). 6 = Pegmatit, konkordant, auskeilend (bis 0,04 m). 7 = Gangquarz (0,04 bis 0,02 m), Salband am Rande des vorgenannten Pegmatits. 8 = Diskordanter Gang (0,3 m), bestehend aus grauem mittelkörnigem Biotitgranitgneiss. Sein flächiges internes Parallelgefüge (Anordnung des Biotites und des Zeilenbaues) entspricht dem der Nebengesteine. 9 = Aplitisches Salband (0,01 bis 0,05 m) am Rande des vorgenannten Gesteines. Es fehlt dort, wo der Gang an SiO_2 -reiche Nebengesteine (Aplitgneiss, Aplit und Pegmatit) angrenzt.

delt sich um feinkörnigen quarzföhrnden Biotit-Amphibolit mit ebenflächigem Parallelgefüge und deutlicher Lincation (Elongation von Hornblende und Biotit).

Hornblende: Pleochroismus von hellgelb bis blaugrün bis grün. Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis braun. Keine pleochroitischen Höfe. Plagioklas: Xenomorphe Kleinkörner. Plag III, II und I. Polysynthetische Zwillinglamellen nach dem Periklingsesetz. Keine Fülle. Einfacher Zonenbau unbestimmbaren Charakters. Quarz: Xenomorph. Ohne Böhmsche Streifung.

Ferner: Apatit: Zahlreiche gerundete Körner. Titanit: Gerundete Körner. Opazit. Zirkon.

Eine tektonisch höhere Glimmerschieferlage (Tafel 6, Signatur 17) liegt unter der Granitgneis-Überschiebung und dürfte so wie der überschobene Granitgneis (Signatur 19) zur Storzdecke zu rechnen sein.

Weder in der tieferen noch in der höheren Glimmerschieferlage des Roßkopf-Profiles fand ich megaskopischen Granat. Jedoch dürften sie eventuell an der Flanke des Grates gegen das Radltal megaskopisch granatführend ausgebildet sein. Ich fand nämlich Lese- steine von Granat-Hellglimmerschiefer und von Granat-Biotit-Chlorit-Hellglimmerschiefer in SH. 1465 m am Steig zur Zlattingalm nahe vom Karriegel, 500 m südöstlich dieser Alm. Die Begehung im Direktanstieg von diesem Karriegel zum Grünsee ergab nur Biotitblastenschiefer und Amphibolit bei der Ochsenhütte in SH. 1990 m, nördlich Schwalbenfeld.

Recht ergiebig in bezug auf Granatglimmerschiefer erweist sich das Profil des Reinitzer Sonnblicks (Tafel 6 B).

Am Reinitzer Sonnblick und auf seinem S-Grat (Kuppe SH. 2422 m) sowie am breiten Karboden der Roßalm erreichen die Glimmerschiefer 150 m Mächtigkeit und führen in ihrem unteren Teil reichlich Granat. In ihrem unteren Teil wechsellagern sie mit Amphibolit und Serpentinithührendem Amphibolit. Tektonisch entsprechen sie den tieferen Glimmerschiefern des Roßkopfprofiles (Tafel 6 A, Signatur 3), da sie über Bändergneis und Granitgneis lagern und sich im Liegendteil der Storzserie befinden (Tafel 6 B, Signaturen 3 bis 10).

Petrographisch handelt es sich einerseits um mittelkörnigen Granatglimmerschiefer, der auf Grund seiner Hauptgemengteile als Granat-Biotit-Hellglimmer-Andesin-Quarz-Schiefer mit flächigem Parallelgefüge und mit deutlicher Lincation zu bezeichnen ist. Die Granate erreichen 10 mm, Biotit 5 mm und Hellglimmer 4 mm Größe.

Untersucht wurden 2 Proben von folgenden Fundorten: (A) Mittelrippe des oberen Roßalmkares, SH. 2245 m, 800 m südöstlich des Reinitzer Sonnblick-Gipfels. (B) Reinitzer Sonnblick-E-Grat, SH. 2450 m. Die Proben zeigen folgenden Mineralbestand:

(A) Gra + Bio + Hgl + Andesin (30 bis 33% An) + Qu + Chlo + Op + Zi

(B) Gra + Bio + Hgl + Andesin (38% An) + Qu + Epi + Op + Ti + Zi.

Granat: Idiomorph, ohne Zersetzung. Helizitische Einschlußzüge von Opazit. Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis braun; pleochroitische Höfe um Zirkon. Hellglimmer ist mit Biotit parallelverwachsen. Quarz: Xenomorph, ohne Böhmsche Streifung. Der Plagioklas ist mit den Typen Plag III, II und I vertreten. Leistenform oder bis 2,7 mm große amöboide Blasten mit ungefalteten und gefalteten helizitischen Einschlußzügen von Biotit. Polysynthetische Lamellen nach dem Periklin-Zwillingsgesetz herrschen meist gegenüber den Lamellen nach dem Albitgesetz vor. Keine Entmischungsfülle, jedoch Einschlüsse sämtlicher übriger Gemengteile. In Probe (A) wurden 3 Körner senkrecht X gemessen. Sie ergaben 30, 32 und 33% An. In Probe (B) wurde ein Korn in derselben Schnittlage gemessen und ergab 38% An.

Wenn andererseits Granat und Hellglimmer mengenmäßig im Gestein zurücktreten, kommt es zur Ausbildung von Biotitblastenschiefer vom Typus der Woiskenschiefer (zentrale Schieferhülle des Gasteiner Gebietes). Die Probe eines solchen Gesteines vom Reinitzer Sonnblick-S-Kamm, Kuppe SH. 2422 m erweist sich als mittelkörniger Biotit-Oligoklas/Andesin-Quarz-Glimmerschiefer mit ebenflächigem Parallelgefüge und bis 1 cm parallel zur Lincation des Gesteines elongierten Biotitblättchen.

Biotit: Pleochroismus hellgelb bis rotbraun, pleochroitische Höfe um Zirkon. Quarz: Xenomorph. Fehlen einer Böhmschen Streifung. Der Plagioklas bleibt klein und konnte auf Grund einiger Schnittlagen mit Sicherheit als Oligoklas bis Andesin bestimmt werden. Plag III, II und I. Vorwiegen des Periklin-Zwillingsgesetzes. Keine Fülle. Einfacher Zonenbau nicht näher bestimmbarer Charakter.

Ferner: Hellglimmer, Opazit, Epidot, Titanit, Granat, Apatit und Zirkon.

Bemerkenswert sind die verhältnismäßig hohen Anorthitgehalte der Plagioklasse in diesen Glimmerschiefern (bis 38% An).

Eine dünne Glimmerschieferlage im tektonisch höheren Teil des Reinitzer Sonnblick-Profiles (Tafel 6 B, Signatur 14) weist bezüglich ihrer tektonischen Position eine entfernte Ähnlichkeit zur Glimmerschieferlage Signatur 17 des Roßkopf-Profiles (Tafel 6 A) auf. Beide Profile sind jedoch voneinander recht verschieden. Der Granitgneis im Hangenden beider Profile (Tafel 6 A, Signatur 19 und B, Signatur 16) scheint einen größeren zusammenhängenden Orthogneiskörper zu bilden (Gipfel des Gmeinecks und des Hoheggs).

Der Augengranitgneis am Gipfel des Gmeinecks P. 2592 führt 1 cm große Knaf-Kristallaugen.

Hauptgemengteile: Knaf ist der herrschende Feldspat. Flau bis harte Mikroklingitterung. Kornzertrümmerung. Der Plagioklas hat 4% An (Messung senkrecht X). Plag III, II und I. Kornzertrümmerung. Die großen und die in Knaf eingeschlossenen Körner weisen Füllungstyp B auf. Die kleinen Grundgewebeskörner sind meist füllungsfrei. Quarz zeigt postkristalline Quälung. Längliche Körner parallel s. Keine Böhmische Streifung. Myrmekit. Biotit: hellgelb bis grünlichbraun. Keine pleochroitischen Höfe.

Ferner: Hellglimmer (wenige Scheiter am Rande von Knaf), Chlorit (sekundär nach Biotit), Titanit, Epidot, Orthit (mit Epidotrand), Apatit, rhomboedr. Karbonat (syngenetisch mit Gleitlamellen), Opazit, Zirkon.

Im Hangenden des großen Orthogneiskörpers Gmeineck – Hohegg folgen wiederum Amphibolite der Storzserie. Hierher gehören der Amphibolit des Stoders P. 2433 und der Bösen Nase.

Den Epidotamphibolit des Stoders hat MEYER (1977, p. 17–20) beschrieben. Ich beobachtete am Stoder-N-Kamm folgendes Profil von unten nach oben:

- SH. 1625–1890 m: Augengranitgneis, s: 25/28 E. Dieser Gneis baut den Felsturm P. 1845 auf. Bergzerreißung und Bergsturz-Blockwerk.
- SH. 1890–2050 m: Amphibolit und Migmatitgneis. Verfallene Sennhütte in SH. 1995 m.
- Sh. 2050–2260 m: Augengranitgneis (Fortsetzung des Augengranitgneises vom Gmeineckgipfel), s: 28–54/22–28 SE, Lination: 132–150/20–24 SE. Grobschuppige und mächtige Weißschieferlagen (Muskovit-Quarz-Schiefer) durchziehen den Augengranitgneis konkordant und lassen in ihm besonders intensive Gleithorizonte erkennen, z. B. in SH. 2110 m (0,6 m mächtiger Weißschiefer), in SH. 2155 m (3 m Weißschiefer) und in SH. 2165 m (zwei Weißschieferlagen zu je 1 m Mächtigkeit). Morphologisch baut der Augengranitgneis die breiten Felsstufen des Schwalbenfeldes auf.
- SH. 2260 – P. 2433 (Stoder): Mittel- und grobkörniger Amphibolit, Prasinit und Hellglimmer-Chlorit-Schiefer, s: 60-84/21-22 S. In der Stoder-N-Wand befindet sich knapp unter dem Gipfel ein ca. 30 m mächtiger, boudinierter Serpentinzug mit den typischen Serpentin-Begleitgesteinen: Talk-, Strahlstein- und Chlorit-Ankerit-Schiefer.

Der Serpentin der Stoder-N-Wand ist ein massiges, schwarzgrün gesprenkeltes Gestein.

Unter dem Mikroskop: Antigorit mit Gitterstruktur. Umriss gegen Talk scheinen die Grenzen primärer Kristalle (? Olivin), die pseudomorphosiert wurden, anzudeuten. Talk. Tremolith bildet hauptsächlich einen farblosen dünsäuligen Filz. Einzelne größere Individuen zeigen Pleochroismus von farblos bis hellgrün. Karbonat. Chlorit. Opazit.

Als Serpentin-Begleitgestein tritt hier auch Tremolith-Chlorit-Fels recht massig, mit 3 cm großen Tremolithen und 5 mm großen Magnetitaggagaten auf.

Der Tremolith bildet (1) große, braun bestäubte Individuen mit Pleochroismus von hell- bis dunkelgrün und (2) einen feinsäuligen farblosen Filz. Chlorit ist teilweise mit Tremolith verwachsen, teils baut er selbständige kleinblättrige Aggregate auf Magnetit.

Der Granat-Amphibolit von der Bösen Nase führt als Hauptgemengteile Hornblende (Pleochroismus hellgelb bis blaugrün), Granat (Einschlüsse von Opazit) und

Plagioklas (3% An, Messung senkrecht X; Plag III, II und I; füllungsfrei; Einschlüsse der übrigen Gemengteile).

Ferner: Chlorit (sekundär nach Hornblende), Quarz, Opazit, Titanit, Apatit, Hämatit.

3.3.3 Das Detailprofil durch die Storzserie am Grat der Bartelmänner

Am Grat der Bartelmänner, die als 3 gleichartig gestaltete Bergköpfe weithin in der Landschaft sichtbar sind, läßt sich die Storzserie vorzüglich in kontinuierlichen Aufschlüssen studieren (Tafel 3).

Der westliche Bartelmann ist der höchste der 3 Gipfel (SH. 2440 m) und besteht aus einem Quarzdioritgneis, mit Ähnlichkeit einerseits zu Tonalitgneis, andererseits zu Amphibolit.

Der mittlere Bartelmann (P. 2428 „Bartelmann“ der Österr. Karte 1 : 50.000) wird aus Amphibolit, Prasinit und Migmatit aufgebaut.

Der östliche Bartelmann (SH. 2385 m) bildet einen schroffen, aus Augengranitgneis bestehenden Gratzacken, der anscheinend die Fortsetzung des Granitgneises vom Gmeineckgipfel und vom Hohegg darstellt.

Der Quarzdioritgneis des westlichen Bartelmanns (Tafel 3, Signaturen 15 und 17) ist ein schwarz-weiß gesprenkeltes, mittelkörniges, sehr gleichmäßig beschaffenes und 190 m mächtiges Gestein mit flächigem Parallelgefüge, das wegen seiner homogenen Zusammensetzung als Orthogneis zu interpretieren ist. Die Feldspatäugen (Oligoklas) erreichen 8 mm, Hornblende 6 mm und Biotit 4 mm Länge. Eine deutliche Lineation wird durch die Elongation von Hornblende, Biotit und Feldspatäugen sowie durch die zeilenförmige Anordnung der dunklen und hellen Gemengteile markiert. Im tektonischen (ac)-Schnitt beobachtet man deutliches Inselgefüge. Es handelt sich um einen B-Tektonit.

Untersucht wurden 4 Proben vom Bartelmann-W-Grat und zwar: (A) Spitze SH. 2415 m; (B) Scharte SH. 2365 m; (C) 2 Proben aus der W-Wand der Spitze SH. 2440 m. Die Proben besitzen die folgenden zwei Mineralbestände, je nachdem ob Epidot einen Haupt- oder Nebengemengteil darstellt:

(A, B, C): Oligokl + Qu + Ho + Bio + Epi + Chlo + Ti + Op ± Hgl ± Ap ± Zi

(C): Oligokl + Qu + Ho + Bio + Epi + Chlo + Orthit + Ti + Op + Ap.

Der Plagioklas ist Oligoklas mit 26% An (Messung senkrecht X). Plag III und II, vorwiegend polysynthetische Lamellen nach dem Periklinesetz. Keine typischen Füllungsmikrolithe. Mitunter einfacher inverser Zonenbau. Quarz: Keine Böhmsche Streifung. Aggressive Quarzgewächse in Plag. Hornblende: Pleochroismus von hellgelb bis blau bis grün. Klares Korn. Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis rehbrown. Keine pleochroitischen Höfe. Epidot: Farblos, mitunter mit hellgelblichem Kern.

Ferner Chlorit (sekundär nach Biotit). Orthit (mit Epidotsaum). Hellglimmer ist nur in einer Probe vorhanden und bildet dort selbständige Scheiter.

Der Quarzdioritgneis des westlichen Bartelmanns nimmt somit gesteinskundlich eine Mittelstellung zwischen Tonalitgneis und Amphibolit der östlichen Hohen Tauern ein. Von jenem unterscheiden ihn das Überwiegen dunkler Gemengteile, einschließlich Hornblende, und das Fehlen von Kalinatronfeldspat. Von den typischen Amphiboliten unterscheiden ihn das schwarz-weiß gesprenkelte dioritische Aussehen und der beträchtliche, bereits mit der Lupe erkennbare Quarzgehalt.

Randlich grenzt der Quarzdioritgneis an Amphibolite.

Im Quarzdioritgneis befindet sich eine 1 m mächtige Lage von grobkörnigem Biotit-Epidot-Amphibolit (Tafel 3, Signatur 16). Freisichtig sind 2 cm lange Hornblen-

deprismen, 2 mm große Biotite, grüner Epidot und ein farbloses feinkörniges Grundgestein (Plagioklas) in diesem Gestein erkennbar.

Plagioklas ist als Plag III, II und I ohne Fülle entwickelt. Das vorherrschende Zwillingsgesetz ist das Periklingesetz. Einfacher inverser Zonenbau kommt vor. Die Hornblende zeigt Pleochroismus von hellgelb bis blaugrün. Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun. Keine pleochroitischen Höfe. Epidot.

Ferner: Chlorit (sekundär nach Biotit), Rutil, Titanit und Opazit.

Der Amphibolit im Hangenden des Quarzdioritgneises stellt sich als 15 m mächtiger, mittelkörniger Biotit-Amphibolit dar (Tafel 3, Signatur 18). Das dunkle Gestein hat ebenflächiges Parallelgefüge mit 1 bis 2 mm Korngröße. Freisichtig sind Biotit und farblose Knoten (Plagioklas) erkennbar.

Plagioklas ist mit den Typen Plag III, II und I vertreten. Xenomorph, Einfacher inverser Zonenbau. Keine Fülle, nur stellenweise etwas saussuritische Trübung. Hornblende: Pleochroismus von hellgelb bis blaugrün. Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun. Keine pleochroitischen Höfe.

Ferner: Opazit, Chlorit, Epidot (stellenweise mit braunem Kern), Rutil, Titanit, Apatit und Hämatit.

Der 80 m mächtige Augengranitgneis des östlichen Bartelmannes (Tafel 3, Signatur 23) weist am Grat prächtige Falten auf. Er bildet einen Wandzug ins Maltatal zu P. 1021 und zum Steinbruch bei Ferchenhof (KIESLINGER 1956, p. 26–27). Eine Probe dieses Gesteinszuges vom neuen Forstweg oberhalb P. 1021 zeigt mittelkörnigen, ebenflächig schieferigen Augengranitgneis mit freisichtig erkennbarem Quarz, Biotit, Hellglimmer und mit 1,8 cm großen Knaf-Kristallaugen.

Hauptgemengteile: Knaf ist der herrschende Feldspat. Karlsbader Zwillinge. Flaue und harte Mikroklingitterung. Faser-, Ader- und Fleckenperthit. Zonare Einschlußbrünge von Biotit und Plagioklas. Kalifeldspatitisation des Plagioklases. Der Plagioklas hat 3 bis 4% An (Messungen von 2 Körnern senkrecht X). Er ist füllungsfrei als Plag III, II und I ausgebildet. Quarz zeigt postkristalline Deformation und längliche Körner parallel s. Überindividuen weisen optische Achse schräg (annähernd 45°) zu s auf. Keine Böhmsche Streifung. Myrmekit. Biotit (hellgelb bis grünbraun).

Ferner: Hellglimmer (große Scheite, besonders lidförmig um Knaf-Augen), Granat, Chlorit (sekundär nach Biotit), Epidot, Orthit (mit Epidotsaum), Titanit, Apatit, Opazit, Zirkon.

3.4 Kareckserie und Stollen des alten Bergbaues auf goldführenden Lagerquarz vom Typus Schellgaden

Die tektonisch höchsten Lagen der Storzserie gehen unscharf in postkristallin deformierte (phyllonitisierte) und teilweise niedrigthermal rekristallisierte (Albit, Epidot, Chlorit, Serizit) Prasinite, Paragneise, Migmatite und Bändergneise über. Prasinite und Albitblastenschiefer bedingen auch unscharfe Grenzen zur auflagernden Murtörlserie der Peripheren Schieferhülle. Für Blatt Muhr wurde diese Serie vor allem im Kareck-Gebiet näher petrographiert (EXNER 1971 a, p. 41–46).

Auf Kartenblatt Tamsweg beobachtete ich im Jänner 1972 im Nordabschnitt des Autobahn-Katschbergtunnels während des Tunnelvortriebes prächtige Aufschlüsse in der Storz- und Kareckserie bei dem Nordportal und in dem damals 1,1 km nach S vorgetriebenen Stollen. Ich beobachtete Migmatite mit quer durchschlagenden Apliten, Bändergneise, Amphibolite, Prasinite, Paragneise und als Mobilisate in diesen meist stark deformierten und niedrigthermal rekristallisierten Gesteinen: Epidositlagen, Quarz-Karbonat-Knauern und massenhafte und recht mächtige Lagerquarze vom Typus Schellgaden mit Pyrit, Bleiglanz und Scheelit. Raumlagen: s: 135/30 NE, Faltenachse: 135/30 SE, Achse der jungen Querfaltung streicht N 20 E. Die Gesamtsituation der Geologie des Katschbergtunnels wurde von WEISS (1976) dargestellt.

NOWOTNY (1976, p. 96, 99) beschrieb obertags innerhalb der Kareckserie biotitführenden Prasinit (600 m südlich Schober) und die charakteristischen Schiefertypen der Kareckserie an der Autobahntrasse westlich Feichtinger (Epidot-Hellglimmer-Plagioklas-Quarz-Schiefer und Biotit-Chlorit-Epidot-Hellglimmer-Plagioklas-Quarz-Schiefer).

Auf Kartenblatt Spittal enthält die Kareckserie im Faschauntal, im Ballonwald und 500 m nnw. der Kirche Malta ca. 100 m mächtige Prasinite, Paragneise und Migmatitgneise (Abb. 4 bis 6). In ihnen befinden sich die beiden Stollen des Goldbergbaues. Sie liegen recht versteckt im Walde, weshalb eine genaue Ortsbeschreibung für zukünftige Prospektoren im folgenden wertvoll sein mag:

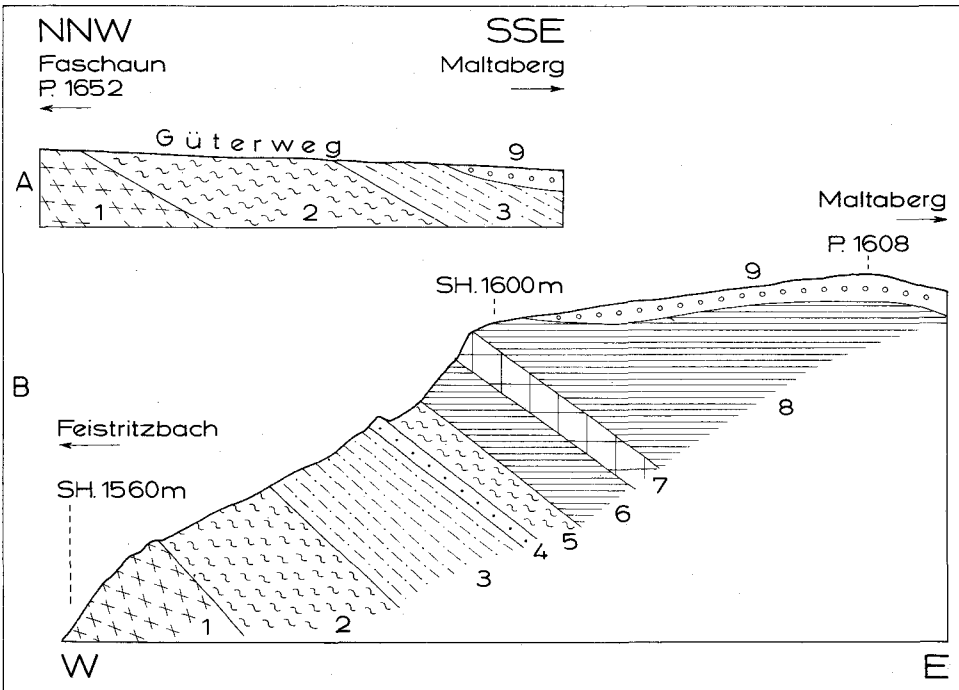


Abb. 4: Profile durch die basalen Teile der peripheren Schieferhülle oberhalb des Maltaberges. A: Profil längs des Güterweges westlich Fürst. B: Profil durch die Kuppe P. 1608.

1 = Migmatitgneis (mit konkordanten Apliten) und Prasinit der Kareckserie. 2 = Schwarzschiefer (15- bis 20 m mächtig), teilweise mit Albitblasten. Murtörlserie. 3 = Heller Albitblastenschiefer (biotitführender Chlorit-Hellglimmer-Quarz-Schiefer mit 4 mm großen Albiten), 10 bis 15 m. Schrovinserie. 4 = Lantschfeldquarzit (1 m). Schrovinserie. 5 = Schwarzphyllit der Brennkogelserie (5 m). Glocknerserie: 6 = Kalkschiefer (8 m), 7 = Grünschiefer (4 m), 8 = Kalkschiefer. Quartär: 9 = Moräne.

Das Millionenloch befindet sich in SH. 1420 m im Ballonwald in der Schlucht des Feistritzbaches, auf dessen orographisch linker Seite und zwar 550 m südwestlich P. 1608. Man geht von der Maltabergstraße zu P. 1390 und zur Gabel der Karrenwege knapp nördlich des ersten Buchstabens „a“ des Wortes „Ballonwald“. Diese Weggabel befindet sich in SH. 1485 m. Von hier geht man am Karrenweg 70 m nach N, wo ein kleines Tälchen („Arztal“) zum Feistritzbach entwässert. 65 Höhenmeter unter dem Karrenweg be-

findet sich am rechten Ufer des Arzbaches der alte Bergbau. Am bequemsten gelangt man dorthin, indem man am Karrenweg vom Arzthal noch 208 m nach N geht, dort zweigt in SH. 1470 m ein verfallener Karrenweg nach unten in Richtung SW ab und führt direkt zum Bergbau. Der Bergbau geht in Migmatitgneis und Prasinit der Kareckserie mit 0,2 m mächtigen Lagerquarzen mit Pyrit und Kupferkies um. Raumlage: s: 20/15 E. Der tonnlägige Schacht des oberen Mundloches folgt dem Einfallen der Quarzlager. Das untere Mundloch liegt 8 m tiefer. Der zugehörige Stollen ist ersoffen. Nach Aussage der Einheimischen heißt dieser Bergbau „Millionenloch“ und der Stollen wurde zuletzt um das Jahr 1920 von einem Unternehmer aus Gmünd mit Namen Aizinger gewältigt. Bei FRIEDRICH (1935 a, p. 12) sind versehentlich die Namen Millionen- und Silberloch vertauscht.

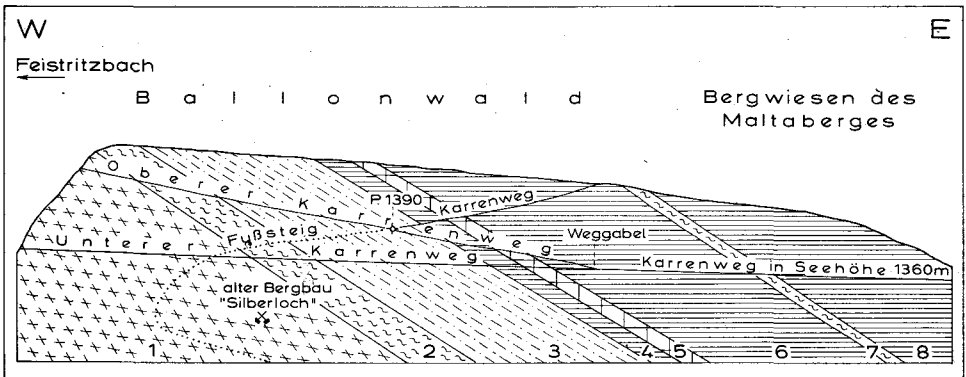


Abb. 5: Ansichtsskizze der basalen Teile der peripheren Schieferhülle in mittlerer Höhe des Maltaberges. 1 = Kareckserie: Migmatitgneis, Paragneis, Prasinit, ca. 100 m. 2 = Murtörlserie: Schwarzschiefer, teilweise mit Albitblasten, 10 m. 3 = Schrovinserie: Helle Albitblastenschiefer mit 3 mm großem Albit, 30 m. 4 bis 8 = Glocknerserie. 4 = Kalkschiefer (5 m) 5 = Grünschiefer (4 m). 6 = Kalkschiefer (30 m). 7 = Schwarzschiefer (3 m). 8 = Kalkschiefer.

Das Silberloch befindet sich in SH. 1275 m im Wald, knapp westlich der Wiesen des Maltaberges und zwar 200 m südwestlich P. 1390. Man folgt dem auf der Österr. Karte 1 : 50.000 eingetragenen Fußsteig südwestlich P. 1390 bis zur großen spitzen W-konvexen Kehre in SH. 1280 m und traversiert den Hang weglos in Richtung nach E (Abb. 5). Der alte Bergbau befindet sich am Fuße einer Felswand. Es handelt sich oberflächlich um eine in die subhorizontale Schieferungslage gekippte Felspartie der Kareckserie, bestehend aus prasinitischem Chlorit-Serizit-Albit-Gneis. Der 0,5 m mächtige Lagerquarz führt Pyrit, Bleiglanz und etwas Malachit. Er ist auf 60 m Länge obertags aufgeschlossen. Ihm folgen ein befahrbarer Stollen und 3 Pingen. Die Raumlage im anstehenden Fels außerhalb der verrutschten Felspartie beträgt: s: 5/18 E.

Mikroskopisch erweist sich der erzführende Lagerquarz vom Silberloch als intensiv postkristallin deformiert. Das monomineralische Quarzgefüge besteht aus extrem parallel s gelängten Körnern, die bis 4,3 mm lang sind. Das Verhältnis ihrer Länge (parallel s) zur Breite (senkrecht s) beträgt 4 : 1 bis maximal 10 : 1. Die Quarzkörner sind miteinander kompliziert verzahnt und stark undulös, subparallel kristallographisch c. Eine straffe Regelung nach dem Kornbau bedingt Überindividuen, deren kristallographische c-Achse unter einem Winkel von ca. 45° gegen s geneigt ist.

Ferner: Etwas Hellglimmer und Opazit.

Südlich des Maltatales fand ich in der Kareckserie den alten Goldbergbau Dornbach wieder, den FRIEDRICH (1935 a, p. 12) „nicht mehr erfragen“ konnte. Er befindet sich in SH. 1115 m in der N-Wand des Schloßberges, 750 m westlich Schloß Dornbach. Vom neuen Güterweg steigt man wild zur Felswand auf. Diese besteht aus Bändergneis und Amphibolit der Kareckserie mit bis 0,5 m mächtigem, reichlich pyritführendem Lagerquarz. Raumlage: s: 18/27 E. Sichtbar sind mehrere, bis 3 m tiefe Pingen mit braunen (limonitischen) Oxidationsfarben in der Felswand, die von zukünftigen Prospektoren mit entsprechender Ausrüstung zu erklettern wäre, wovon ich Abstand genommen habe.

Am Grat der Bartelmänner sind Prasinit und migmatische chloritreiche Gneise zur Kareckserie zu stellen (Tafel 3, Signaturen 24 und 25). In ihr befindet sich der alte Goldbergbau Radlgraben (Klausengrube), über den dankenswerter Weise die eingehende Beschreibung von TISCHLER & UCIK (1979, p. 385–397) vorliegt. Trotzdem gestatte ich mir, meine dort schon früher angestellten Beobachtungen als Ergänzung zu dieser wertvollen Monographie mitzuteilen:

Der Ausbiß des Quarzlagers im Bergbau Radlgraben gibt einen ganz vorzüglichen Einblick in die geologische Situation der kiesführenden Quarzlager vom Typus Schellgaden. Das Quarzlager liegt schön regelmäßig konkordant in Phyllonit. In einiger Entfernung steht gesünderer, weniger postkristallin deformierter Grobkornamphibolit (von TISCHLER & UCIK analysiert und ganz richtig in die „Familie der Gabbrodiorite bis Gabbros“ eingereiht; es handelt sich um den typischen Grobkornamphibolit der Storzserie) und quarzreicher Paragneis an. Die unmittelbare Nachbarschaft des Lagerquarzes besteht aus phyllonitischen Prasiniten und Biotit-Chlorit-Hellglimmerschiefern. Raumlage: s: 135/29–40 NE. Hierher gehört wohl auch der von den beiden Autoren ebenfalls dankenswerter Weise petrographierte „Karbonat-Glimmer-Feldspatschiefer“.

Die Probe eines Chlorit-Prasinites aus der unmittelbaren Nachbarschaft des erzführenden Lagerquarzes des Tagausbisses in SH. 1140 m erweist sich als ein feinkörniges, ebenflächig geschiefertes Gestein, an dem man freisichtig Hornblende, Biotit und Chlorit erkennt.

Hauptgemengteile: Chlorit, Epidot (mit braunem Kern), Plagioklas (sehr kleine Körner von Plag III, II und I; einfacher inverser Zonenbau; Einschlüsse der übrigen Gemengteile).

Ferner: Hornblende (Pleochroismus von hellgelb bis blaugrün), Biotit (hellgelb bis grünlich braun), Opazit, Orthit (mit Karbonatsaum), Quarz, rhomboedr. Karbonat, Zirkon.

Der kiesreiche Lagerquarz dieser Lokalität zeigt die Quarzkörner mit typischer Kaltreckung. Es sind längliche Körner parallel s. Sie bilden Überindividuen mit c-Achse des Quarzes schräg zu s (annähernd 45°). Der Lagerquarz ist somit bezüglich Quarz extrem postkristallin deformiert.

Außer den Kiesen führt das Gestein auch rhomboedrisches Karbonat und Hellglimmer.

Entgegen andersartigen Interpretationen möchte ich betonen, daß ein Sedimentgefüge des erzführenden Lagerquarzes nicht nachgewiesen ist. Tatsächlich zu beobachten sind intensive postkristalline Deformation des Quarzlagers und Phyllonitisation des unmittelbaren Nebengesteines. Ich interpretiere deshalb die Goldquarzlager vom Typus Schellgaden als alpidische Mobilisate. Siehe dazu auch Beobachtungen auf Blatt Muhr (EXNER 1971 a, p. 45–46)! Der Monographie von TISCHLER & UCIK (1979, p. 383, 395) habe ich mit Interesse entnommen, daß auf Grund ihrer erzmikroskopischen Beobachtungen auch Pyrit, Kupferkies und Bleiglanz postkristallin deformiert sind, was mit meinen Beobachtungen an Quarz gut übereinstimmt.

4. Periphere Schieferhülle

Die auf Blatt Muhr beschriebenen Serien lassen sich auf Kartenblatt Spittal/Drau 18 km im Streichen verfolgen und zwar vom nördlichen Rand dieses Kartenblattes (knapp südlich der Torscharte) bis ins Drautal bei Pusarnitz. Von unten nach oben handelt es sich um folgende Serien:

Murtörlserie (wahrscheinlich Jungpaläozoikum und eventuell Jüngerer)

Schrovinserie (Gneisspäne und wahrscheinlich Permo-Trias)

Brennkogelserie (wahrscheinlich tieferer Jura)

Glocknerserie (wahrscheinlich höherer Jura und Neokom), auf Kartenblatt Spittal/Drau tektonisch verdoppelt mit zwischenlagernder „Trias“-Schollenzone. Der tektonisch höhere Teil der Glocknerserie mit diesen „Trias“-Schollen an der Basis bildet die Kolmdecke.

4.1. Murtörlserie

Schwarzphyllit, Graphitquarzit und Albitblastenschiefer sind die wichtigsten Gesteinsglieder dieser wahrscheinlich jungpaläozoischen Serie, die auf der Kareckserie im Katschberggebiet (Blatt Tamsweg) auflagert und ohne Unterbrechung aus dem Mur- ins Liesertal mit 50 bis 100 m Mächtigkeit durchstreicht. NOWOTNY (1976, p. 93) petrographierte die Schwarzphyllite (dunkle Serizit-Chlorit-Albitblasten-Quarz-Schiefer), die modellförmig über der Kareckserie an der Straße vom Katschberg zum Ghf. Almfried anstehen.

Am Maltinger Alpl auf Blatt Muhr führt der Schwarzschiefer infolge der nach S zunehmenden Metamorphose bereits Biotit (EXNER 1971 a, p. 52 und Abb. 13).

Auf Kartenblatt Spittal/Drau hat MEYER (1977, p. 21–23) den Biotit im 40 m mächtigen Schwarzschiefer der Murtörlserie des Stoder-E- und des Gemeineck-SE-Kammes nachgewiesen. Der Biotit hat rehbraune Farbe und ist auch als Querbiotit entwickelt. Neben Albit tritt hier auch bereits Oligoklas auf.

Die Murtörlserie bildet zwar in geringer Mächtigkeit (10 bis 50 m), jedoch sehr regelmäßig die Basis der peripheren Schieferhülle vom N-Rand des Blattes Spittal/Drau bis zum Reinitztal, also auf 16 km streichender Länge.

Die wichtigsten Aufschlüsse in der Murtörlserie nördlich des Maltatales sind auf den Profilen der Abb. 4 bis 6 dargestellt. Südlich des Maltatales zieht sie über den Schloßberg bis SH. 1600 m westlich Pirkehütte und tritt jenseits der Moräne dann wieder in SH. 1705 m am Güterweg südlich der Bacheralm hervor, um kontinuierlich über den Bartelmann-SE-Kamm (Tafel 3, Signatur 26) zum Rabenwald zu streichen. Hier ist sie in SH. 1250 m im Graben nördlich des Buchstabens „R“ und in Seehöhe 1030 m am Steig südlich des Buchstabens „e“ des Wortes „Raben Wald“ aufgeschlossen.

Südlich des Radtales befinden sich prächtige Aufschlüsse längs des neuen Güterwegs südlich der Bergfried Hütte. Hier führt der Schwarzschiefer auch Prasinit und Chlorit-Serizit-Quarz-Schiefer, der als Tuffit gedeutet werden kann. Ich beobachtete hier und am Gemeineck-SE-Kamm innerhalb der Murtörlserie auch Granat-Chlorit-Serizit-Quarz-Schiefer mit Turmalinporphyroblasten.

Südlich des Reinitztales fehlen im Profil des Hummelkopfes Kareck- und Murtörlserie. Sie wurden wahrscheinlich tektonisch abgeschert.

4.2 Schronvinserie

Albitblastenschiefer, Mikroklin-Phengit-Quarz-Gneis, Quarzit, Rauhacke, Dolomit und Kalkschiefer beteiligen sich am Aufbau der Schronvinserie, der wahrscheinlich permotriadisches Alter zukommt.

Auf Blatt Tamsweg fand NOWOTNY (1976, p. 87) Mikroklin-Plagioklas-Phengit-Quarzit bei dem Zusammenfluß von Zederhausbach und Mur, 500 m westlich Feichtinger. Er petrographierte den Albitblastenschiefer und den Geröllquarzit an der Straße vom Katschberg zum Ghf. Almfried. Der Geröllquarzit (Mikroklin-Plagioklas-Phengit-Quarzit) ist im kleinen Steinbruch, einige m oberhalb dieser Straße, 600 m nördlich Hanslhütte gut aufgeschlossen. Die in der Schieferung ausgelängten Quarz-Gerölle sind einige cm lang. Am Karrenweg im Fallbachgraben stehen unter dem Serpentin (Brennkogelserie) pyritführender brecciöser Dolomit und Ophikalzit an.

Auf Blatt Spittal/Drau besteht die Schronvinserie nördlich der Malta aus 6 bis 30 m mächtigem Albitblastenschiefer mit stellenweise Quarzit, Geröllquarzit, Weißschiefer und Graphitquarzit (Abb. 4 bis 6).

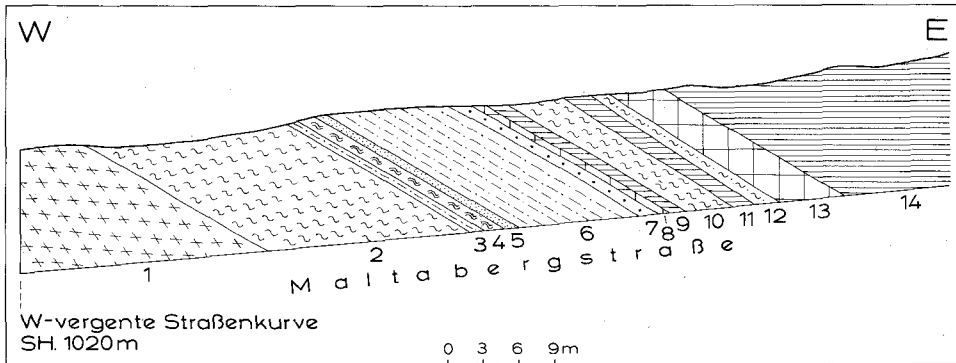


Abb. 6: Profil durch die basalen Teile der peripheren Schieferhülle längs der Maltabergstraße. Sockel des Malta-berges, SH. 1020 bis 1030 m.

1 = Kareckserie: Migmatitgneis, Aplitgneis und Prasinit. 2 = Murtörlserie: Schwarzschiefer (10 m). 3 bis 7 = Schronvinserie. 3 = Heller Albitblastenschiefer (0,3 m). 4 = Weißschiefer (Serizit-Quarz-Schiefer) 1 m. 5 = Graphitquarzit (0,15 m). 6 = Heller Albitblastenschiefer (6 m). 7 = Geröllquarzit (Lantschfeldquarzit) 0,2 m. 8 bis 14 = Glocknerserie. 8 = Chloritschiefer und Grünschiefer (0,4 m). 9 = Kalkschiefer (1,5 m). 10 = Schwarzschiefer (3,5 m). 11 = Kalkschiefer (0,2 m). 12 = Chlorit-Serizit-Schiefer (0,15 m). 13 = Grünschiefer (3,5 m). 14 = Kalkschiefer mit Lagen von Schwarzschiefer und Chlorit-Serizit-Schiefer.

Der Albitblastenschiefer der Fürst-W-Flanke (Abb. 4 A, Signatur 3) läßt mit freiem Auge 4 mm große Albitrundlinge, Hellglimmer, Chlorit und winzige Biotitblättchen erkennen. Es handelt sich um Biotit-Hellglimmer-Chlorit-Albit-Quarz-Schiefer.

Der Albit ist als Plag I - Rundling mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile ausgebildet. Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis braun. Ferner: Opazit, Epidot, Turmalin, Zirkon und Hämatit.

Südlich der Malta finden sich die Albitblastenschiefer am Dornbacher Schloßberg und am Bartelmann-SE-Grat zusammen mit Lantschfeldquarzit (Tafel 3, Signaturen 27 und 28) sowie bei „e“ des Wortes „Raben Wald“.

Südlich des Radltales fand ich auf gemeinsamer Begehung mit Herrn Dr. MEYER die Schrovinserie in SH. 1380 m am neuen Güterweg 150 m südöstlich der östlichsten Hütten der Pfannalm auf. Die „Permo-Trias“ ist hier 2,7 m mächtig und besteht aus Serizit- und Phengitquarzit, Graphitquarzit und 0,2 m mächtiger Rauhacke, die mit einer kaolinführenden Seriziterde verknüchtet ist (MEYER 1977, Abb. 11). Die Albitblastenschiefer und Quarzite sind bei der Bergfriedhütte und am Gmeineck-SE-Kamm prächtig aufgeschlossen.

Südlich des Reinitztales liegt die Schrovinserie mit Albitblastenschiefer und Lantschfeldquarzit unmittelbar auf Amphibolit der Storzserie.

4.3 Brennkogelserie

Auf den Kartenblättern Tamsweg und Muhr konnte die Brennkogelserie mit Schwarzschiefer, Karbonatquarzit, Dolomitbreccie, Serpentin und Serpentinbegleitgesteinen in der charakteristischen Position zwischen Schrovin- und Glocknerserie beobachtet werden (EXNER 1971 a, p. 53, 56). Die geologische Situation um den Serpentin vom Peitler westlich St. Peter bei Rennweg schildert UCIK (1975, p. 20–24). NOWOTNY (1976, p. 80–83) zeigte, daß Serpentin und Schwarzphyllit im Fallbachtal nördlich Oberdorf bei Rennweg eine tektonische Schuppe innerhalb der Glocknerserie bilden.

Auf Blatt Spittal/Drau sind geringmächtige Fortsetzungen der Brennkogelserie angedeutet: Schwarzphyllit (Abb. 4 B, Signatur 5), Dolomitbreccie (Dolomitlinsen in Kalkphyllit) südwestlich Schloß Dornbach (EXNER 1951, p. 38) und zwischen Bergfriedhütte und Sparberkopf (MEYER 1977, p. 34). Eine analoge Position nimmt der 8 m mächtige Schwarzphyllit zwischen Schrovin- und Glocknerserie am Gmeineck-SE-Kamm ein (EXNER 1954, Tafel III, Fig. 2, Signatur 6 a).

4.4 Glocknerserie

Sie besteht aus einer Wechselfolge von Kalkschiefer, Schwarzphyllit und Grünphyllit. Die Kalkschiefer sind aus Kalkphyllit, Kalkglimmerschiefer und glimmerreichem Kalkmarmor zusammengesetzt. Auf Kartenblatt Spittal/Drau beträgt die Mächtigkeit der Glocknerserie im Faschauntal 250 m, bei Malta kaum 200 m und auf den Dornbacher Wiesen 235 m. Südlich des Radltales erweist sich die Glocknerserie als tektonisch verdoppelt und erreicht 300 bis 400 m Mächtigkeit.

In der Faschaun besteht die mit 30 bis 35° nach SE einfallende Glocknerserie aus 5 Kalkphyllit-, 6 Schwarzphyllit- und 3 Grünschieferlagen. Wie auf dem angrenzenden Blatt Muhr (EXNER 1971 a, Abb. 13, Profil 2) bildet die oberste dieser Grünschieferlagen ein markantes Leitband: Oberkante des Steilhanges nordwestlich Gmeinalm, Untergrund der Moräne am Fürst; Isoklinalhang am Maltaberg mit Aufschlüssen an den W-vergengenen Kehren der Maltabergstraße in SH. 1560 und 1260 m. Vom nördlichen Rand des Kartenblattes Spittal/Drau bis zur Malta bildet diese oberste Grünschieferlage zugleich die Grenze zur Rahmenserie (Katschberg-Quarzphyllit). Unter diesem obersten Grünschiefer befindet sich der mächtigste Kalkschieferzug. Am Bergrücken des Fürst erreicht er 80 m Mächtigkeit. Die Abbildungen 4, 5 und 6 geben Profile durch den unteren Teil der Glocknerserie.

Südlich des Maltatales zeigt die Glocknerserie auf den Dornbacher Wiesen eine andere Schichtfolge (Tafel 3, Signaturen 29 bis 33; Abb. 10). Über der Schrovinserie folgt unmittelbar Grünschiefer und darüber der mächtigste Kalkschiefer (Tafel 3, Signaturen 29 und 30). Der Quarzit (Signatur 31) bedeutet vielleicht die Basis einer höheren tektonischen Schuppe, analog der Kolmdecke (siehe unten!). Über dem Quarzit folgen Grünschiefer, Kalkschiefer (Signaturen 32 und 33) und der Schwarzphyllit der Rahmenserie (Fuscher Phyllit, Signatur 34).

Innerhalb des Kalkschiefers (Signatur 33) steht 150 m südöstlich Monggehütte ein feinschieferiger gefalteter hellgrauer Radiolarit-verdächtiger Quarzit an. Auf Grund seiner Hauptgemengteile ist er als Biotit-Hellglimmer-Chlorit-Quarzit zu bezeichnen.

Biotit: Hellgelb bis rehbraun, keine pleochroitischen Höfe, parallel verwachsen mit Hellglimmer. Hellglimmer. Chlorit (Übergänge zu Biotit). Quarz: Xenomorph. Undulös. Böhmsche Streifung ist schwach ausgebildet. In Glimmer eingebettete Quarzkörner sind optisch ungestört und glatt auslöschend.

Ferner: Plagioklas, Opazit, Titanit und Zirkon.

Südlich des Radltales baut die Glocknerserie die Isoklinalhänge der E-, SE- und S-Abdachung des Gmeinecks auf. Sie besteht aus 2 tektonischen Einheiten.

Die untere Einheit setzt die Schichtfolge über Schrovin- und Brennkogelserie fort und enthält in der Regel neben Kalkschiefer und Schwarzphyllit nicht weniger als 3 Grünschieferzüge.

Die obere tektonische Einheit nenne ich Kolmdecke nach dem Berg Kolm P. 1598. Sie dürfte der Schieferhülle entsprechen, welche im Mölltal südlich der Sonnblick-Gneislamelle liegt. An der Basis führt sie eine „Trias“-Schollenzone, die erstmals von EXNER (1954, Tafel III, Fig. 4) bei der Gronitzer Alm (früher: Klein Tröbacher Alm des Alten Österreichischen Aufnahmeblattes) aufgefunden wurde.

MEYER (1977, geologische Karte 1 : 10.000) konnte diese „Trias“-Schollenzone im Gebiet zwischen Reinitz- und Radltal in folgenden Vorkommen von S nach N fortschreitend nachweisen:

Güterweg an der SW-Flanke des Reinitztales, SH. 1280 m, 300 m westlich P. 1126: Rauhwacke (0,2 m), Dolomit (0,5 m) und grauer Kalkmarmor (2 m). MEYER (1977, Abb. 17). Mächtigkeitsangaben von EXNER.

SH. 1550 m, 300 m westlich P. 1674 (Ballenberg): In Streichrichtung angeordnete Blöcke von Dolomit, bis 10 m Durchmesser.

Längs des Güterweges südlich des Rachenbaches, SH. 1400 m, 650 m südöstlich P. 1456: Verrutschtes Vorkommen von Quarzit, Fuchsit-führender Rauhwacke und Dolomit.

An einem Güterweg südlich des Rachenbaches, in SH. 1180 m, 400 m südwestlich Gamper: Mehrere Rauhwackebänder (bis 0,7 m mächtig) mit Quarzit und Kalkmarmor (MEYER 1977, Abb. 18).

SH. 1200 m, 400 m nnw. Neuschitz, an einem Güterweg: Mehrere Rauhwackelagen mit Quarzit und Kalkmarmor in fuchsitführendem Serizit-Chlorit-Phyllit.

SH. 1300 m, 250 m nordöstlich Sparberkopf, wo der Karrenweg zu einem Fußsteig wird: Verrutschte Gesteinspartie mit Rauhwacke (2 m), verschuppt mit Kalk- und Chloritphyllit. Staffelförmige Anordnung infolge Hangrutschung.

Die Glocknerserie der Kolmdecke in Hangenden des „Trias“-Schollenzuges besteht wiederum aus Kalkphyllit, Schwarzphyllit und Grünschiefer.

Die petrographische Bearbeitung (mit Gesteinsanalysen) der Grünschiefer und Kalkschiefer der Glocknerserie zwischen Radl- und Reinitztal durch MEYER (1977, p. 36–44) ergab, daß die Grünschiefer dieses Gebietes meist Biotit und Albit und mitunter blaugrünen Amphibol führen. Auch in den Kalkschiefern tritt häufig Biotit und Albit, selten Oligoklas auf.

Die periphere Tauernschieferhülle südlich der Sonnblick-Gneislamelle war im August 1973 im künstlichen Aufschluß für die Druckrohrleitung zwischen Kraftwerk Rottau und

Tauern-Eisenbahn im Mölltal vorzüglich einsehbar. Ich nahm dort damals das Profil der Abb. 7 auf. In überkippter (N-fallender) Lagerung schließen hier an die Granitgneislamelle des Rauriser Sonnblicks, unterbrochen durch Mylonite (Abscherungen mit tektonischen Fehlstellen) folgende Serien der peripheren Tauernschieferhülle an: Schwarzschiefer (Signatur 5), „Permo-Trias“ (Albitblastenschiefer, Quarzit, Graphitquarzit und Dolomit, Signaturen 6–9 und 11–12, „liassische Brennkogelserie“ (Schwarzphyllit und Serpentin, Signaturen 13 bis 15) und Glocknerserie (Kalkschiefer, Signatur 16).

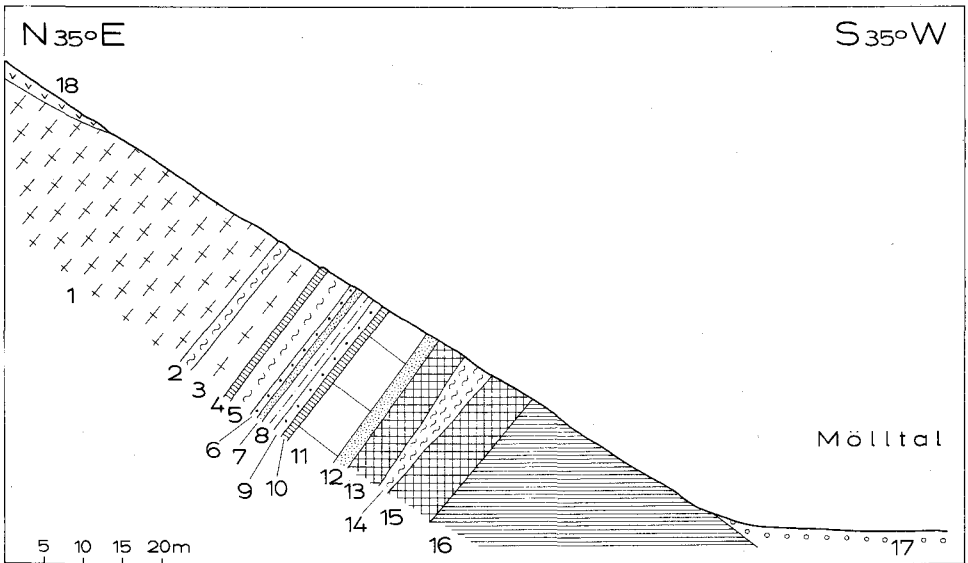


Abb. 7: Profil durch die periphere Schieferhülle südlich der Sonnblicklamelle im Mölltal bei Rottau.

1 bis 3 = Sonnblicklamelle. 1 = Augengranitgneis. 2 = Schwarzschiefer (1,5 m). 3 = Augengranitgneis (5 m). 4 = Schwarzer Ultramylonit (0,5 m). 5 = Schwarzschiefer (3,5 m). 6 = Lantschfeldquarzit (0,5 m). 7 = Graphitquarzit (0,3 m). 8 = Heller Albitblastenschiefer (Albit-Phengit-Quarz-Schiefer) 4 m. 9 = Lantschfeldquarzit (0,2 m). 10 = Schwarzer Ultramylonit (0,5 m). 11 = Farbloser bis gelber „Trias“-Dolomit (6 m). 12 = Graphitquarzit (1 m). 13 = Serpentin (4 m). 14 = Schwarzschiefer (4 m). 15 = Serpentin (6 m). 16 = Kalkschiefer. 17 = Alluvionen. 18 = Gehängeschutt.

Südlich schließen die von DEMMER während des Baues der Kraftstation Rottau beobachteten Quarz-Serizit-Phyllite mit Karbonatquarzit und die Graphit-Kalkphyllite an. Dann folgen unter dem Krafthaus Serizitphyllite, die wahrscheinlich zur Matreier Zone gehören (MUSSNIG et al. 1976, p. 116, Abb. 3).

Schwarzschiefer (Signaturen 2 und 5) dürfte der autochthonen Sedimenthülle des Sonnblick-Granitgneises entsprechen. Die „Permo-Trias“ dürfte der „Permo-Trias“ über Gneislamelle 4 der Sonnblickgruppe gleichkommen, wobei anzunehmen ist, daß der Mikroklin-Phengit-Quarz-Gneis der Lamelle 4 durch sekundäre Abscherung (Mylonite!) hier verschwunden ist. Brennkogel- und Glocknerserie des Profiles Abb. 7 setzen die gleichlautenden Serien der Glocknergruppe fort. Die Matreier Zone liegt unter den Möll-Alluvionen verborgen.

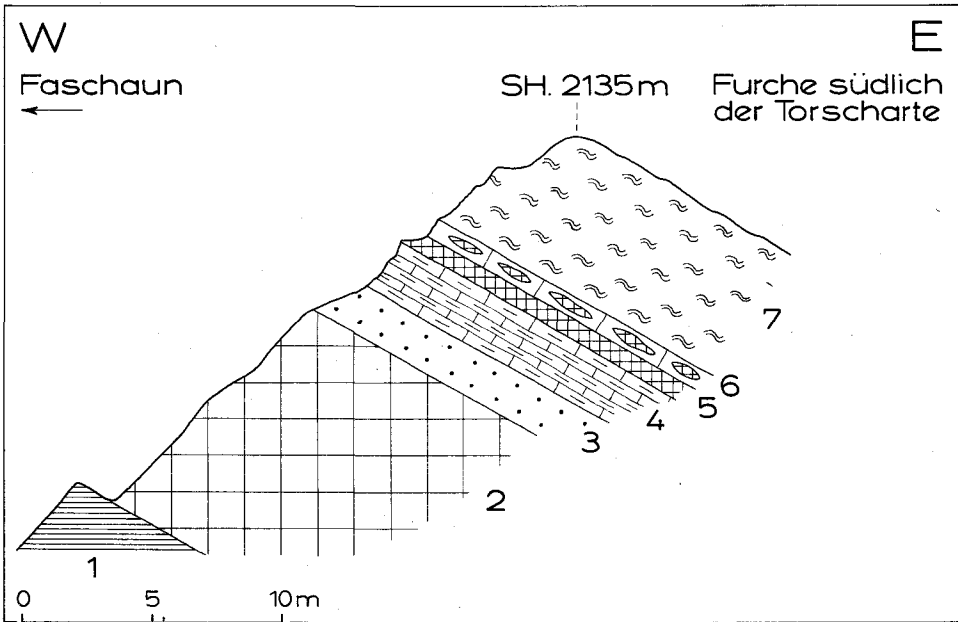


Abb. 8: Profil durch Tschaneckschollenzzone und Serpentin südlich der Torscharte.

1 = Kalkschiefer. 2 = Grünschiefer (10 m mächtig). 3 bis 6: Tschaneckschollenzzone. 3 = Dünnlager gefalteter Quarzit (1,5 m). 4 = Kalkmarmor (2 m), verfaltet mit Chloritschiefer. 5 = Serpentin (0,2 m). 6 = Kalkmarmor (0,3 m) mit boudinierter Serpentinlage. Die Serpentinlinsen in diesem tektonischen Mischgestein sind 7 cm lang und 2 cm dick. 7 = Katschberg-Quarzphyllit mit schwarzem Mylonit.

Es ist somit recht gut möglich, daß der „Trias“-Schollenzug an der Basis der Kolmdecke der „Permo-Trias“ der Abb. 7 und somit der „Permo-Trias“ im Hangenden der Gneislamelle 4 der Sonnblickgruppe entspricht.

Der Albitblastenschiefer (Abb. 7, Signatur 8) läßt mit freiem Auge grünlichen Glimmer, grauen Quarz und 5 mm große Feldspatauge (Albit) erkennen. Es handelt sich um Albit-Phengit-Quarz-Schiefer.

Der Albit hat 3% An (Messung senkrecht X). Er bildet hauptsächlich Rundlinge vom Typ Plag I. Es kommt auch Plag III mit Karlsbader Zwillingen vor. Meist füllungsfrei, mitunter staubförmige Fülle. Der Phengit zeigt schwachen Pleochroismus von farblos bis hellgrün. Quarz: Xenomorph, kleinkörnig, verzahnt, undulös.

Ferner: Biotit (hellgelb bis rehbraun, mit Titanitsaum). Titanit, Turmalin, Opazit, Apatit, Karbonat.

5. Katschbergzone (Quetschzone, bestehend aus Hochpenninikum, Unterostalpin und Diaphthoritzone an der Basis der Ostalpinen Decke)

Sie bildet den E-Rahmen des Tauernfensters und somit die Fortsetzung der Matreier Zone im S und Teilen der Radstädter Tauern und der Tauern-N-Rahmenzone. In stark deformierter, häufig zu tektonischen Schollen zerrissener Form beinhaltet sie die folgenden Gesteinsserien:

Fuscher Phyllit: Schwarzschiefer und schwach metamorphe Kalkschiefer in geringfügigen Vorkommen über der Glocknerserie der peripheren Schieferhülle.

Tschaneckschollenzone: Permo-mesozoische Quarzite und Karbonatgesteine im Hangenden dieser Schiefer und im Liegenden des Katschberg-Quarzphyllits.

Serpentinit: Im geologischen Verbands der Tschaneckschollenzone bzw. der tektonisch tieferen Partien des Katschberg-Quarzphyllits. Analoges zu den Serpentiniten der Matreier und der Tauern-N-Rahmenzone.

Katschberg-Quarzphyllit und Lisabichlschollenzone: Altpaläozoikum der Unterostalpinen Zone.

Diaphthoritische Quarzphyllit: Quarzphyllit, der im Zuge rückschreitender Metamorphose aus Glimmerschiefer und Gneis des Kristallins der Ostalpinen Decke hervorgegangen ist. Reichlich durchsetzt von Bewegungszonen, die durch Mylonit und Ultramylonit gekennzeichnet sind. Die Abgrenzung des diaphthoritisches Quarzphyllits zum auflagernden phyllitischen Glimmerschiefer und zu sonstigen Glimmerschiefern und Paragneisen der Ostalpinen Decke erfolgt meist unscharf, da allmähliche Übergänge und lokal auch Rekurrenzen (widerstandsfähige Kristallinpartien zwischen lokalen Zonen kräftiger Zerschering und Diaphthorese) vorhanden sind.

5.1 Fuscher Phyllit

Es handelt sich nur um winzige Spuren, da diese gleitfähige Zone anscheinend abgeschert und im N der Hohen Tauern dick angereichert wurde.

Auf Blatt Tamsweg beobachteten wir im Liegenden des Triasdolomits der Tschaneckschollenzone einige m mächtige Vorkommen von Schwarzphyllit. Er ist im Steinbruch Lerchkogel mit typischem Grünphyllit (wie im Zederhaustal, EXNER 1971 a, p. 90) und Karbonatquarzit assoziiert und findet sich auch an der Straße Katschberg – Ghf. Almfried, 370 m südwestlich Bärenkogel, im Liegenden des Dolomits (NOWOTNY 1976, p. 66–71).

Auf Kartenblatt Spittal/Drau tritt Schwarzphyllit im Profil Dornbacher Wiesen-Ebenwald unter der Tschaneckschollenzone auf (Tafel 3, Signatur 34; Abb. 9) und es kommen im Liegenden der Tschaneckschollenzone bei Trebesing geringmetamorphe, sehr graphitreiche dunkle Kalkschiefer vor (Karrenweg 450 m südöstlich Sparberkopf), die lithologische Ähnlichkeit mit entsprechenden Kalkschiefern der Tauern-N-Rahmenzone aufweisen.

5.2 Tschaneckschollenzone

Das Vorkommen an der Torscharte wurde bereits geschildert (EXNER 1944, p. 86–89, Fig. 7; 1971 a, p. 66–67, Abb. 13, Profil 2). Knapp südlich der Torscharte befindet sich der N-Rand des Kartenblattes Spittal/Drau. Hier ist das Profil der Abb. 8 aufgenommen. Es zeigt über dem hangenden Grünschiefer der Glocknerserie (Signatur 2) geringmächtigen Quarzit und Kalk der Tschaneckschollenzone mit eingefaltetem Serpentin (Signaturen 3 bis 6) und darüber den Katschberg-Quarzphyllit.

Im moränenüberstreuten Areal nnw. Gmeinalm markieren Schollen und lose Blöcke von Graphitquarzit, Quarzit, Dolomit, Bänderkalk und Kalkmarmor den weiteren Verlauf bis zu einer anstehenden Quarzit-Dolomit-Scholle 400 m westlich Gmeinalm.

Die Scholle von Dornbach ist 54 m mächtig und stellt eine Dolomitsyncline zwischen Lantschfeldquarzit dar. Sie liegt unmittelbar auf der peripheren Schieferhülle (eventuell

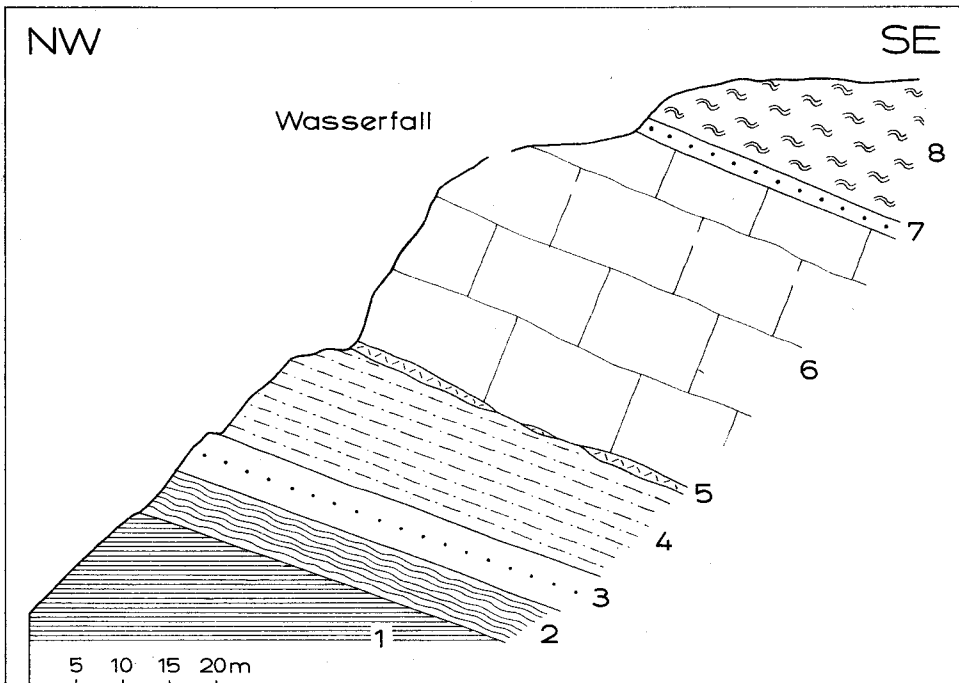


Abb. 9. Profil durch die Tschaneckschollenzone bei dem Wasserfall nördlich „Reiter“ in der Schlucht westlich der Ortschaft Dornbach.

1 = Kalkschiefer. 2 = Schwarzphyllit (eventuell „Fuscher Phyllit“) 6 m, mit Lagen von Kalkschiefer und Grünschiefer. 3 bis 7 = Tschaneckschollenzone: 3 = Lantschfeldquarzit (5 m). 4 = Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer mit dünnen Quarzitlagen (15 m). 5 = Rauhacke (bis 2 m mächtig). 6 = Dolomit (30 m). 7 = Lantschfeldquarzit (2 m). 8 = Katschberg-Quarzphyllit.

mit Fuscher Phyllit, Abb. 9, Signatur 2) und wird von Katschberg-Quarzphyllit überlagert (Signatur 8).

Petrographisch am interessantesten ist der feinkörnige farblose Dolomitmarmor der Steilwand unter dem Bauernhof Reiter. Übrigens ist der Dolomit auch im Keller des Bauernhauses aufgeschlossen.

Der Dolomitmarmor erweist sich im Dünnschliff als absolut rein (monomikt und farblos). Er besteht aus granoblastischen Dolomitmörkchen, welche um 0,05 mm groß und teilweise zwillinglammelliert sind. Mobilisation an seltenen Klüftchen erzeugte etwas größere Dolomitmörkchen bis 0,9 mm Durchmesser. An der Hangendgrenze des Dolomitkörpers entstanden durch sekundäre Stoffmobilisationen Dolomit-Einkristalle von 7 cm Kantenlänge (Rückfallkuppe in SH. 1000 m, 300 m nordöstlich Reiter, knapp südlich des Karrenweges).

Es ist klar, daß hier ein Triasdolomit bei Oxidation des kohligten Pigmentes marmorisiert wurde. Detailbeobachtungen dazu und zur geologischen Situation der Dornbacher Scholle siehe auch: EXNER 1939, p. 302; 1944, p. 91–92; 1951, p. 38.

Die Dolomitscholle von Brochendorf liegt 800 m westlich P. 880 Brochendorf. Sie stellt die streichende Fortsetzung der Dornbacher Scholle dar und besteht aus Dolomit. Am Karrenweg von Brochendorf zur Monggehütte sieht man diesen Dolomit in SH. 1120 m unter Katschberg-Quarzphyllit einfallen, in welchem der große Serpentinikörper des Ebenwaldes steckt.

Die morphologische Sattelzone zwischen Dornbacher Wiesen und Ebenwald wird von Moräne bedeckt (Sattel ssw. Monggehütte). Erst an der Steiflanke zum Radltal erscheinen wieder Aufschlüsse in der Tschaneckschollenzzone (Tafel 3, Signatur 35), die besonders längs eines Karrenweges in SH. 1310 bis 1360 m und bei dem Stollen in SH. 1270 m gut zu studieren sind. Der Karrenweg befindet sich in Fortsetzung des mittleren der 3 neuen Güterwege, welche annähernd horizontal in der Sonnbüchel-S-Flanke angelegt sind und zwar befindet sich der mittlere Güterweg knapp südlich des Buchstabens „W“ des Wortes „Eben Wald“.

Wiederum folgt über Fuscher Phyllit (Abb. 10, Signatur 34) ein nach unten und oben von Lantschfeldquarzit umschlossener Triasdolomit (Signatur 35 b), der ausgebildet ist wie am Tschaneck. Quarzadern durchziehen ihn. Er steht am Karrenweg in SH. 1340 m an und läßt sich als Härtlings-Felsrippe 600 m nach NW bis unter die Moräne verfolgen. Im darüber lagernden Katschberg-Quarzphyllit steht ein Felszug typischer Trias-Rauhacke, gelbbraun verwitternd und fuchsitführend an (Signatur 35 e). Am Karrenweg findet man sie in SH. 1320 m aufgeschlossen. Im Steilhang darunter in Richtung nach SE folgt in SH. 1270 m ein 35 m langer, befahrbarer Stollen der 10 m mächtigen Rauhacke im Streichen. Der Fels ist bei dem Mundloch schwach verrutscht (sekundäre Hanggleitung). Die Ortsbrust steht in fuchsitreicher Rauhacke. Der Chromgehalt (Fuchsit) ist durch Stoffwanderung aus dem darüberliegenden Serpentin leicht erklärlich. FRIEDRICH (1935 b, p. 75–77) gibt eine wertvolle mineralogische Beschreibung und meint, man hätte den Stollen angelegt, um vermeintliche Kupfererze zu suchen. Bei den Einheimischen heißt er „Ockerstollen“.

Das bereits beschriebene Vorkommen der Tschaneckschollenzzone im Bachbett des Radlbaches bei Brücke P. 815 („Schmelz“ = „Radlbad“, EXNER 1951, p. 39) ist zufolge des Niedrigwassers (Reißbeckkraftwerk-Ableitung) derzeit leichter zugänglich. Am deformierten pyritführenden Lantschfeldquarzit, der bachabwärts der Brücke P. 815 am linken Ufer mit Serizit-Chlorit-Phyllit, Rauhacke, fuchsitführendem Dolomit und Kalkmarmor verknüpft ist, läßt sich sehr deutlich die Hauptfaltung von der späteren Querfaltung unterscheiden: s: 22/35 E; Hauptfaltenachse (stofftektonische Verknüpfung und Elongation des Hellglimmers): 100/37 E; Querfaltenachse (junge Knitterung): 20/12 N. Bezüglich der Vererzung des Triasdolomites siehe: MEIXNER (1958 b, p. 98–99).

Es folgen die bereits detailliert beschriebenen Aufschlüsse der Tschaneckschollenzzone bei der Mineralquelle Trebesing und im Tal des Rachenbaches (EXNER 1954, p. 23; 1951, p. 39).

Dann folgen Aufschlüsse der Tschaneckschollenzzone am neuen Güterweg in SH. 1360 m, 500 m nnö. Egarteralm (Quarzit und Dolomit) und in SH. 1380 m, knapp nördlich dieser Alm (Rauhacke und Kalkmarmor; MEYER 1977, Abb. 22, 23 und geolog. Karte).

Die Scholle von Zelsach stellt eine 50 bis 60 m mächtige Quarzit-Rauhacke-Dolomit-Kalk-Platte dar. Sie fällt hangparallel nach SSE und reicht vom Karrenweg in SH. 1270 m (650 m südwestlich Egarteralm) bis zur Unterkante des „Zelsacher Wasserfalles“ bei der Brücke P. 980. Die Gesteinsplatte liegt dem obersten Kalkphyllit und Schwarzphyllit auf und wird südwestlich der Egarteralm vom Katschberg-Quarzphyllit des Greitbühels überlagert. Östlich des „Zelsacher Wasserfalles“ fehlt der Katschberg-Quarzphyllit. An einer N-S streichende Störung grenzen hier die Karbonatgesteine der Zelsacher Scholle unmittelbar an den diaphthoritischen Quarzphyllit (gemeinsame Begehung des Verfassers mit

Herrn Dr. MEYER). Ausführliche Detailbeschreibungen gaben EXNER (1951, p. 39–40) und MEYER (1977, Abb. 21, 24, 25). Dolomit und Rauhwanke führen am „Zelsacher Wasserfall“ auch Fuchsit, der Dolomit auch Pyrit (ähnlich wie im Bett des Radlbaches). Die Grenze zwischen Tauernschieferhülle und Tschanekschollenzzone weist tektonische Verschuppungen auf, an denen sich auch Katschberg-Quarzphyllit beteiligt.

Am Hühnersberg oberhalb Lendorf findet man die Tschanekschollenzzone gegenwärtig vorzüglich aufgeschlossen an der Trasse des einstigen Güterweges (EXNER 1954, p. 23), der kürzlich zu einer Autostraße verbreitert wurde. Es handelt sich um beinahe kontinuierliche Aufschlüsse von fuchsitführender Rauhwanke (1 m), ockerigem fuchsitführendem Dolomit (2 m), fuchsitführender Ockererde (1,5 m), Lantschfeldquarzit (1 m) und grauem kristallinem Kalk (2 m). Das Ganze ist in tektonische Linsen aufgelöst, innig mit Katschberg-Quarzphyllit verfaltet und von Myloniten durchzogen. An der genannten Autostraße finden sich die Aufschlüsse in der Tschanekschollenzzone von 10 m westlich P. 866 bis zur Brücke, 150 m westlich Kapelle Kohlmar. Höher oben am Hang ist dieselbe Serie am Güterweg Kolmwirt-Adambauer, 500 m wnw. P. 1022 und am Güterweg ober den verlassenen Almhütten, 550 m nördlich P. 1022 aufgeschlossen.

5.3 Serpentin

Wie in der Matreier und in der Tauern-N-Rahmenzone gibt es auch im E-Rahmen des Tauernfensters (Katschbergzone) serpentinierte Ultrabasitkörper. Sie liegen tektonisch über der Glocknerserie der peripheren Schieferhülle, stellenweise über Fuscher Phyllit, stellenweise über der Tschanekschollenzzone, oder verschuppt mit Tschanekschollenzzone und mit den tektonisch tieferen Partien des Katschberg-Quarzphyllits.

Diese somit deutlich der tektonischen Rahmenzone und nicht der eigentlichen peripheren Schieferhülle angehörenden Serpentine wurden auf Blatt Muhr bereits im Wolfsbachtal und an der Torscharte beschrieben (BECKE 1909 a, p. 1070–1072; EXNER 1971 a, p. 57–58, Abb. 9, Profil 2 und p. 66–67, Abb. 13, Profil 2). Auf Kartenblatt Spittal/Drau setzen sie in der gleichen tektonischen Position und im Streichen nach S zum winzigen Ausläufer knapp südlich des Torscharteprofiles und zum gewaltig ausgedehnten Serpentinikörper des Ebenwaldes fort. Das hat alles BECKE (1. c.) schon richtig erkannt. Es obliegt mir nur, neue diesbezügliche Detailbeobachtungen dazu mitzuteilen:

Abb. 8 zeigt im Profil knapp südlich der Torscharte den verquetschten Ausläufer des an der Torscharte einige m mächtigen Serpentinits. Er ist südlich der Torscharte mit Kalkmarmor der Tschanekschollenzzone verschuppt, dünn ausgewalzt und bildet mit dem Kalkmarmor ein tektonisches Mischgestein (Boudins des Serpentinits im bildsamen Kalkmarmor).

Der Serpentin des Ebenwaldes bei Gmünd (Tafel 3 und Abb. 10, Signatur 36) stellt einen der größten Serpentinikörper des gesamten Tauernfenster-Rahmens dar. Er ist 50 bis 80 m mächtig und nimmt ein Areal von 2,5 km² ein, das allerdings infolge von Hanggleitmassen, kleinen Bergstürzen, Moränenbedeckung und dichter Vegetation schlecht aufgeschlossen ist. Zur Zeit meiner Begehungen (1970 bis 1976) gab es hier keinen Steinbruch, noch konnten Reste irgendwelcher alter verlassener Steinbrüche beobachtet werden. Zur Schotterergewinnung für den lokalen Güterwegbau wurde nur Hangschutt des Serpentinits geringfügig beschürft. In den benachbarten Lokalmoränen und Terrassenschottern sind Geschiebe des Serpentinits angereichert. Der gewaltige Serpentinikörper wurde also während des ausgehenden Pleistozäns und zu Beginn des Holozäns kräftig

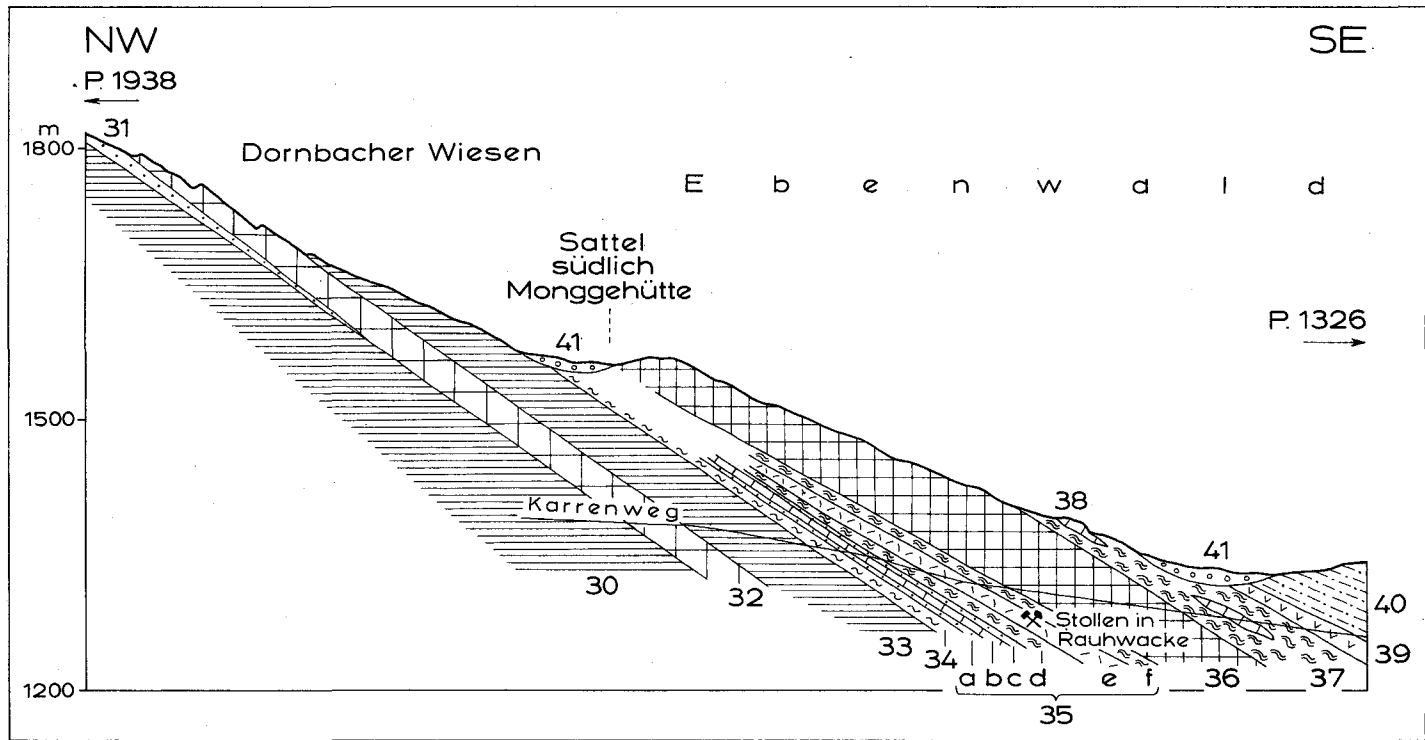


Abb. 10: Katschbergzone. Ansichtsskizze der SW-Flanke des Ebenwaldes. Die Nummern der Signaturen entsprechen der Tafel 3. 30 = Kalkschiefer. 31 = Quarzit. 32 = Grünschiefer. 33 = Kalkschiefer. 34 = Schwarzschiefer (Zone des Fuscher Phyllits). 35 = Tschaneckschollenzone und Katschberg-Quarzphyllit: a = Lantschfeldquarzit (1 m). b = Dolomit (1,2 m), grau, gelblich anwitternd, s: 15/48 E. c = Lantschfeldquarzit (0,5 m). d = Katschberg-Quarzphyllit (Lesesteine). e = Rauhacke (10 m), fuchsführend, gelb-braun abfärbend (Ocker). f = Katschberg-Quarzphyllit. 36 = Serpentin (60 bis 80 m). 37 = Katschberg-Quarzphyllit. 38 = Altpaläozoischer Eisendolomit (1,5 m) der Lisabichschollenzone. 39 = Mylonit. 40 = Diaphthoritischer Quarzphyllit. 41 = Moräne.

erodiert. Da der Serpentin im Ebenwald kulminiert und den Radlbach nicht anstehend erreicht, – er keilt 1 km nördlich des Radlbaches aus –, so möchte ich ihn nicht nach dem Radltal (= Radlgraben) benennen, sondern die Bezeichnung: „Serpentin des Ebenwaldes“ empfehlen. Es gibt ja im Einzugsbereich des Radltales auch Serpentine in anderer tektonischer Position (Stoder-N-Wand, Roßkopf, siehe oben!).

Aufschlüsse im anstehenden Serpentin liefern die Felsschrofen am wasserscheidenden Rücken des Ebenwaldes und der Touristenweg (Hohlweg) im Ebenwald zwischen „Jh.“ und P. 1326; ferner der auf der Karte ebenfalls eingetragene Karrenweg von Brochendorf zur Monggehütte an den Steilstufen von 1130 bis 1180 und von 1230 bis 1255 m SH. Der Serpentin enthält hier wie an vielen übrigen Stellen auch Strahlsteinasbest. Raumlage des Serpentinits: s: 10–30/22–32 E.

Den besten Einblick in den Serpentinikörper erhält man im wilden, auch rezent noch in Bewegung befindlichen Bergsturzgebiet nördlich des erwähnten Karrenweges Brochendorf – Monggehütte. Es handelt sich um die Schlucht 1,4 km wsw. P. 880 Brochendorf. Sie wird von dem Bach entwässert, der nördlich P. 880 die Malta-Talebene erreicht. In der Schlucht befinden sich 120 m hohe Serpentin-Abbruchnischen (SH. 1230 bis 1350 m), darunter verkippte Serpentin-Hanggleitschollen und vegetationsarme natürliche Blockhalden.

Petrographisch wurden die massigen und anstehenden Partien des Serpentinits vom Ebenwald längs des genannten Touristenweges von mir untersucht. Sie gliedern sich in megaskopisch heller grünen feinkörnigen, einsprenglingsfreien Antigorit-Serpentin (wahrscheinlich ehemaliger Olivinfels) und in dunkelgrünen feinkörnigen Antigorit-Serpentin mit bis 5 mm großen schwarzen Einsprenglingen mit freisichtig erkennbaren Spaltflächen und mit zahlreichen farblosen Flecken von 1 bis 8 mm Durchmesser (Pyroxen führender Ultrabazit).

Von der zuerst genannten Art wurden 3 Proben mikroskopisch untersucht. Fundorte: Markierter Touristenweg im Ebenwald, SH. 1530 bis 1540 m und SH. 1460 m. Es handelt sich um Antigorit-Serpentin. Hauptgemengteile: Antigorit, kleinblättrig, teils in regellos struierten Aggregaten, teils gitterförmig geordnet. Pseudomorphosen-Umriss sind nicht erkennbar. Opazit mit randlicher limonitischer Verfärbung.

Ferner: Talk und Kluftchrysotil.

Von der zweiten Art der Serpentine wurden 2 Proben mikroskopisch untersucht. Fundort: Markierter Touristenweg im Ebenwald in SH. 1530 bis 1540 m.

Die eine Probe erweist sich unter dem Mikroskop als Klinopyroxen-Chlorit-Antigorit-Serpentin. Hauptgemengteile: Klinopyroxen (farblos, opt. positiv, großer Auslöschungswinkel, annähernd senkrechte Spaltrisse. Reliktisch in Schollen aufgelöst. An Spalten von Antigorit durchsetzt). Chlorit. Antigorit (teils wirrblättrige Aggregate, teils Pseudomorphosen nach Pyroxen mit Längung der Antigoritblättchen in Richtung der Spaltrisse des ehemaligen Pyroxens). Opazit.

Ferner: Kluftchrysotil, häufig am Rande von Opazit.

Die andere Probe wurde unter dem Mikroskop als Klinopyroxen-Amphibol-Antigorit-Serpentin bestimmt. Hauptgemengteile: Klinopyroxen (kleine farblose Relikte). Häufiger sind große Pseudomorphosen von braun bestäubten Aggregaten langsäuligen Amphibols und kleinblättrigen Antigorits nach einem nicht mehr vorhandenen ursprünglichen Pyroxen (eventuell Orthopyroxen), wobei Amphibol und Antigorit in Richtung der Spaltrisse des ehemaligen Pyroxens gelängt sind. Amphibol (farblos). Antigorit in 3 Ausbildungsformen: (1) Ungeregelte Aggregate. (2) Gitterförmige Anordnung der Blättchen. (3) Parallelanordnung der Blättchen längs der einstigen Pyroxen-Spaltrisse in den oben beschriebenen, braun bestäubten Pseudomorphosen. Opazit (mit Anitgoritsaum).

Ferner: Titanit.

HAWKESWORTH (1974, p. 24) beobachtete in unserem Serpentin (ohne genaue Fundortangabe) Diopsid und 8 bis 10 mm großen Orthopyroxen.

5.4 Katschberg-Quarzphyllit und Lisabichlschollenzone

Auf Grund der Condonten-Stratigraphie und der tektonischen Fortsetzung in den Radstädter Tauern gehören die betreffenden Gesteine ins Altpaläozoikum des Unterostalpins (SCHÖNLAUB et al. 1976).

Sehr schwierig ist es, den progressiv metamorphen Katschberg-Quarzphyllit vom diaphthorischen Quarzphyllit, der durch regressive Metamorphose aus Glimmerschiefer und Gneis der auflagernden Ostalpinen Kristallinmasse hervorgegangen ist, zu trennen. Im Katschberggebiet und bei Rennweg im Wolfsbachtal (Blätter Tamsweg und Muhr) überwiegt der Katschberg-Quarzphyllit. Auf Kartenblatt Spittal scheint er nur einen verhältnismäßig schmalen Streifen im Liegenden zu bilden, während der diaphthorische Quarzphyllit einen anscheinend ziemlich geschlossenen und breiten Gürtel darüber einnimmt. Zusammen mit Herrn Dr. MEYER habe ich versucht, dieses Erscheinungsbild auf Blatt Spittal/Drau auch in der geologischen Karte darzustellen.

Kriterien für die Erkennung des Katschberg-Quarzphyllits auf Kartenblatt Spittal/Drau sind: Dunkelgrauer milder gefalteter Phyllit, dem man seine progressiv-metamorphe Abkunft aus primär dunkel pigmentiertem Tonschiefer glaubt. Ähnlichkeit zur Hauptmasse des Quarzphyllits am Katschberg. Einlagerung von Karbonatgesteinen der Lisabichlschollenzone. Fehlen von Relikten nach Glimmerschiefer oder Gneis.

Am N-Rand des Kartenblattes Spittal/Drau ist der Katschberg-Quarzphyllit 150 m mächtig und enthält am Stubeck-NW-Kamm die 8 m mächtige Lisabichl-Schollenzone, die hier aus Bänderkalk mit Graphitkalklagen und aus glimmerreichem Kalkmarmor besteht. Er bildet die morphologisch auffallende, teilweise von Moränen bedeckte, SSW-streichende Furche östlich des Fürst und ist vorzüglich an neuen Anschnitten der Maltabergstraße am Sattel 350 m nordöstlich P. 1608 aufgeschlossen. Hier entsprechen Gesteinsausbildung und aberrante Raumlage mit W-fallendem s: 15/65 W und meridionaler junger Knitterungsachse: 15/25 S durchaus den Verhältnissen am Katschberg.

Am Maltaberg beträgt die Mächtigkeit des Katschberg-Quarzphyllits bloß 50 bis 100 m. Trotz der Moränenbedeckung ist er an der windungsreichen neuen Maltaberg-Autostraße und in Bachschluchten gut aufgeschlossen, z. B.:

(a) SH. 1540 m, 250 m wsw. „M“ von „Maltaberger Almhütten“.

(b) SH. 1340 m, W-vergente Kehre der Maltabergstraße.

(c) SH. 1250 m, dort, wo die Maltabergstraße die Schlucht quert und zwar 175 m nnw. „l“ von „Maltaberg“. Oberhalb dieser Stelle verläuft die Schlucht längs der Grenze zwischen oberstem Grünschiefer der peripheren Schieferhülle und Katschberg-Quarzphyllit. Tiefer unten verläuft dieselbe Grenze 100 m westlich der Bachschlucht.

Zwischen Malta- und Radltal zieht der Katschberg-Quarzphyllit im Hangenden der Tschaneckschollenzone (Dornbach, Brochendorf, Ebenwald-S-Flanke) durch und umhüllt den Serpentin des Ebenwaldes. Er enthält Linsen von Eisendolomit der Lisabichlschollenzone als subanstehende Blöcke von 1,5 m Durchmesser zwischen dem zweiten Buchstaben „e“ und „n“ des Wortes „Eben Wald“ (Tafel 3 und Abb. 10, Signatur 38). Nach Ausspitzen des Serpentinits erreicht der Katschberg-Quarzphyllit den Schuttkegel an der Flan-

ke des Radltales am unteren Güterweg in SH. 1100 m, 150 m nördlich „W“ von „Raben Wald“. Ferner ist er an der Talstraße am linken Ufer und im Bachbett des Radlbaches talabwärts von P. 815 aufgeschlossen.

Südlich des Radltales findet er sich dann wieder bei der Trebesinger Mineralquelle und in der Schlucht des Rachenbaches (EXNER 1954, p. 23; 1951, p. 39; MEYER 1977, Abb. 20 und geologische Karte). Vorzüglich ist der Katschberg-Quarzphyllit an den neuen Güterwegen rings um den Greitbühel und westlich und südwestlich Hintereggen aufgeschlossen und wurde von MEYER (1977, p. 59–62) auch petrographiert. Es handelt sich um örtlich Chlorit führenden Serizit-Quarz-Phyllit mit Albit, Turmalin, Apatit und Eisenoxid. Mitunter sind 2 sich unter einem Winkel von 30° schneidende Scharen von s-Flächen entwickelt.

Die neuen Anschnitte an der Autostraße am Hühnersberg nördlich Lendorf lassen neben diaphthoritischem Quarzphyllit auch noch den Typus des Katschberg-Quarzphyllits in Begleitung der Tschaneckschollenzone (siehe oben!) erkennen.

5.5 Diaphthoritischer Quarzphyllit

Er stellt einen Diaphthorit nach Glimmerschiefer und Gneis dar und ist häufig mit den phyllitischen Glimmerschiefern, sonstigen Glimmerschiefern und Paragneisen der auflagernden Kristallinmasse der Ostalpinen Decke durch Übergänge verbunden.

Die Abgrenzung gegen den Katschberg-Quarzphyllit ist schwierig und vielfach recht problematisch. Trotzdem haben wir es gewagt, auf Blatt Spittal/Drau (EXNER nördlich, MEYER südlich des Radltales) eine solche kartographische Abgrenzung durchzuführen.

Kriterien für die Erkennung des diaphthoritisches Quarzphyllits auf Kartenblatt Spittal/Drau sind: Hellgrauer, eher quarz- und feldspatreicher, häufig eher kompakter und ebenflächig plattiger Phyllit. Auf Grund des äußeren Aussehens glaubt man ihm die Abkunft von Glimmerschiefer und Paragneis. Relikte nach Glimmerschiefer oder Gneis. Freisichtig abgrenzbare Hellglimmer-Individuen über 1 mm Größe. Häufig sind mylonitische Quetschzonen und auch Ultramylonite.

Als Beispiel für diaphthoritisches Quarzphyllit auf Blatt Spittal/Drau möge der Quarzphyllit dienen, der in großen Aufschlüssen unter der Autobahn bei der Mündung des Radlbaches in die Lieser jederzeit leicht erreichbar ist und auch im Liesertal südlich Gmünd und bei Trebesing in großen Felsaufschlüssen ansteht. Die im folgenden beschriebenen Proben entstammen den Felsen am linken Ufer des Radlbaches zwischen der Autobahnbrücke über das Radltal und der Bundesstraße an der Lieser, 600 m nordöstlich Kirche P. 735, Trebesing.

Es handelt sich um hell bis dunkel grauen, mit brauner Färbung verwitternden Serizit-Quarz-Phyllit. Quarzreiche Lagen sind ebenflächig plattig. Serizitreiche Zwischenlagen haben wellig gekrümmte Schieferung. Die Orientierung der Hauptschieferung ist auffallend flach. Sie fällt meist nach E, unter der Autobahnbrücke aber auch aberrant nach W. Hauptlineation (Elongation des Hellglimmers): 112/6 SE. Achse der jungen Knitterung: 15/horizontal. Parallel zur jungen Knitterungsachse treten steile Klüfte mit Quetschzonen auf, die mit 20 cm dickem farblosem Serizit-Zerreibsel (Weißschiefer und Kluffletten) erfüllt sind.

Megaskopisch zeichnet sich der Phyllit hier dadurch aus, daß außer dem seidigen Serizitfilz große farblose Muskovitschuppen einzeln auftreten. Sie haben 3 bis 5 mm Durch-

messer und verleihen dem Phyllit ein glimmerschieferähnliches Aussehen. Außerdem ist das Gestein reich an 2,5 mm großen dunklen Rundlingen, die sich unter dem Mikroskop als Albitblasten (Plag I) mit verlegten und unverlegten Einschlußzügen aus Quarz und Opazit erweisen.

Neben den Hauptgemengteilen: Hellglimmer, Quarz, Albit und Opazit treten in geringeren Mengen Chlorit, Turmalin (Zonenbau), Klinkzoisit, Zirkon und Eisenoxid auf. An einer Stelle findet sich eine fragliche Pseudomorphose nach Granat (rundliches Aggregat von 0,9 mm Durchmesser, bestehend aus einem feinblättrigen Gemenge von Chlorit, Hellglimmer, Opazit und Quarz).

Die Entwicklungsgeschichte des Phyllits läßt sich mit 3 Zeitphasen (a bis c) interpretieren: (a) Granatglimmerschiefer. Die großen Muskovitblättchen blieben als Relikte erhalten. Fraglicher Granat als Edukt der soeben genannten Pseudomorphose. (b) Hauptdeformation mit Prägung der Hauptlineation. Regressive Metamorphose. Spätkinematisches Wachsen von Albitblasten und Querseriziten sowie Rekristallisation von Quarz. Es dürfte sich um eine randliche Auswirkung der jungalpidischen Tauernkristallisation auf basale Teile des Kristallins der Ostalpinen Decke handeln. (c) Ausprägung lokaler postkristalliner Knitterung, Quetschzonen und Schollenverstellungen um meridionale Achse (Katschbergstörung).

5.5.1 Katschberggebiet (Kartenblatt Tamsweg)

Die sehr gründliche feldgeologische und petrographische Untersuchung des Quarzphyllits im Katschberggebiet (NOWOTNY 1976, p. 30–49) war durch zahlreiche frische Aufschlüsse an Güterwegen, Baustellen von Hotels, Skiliften, Skipisten etc. sehr begünstigt. Sie brachte die Erkenntnis, daß der heute unten (W) und in der Mitte (Lisabichl) befindliche Teil des Quarzphyllits hauptsächlich (mit einigen Ausnahmen) als altpaläozoischer Katschberg-Quarzphyllit anzusprechen ist mit Lagen von Hellglimmerquarzit, Chlorit-schiefer und kohlenstoffreichen Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Schiefern, die im Verbands mit den kohlenstoffführenden Quarziten der Lisabichlschollenzone stehen. Nur an einer Stelle wurde im mittleren Teil ein Gneis-verdächtiger Plagioklas-Hellglimmer-Chlorit-Karbonat-Quarz-Schiefer gefunden.

Der heute oben (E) befindliche Teil des Quarzphyllits enthält biotitführenden Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Schiefer, der im megaskopischen Erscheinungsbild strukturelle Anklänge an den phyllitischen Glimmerschiefer der auflastenden Kristallinmasse der Ostalpinen Decke zeigt. Eingelagert sind Grungesteine und Hellglimmer-Chlorit-Quarzite. Mylonite und Ultramylonite durchziehen den Quarzphyllit. An seiner Grenze zum auflastenden phyllitischen Glimmerschiefer der Ostalpinen Decke befindet sich eine 10 bis 100 m breite Übergangszone.

Teilweise auf gemeinsamen Begehungen fanden wir in diesem oberen Teil des Quarzphyllits Gneis und Gneis-verdächtige Schiefer, z. B.:

(a) Plagioklas-Biotit-Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Gneis (Fundort: Güterweg, 10 m östlich Steinbruch Lerchkogel).

(b) Gneis-verdächtiger Plagioklas-Biotit-Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Schiefer (Fundort: Güterweg Lärchkogel II, 320 m westlich Gschwandgraben).

(c) Gneis-verdächtiger Kalinatronfeldspat-Plagioklas-Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Schiefer (Fundort: Knapp westlich Adenberg am Güterweg von Mühlbach nach Adenberg).

Die Gneisrelikte wurden von NOWOTNY (1976, p. 30–49) eingehend petrographisch beschrieben und auf der geologischen Karte 1:10.000 und in den Güterweg-Detailprofilen 1:100 sorgfältig mit den sichtbaren Falten und Myloniten eingetragen. Sie

bestätigen die Ansicht UHLIG's (1908, p. 1412-1413 und geologisch-tektonische Kartenskizze), daß Gneis im mittleren und besonders im höheren Teil des „Katschbergschiefers“ steckt. Den höheren Teil nannte UHLIG „Gneis-Schiefer“. Dieser Ausdruck für den höheren Teil des Quarzphyllits insgesamt scheint ungeeignet, da es sich nach NOWOTNY's Untersuchungen hauptsächlich um Quarzphyllit handelt, der diaphthoritisch aus Glimmerschiefer hervorgegangen ist und nur kleine Gneisrelikte enthält.

Ich möchte diesen oberen Teil des Quarzphyllits des Katschberggebietes als diaphthoritisches Quarzphyllit bezeichnen und mit den oberen Teilen des Quarzphyllits im Wolfsbachtal (Blatt Muhr) und mit dem diaphthoritisches Quarzphyllit auf Blatt Spittal/Drau zusammenhängen.

5.5.2 Kartenblatt Spittal/Drau

Der diaphthoritisches Quarzphyllit erreicht bei dem N-Rand dieses Kartenblattes den Stubeck-NW-Kamm und unterlagert flach die Deck-Kappe des Ostalpinen Kristallins der Lieserbogengruppe (EXNER 1980, Abb. 2). Über 10 km lang verfolgt man im Gelände diesen arg postkristallin gequälten und von Mylonitstreifen durchzogenen diaphthoritisches Quarzphyllit mit 100 bis 400 m Mächtigkeit vom Stubeck-NW-Kamm über Gmeinalm, Maltaberger Almhütten, Maltaberger Krainberg, Dobra und Otzer bis in die tektonischen Halbfenster des Drehtales und des Liesertales bei Eisentratten. Im Diaphthorit schwimmt mitunter eine 500 m lange und geringmächtige Scholle von Glimmerschiefer mit erhaltenem Granat (z. B. Krainberg, 450 m nordwestlich P. 1233). Häufig sind NNE-streichende, also annähernd meridionale Faltenachsen, was wohl mit den jüngsten tektonischen Beanspruchungen (Katschbergstörung) in Zusammenhang zu bringen ist. Auch abberantes W-Fallen der s-Flächen ist häufig.

Längs der frischen Straßenböschungen am Maltaberger läßt sich die Abgrenzung des diaphthoritisches Quarzphyllits zum Katschberg-Quarzphyllit recht befriedigend durchführen. Z. B. steht der diaphthoritisches Quarzphyllit an der Maltaberger-Autostraße an folgenden Lokalitäten an:

(a) SH. 1320 m, 300 m nnö. „t“ von „Maltaberger“. Auch der von hier nach E zu P. 1372 abzweigende Karrenweg bietet gute Aufschlüsse.

(b) SH. 1230 m bei der Brücke, 100 m nnw. „b“ von „Maltaberger“. Großaufschluß. Meridionale Faltenachse: 15/17 S. Aberrant W-fallendes s: 5/75 W.

(c) SH. 1120 m, wo die Autostraße die Schlucht quert und zwar 150 m südlich „l“ von „Maltaberger“.

Ultramylonit und Granatrelikte findet man an den vorzüglichen Aufschlüssen im diaphthoritisches Quarzphyllit längs der windungsreichen neuen Straße von Hilpersdorf zum Gigler.

Im Halbfenster des Drehtales findet man sehr gute Aufschlüsse in SH. 1010 bis 1040 m an der Straße 400 m nordwestlich Kirche Kreuzlach. Der Mineralbestand des diaphthoritisches Quarzphyllites entspricht dem von der Mündung des Radlbaches (siehe oben!). Doch sind bei Kreuzlach die Übergänge zu Diaphthoriten mit reliktischem Granat und Hellglimmer des Glimmerschiefer-Edukts eindeutig beobachtbar. Andere Aufschlüsse in diesem Halbfenster: Rechtes Drehbach-Ufer längs des Güterweges Kreuzlach-Zorling-P. 1012. Linkes Drehbach-Ufer: Steilhang 400 m nordwestlich P. 789. Im diaphthoritisches Quarzphyllit steckt der Grünschiefer von Gmünd/Kreuzlach (EXNER 1954, p. 24;

KIESLINGER 1956, p. 48–50 mit Druckfehler: An Stelle von „NW von Gmünd“ (p. 48) soll es heißen: NE von Gmünd).

Zwischen Malta- und Radltal unterlagert der diaphthoritische Quarzphyllit die Deckkappe von Granatglimmerschiefer (Ambros) und enthält auch Schollen von diaphthoritischem Granatglimmerschiefer (Güterweg Aich-Rabenwald). Aufschlüsse im diaphthoritischem Quarzphyllit mit Ultramylonitonen bieten die Anschnitte der neuen Güterwege Brochendorf-P. 1122 – Monggehütte und Ebenwald-S-Flanke (Tafel 3 und Abb. 10, Signatur 40). Wiederum ist im diaphthoritischem Quarzphyllit dieses Gebietes besonders die meridionale Faltenachse kräftig entwickelt (siehe auch die einleitende Beschreibung von der Mündung des Radlbaches!).

Südlich des Radltales verläuft die bis 2,5 km breite Diaphthoritzone vom Liesertal (Trebesing, Oberallach) über den Steinbrückenbach (= Reinitzbach) südlich Zelsach nach Pistum im Drautal. Dem diaphthoritischem Quarzphyllit (Phyllonit) sind Schollen von diaphthoritischem Granatglimmerschiefer mit quarzreichem Glimmerschiefer, Quarzit und einem Amphibolitvorkommen eingelagert (MEYER 1977 mit sorgfältiger Petrographie und Detailkartierung 1 : 10.000). Die Faltenachsen streichen in diesem Abschnitt vorwiegend ESE und sind nach dieser Richtung flach geneigt. Die s-Flächen fallen im nördlichen Teil flach bis mittelsteil, im Drautal steil nach S. Die alpidisch stark durchbewegte Diaphthoritzone macht also die Walztektonik des Tauernkörpers mit. Die Falten (10 m-Bereich) im diaphthoritischem Granatglimmerschiefer zeigen N-Vergenz. Scherzonen zwischen den Falten sind phyllonitisiert und bestehen aus diaphthoritischem Quarzphyllit (frische Straßenböschung bei Oberallach, gemeinsame Begehung mit Herrn Dr. MEYER).

Diaphthoritischer Quarzphyllit mit prächtigen Ultramyloniten war beim Bau der Autobahn im Jahre 1973 im Liesertal im Bereich um Brücke P. 670 (unterhalb von Oberallach) aufgeschlossen. Die Zerrüttung ist hier intensiv. Aberrant W-fallende Gesteinsschollen sind häufig. Dazu kommt Hanggleittektonik mit verkippten Schollen und Bergsturzarealen in der hier steil eingeschnittenen Lieserschlucht. Von hier bis nach Trebesing waren während des Autobahnbaues zerrüttete diaphthoritische Quarzphyllite, Diaphthorite nach Granatglimmerschiefer und Ultramylonite örtlich einsehbar.

Auf Grund der petrographischen Analysen von MEYER (1977, p. 69–83 und Beilage 6) ergeben sich bezüglich der E-Grenze der Phyllonite (diaphthoritische Quarzphyllite) kleine Abweichungen vom bisherigen Kartenbild (EXNER 1954, Tafel I).

Ich möchte betonen, daß die Hervorhebung des Areal der Diaphthoritzone auf der geologischen Karte 1 : 50.000 schon sinnvoll ist und dem gesamten Erscheinungsbild in der Natur entspricht, wenn auch die „Grenzlinie“ zwischen diaphthoritischem Quarzphyllit und Granatglimmerschiefer im einzelnen diskutierbar bleibt. Das große Verdienst von Herrn Dr. MEYER besteht meines Erachtens darin, daß der auf seiner geologischen Karte 1 : 10.000 den tatsächlichen „Fleckerlteppich“ aufgezeigt hat, der infolge kräftigerer und schwächerer Diaphthorose an inkompetenten und kompetenten Lagen in der Diaphthoritzone und an deren Oberrand entstanden ist.

6. Kristallin der Ostalpinen Decke

Darüber wurde in einer eigenen Arbeit berichtet (EXNER 1980). Auf Kartenblatt Spittal/Drau wurde die Lieserbogen-Gebirgsgruppe mit Teilen des nördlichen Tschiernockgebietes von EXNER, der Tschiernock und der Raum um Lieserhofen von MEYER (1977)

untersucht. Zu ergänzen sind im folgenden einige Beobachtungen, die ich an der Deckkappe des Kristallins der Ostalpinen Decke im Ebenwald zwischen Malta- und Radltal anstellte.

Über dem diaphthoritischen Quarzphyllit lagert flach die Erosionsrest-Kappe aus diaphthoritischen Glimmerschiefern, welche den Rücken des Ebenwaldes zwischen Sonnühel und Großhattenberg aufbaut. Sie zeichnen sich durch Granat, Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit (5 mm) und durch große Muskovitschuppen (20 mm) aus. Sie enthalten aplitisch-pegmatitische Injektionen (Karrenweg 300 m südwestlich Ambros). Die Lineation streicht vorwiegend ENE, analog zur benachbarten Lieserbogen-Gebirgsgruppe.

Eine Probe vom Güterweg östlich Sonnühel besteht aus diaphthoritischem Glimmerschiefer mit Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit. Megaskopisch hellgrau, braun angewittert. 8 mm großer Hellglimmer. Unter dem Mikroskop sieht man Spitzfalten des Hellglimmers, Chlorit-Aggregate nach Biotit, xenomorphen Quarz und Opazit. Ferner: Albit (Plag I, xenomorph) und Turmalin (Zonenbau mit blauem Kern und gelbgrüner Hülle).

Innerhalb des diaphthoritischen Quarzphyllits steckt eine Scholle von diaphthoritischem Granatglimmerschiefer. Sie ist an der tiefsten Kehre des Güterweges von Aich zum Rabenwald als grauer, recht kompakter ebenflächiger Schiefer mit 5 mm großem Granat und 6 mm großem Hellglimmer aufgeschlossen.

Hauptgemengteile: Hellglimmer (liegende Falten, parakinematische Kristallisation). Chlorit (farblose kleinblättrige Aggregate). Quarz (xenomorph). Opazit.

Ferner: Granat. Albit (mit Einschlußzügen opaker Substanz). Turmalin.

7. Strukturen und Großtektonik

Tafel 2 zeigt die schwach geneigten s-Flächen des Göß-Domes mit schwebender Lagerung der Granatglimmerschiefer (Draxelserie) am Klampferer Köpfl. Die Lineationen des Göß-Domes neigen sich flach nach SE, nehmen in der Reißeckgruppe horizontale Lagerung an und neigen sich im oberen Abschnitt des Gößtales flach nach NW, solcher Art die Domstruktur dieses tiefsten tektonischen Körpers der östlichen Hohen Tauern anzeigend.

Das Umschwenken der NW streichenden Lineation des Göß-Domes zu den N-S streichenden Lineationen der Querstruktur Schönangerkar-Hochalmspitze (E-Rand der Mallnitzer Querstruktur) vollzieht sich im Gneis allmählich, jedoch an der Gesteinsgrenze zwischen kompetentem Orthogneis und auflagernden bildsamen Amphiboliten, Paragneisen und Bändergneisen des Alten Daches lokal auch disharmonisch. Ein Beispiel dafür liefert der Granitgneis des Göß-Kernes auf der Schwalbenhöhe, welcher die Göß-Struktur bewahrt (Lineation: 124/10 NW), während die auflagernden Amphibolite am Ritterspitze-NW-Grat mit 20 bis 30 m hohen Falten bereits der Hochalm-Querstruktur gehorchen (Faltenachse: 15/18 S). Die Querstruktur selbst hat DEMMER im Schönangerkar und oberstem Riekkental sorgfältig kartiert (bisher unpubliziert).

Durch meine Auffindung der Draxelserie (Granatglimmerschiefer) auch südlich des Gößtales am Gipfel der Tandlspitze mit Abtauchen bis in die Tiefe des Maltatales nordwestlich Schlatzing, ist der Göß-Dom nun deutlich nach oben abgegrenzt. Zugleich stellt sich das mittlere und untere Gößtal als Antiklinaltal dar mit vorherrschendem N-Fallen der s-Flächen an der N-Flanke und S-Fallen an der S-Flanke des Tales.

Das alte Problem der E-Fortsetzung der Draxelserie konnte durch meine Kartierung bei der Schlüsselhütte geklärt werden, wo sie hoch über dem Maltatal störungsfrei durchstreicht. Tonalitgneisdecke und Hochalm-Granitgneis trennen die Draxelserie von der tektonisch viel höher befindlichen Silbereckserie.

Der S-konkave Halbmond des geologischen Kartenbildes der Tonalitgneisdecke dürfte durch Abscherung des S-Teiles der Tonalitgneisdecke über dem Göß-Dom zustande gekommen sein. Bemerkenswert ist auch der migmatische Kontakt der Tonalitgneisdecke zum unterlagernden Granatglimmerschiefer der Draxelserie. Das Ganze erinnert sehr an die halbmondförmige Romatedecke (Granosyenitgneis) des Gasteiner Gebietes, welche ebenfalls einem, von Glimmerschiefer (Woischen-Seebach-Schiefer) bedeckten Granitgneisdom (Hölltor-Kern) mit migmatischem Kontakt aufliegt. Ein großer Fortschritt ist es jedenfalls, daß die Tonalitgneisdecke nun kartiert ist, bzw. daß wir nun auch genau wissen, daß sie im S des Göß-Domes fehlt. Dort treten in ihrer Position stellenweise Amphibolite auf (Tandels Auge, Basis des Bärennockes).

Der Granitgneis des Roten Nockes bildet seiner tektonischen Position nach die Fortsetzung des Hochalm-Granitgneises südlich des Gößtales. Er erreicht das Maltatal bei Schlatzing. Seine Fortsetzung im Bereich des Radl- und Reinitztales ist noch fraglich.

Meinen hartnäckigen Bemühungen gelang es, in den Steilflanken nördlich der Malta über der Rödernwand Teilstücke des modellförmig durchziehenden Kalkmarmors und Bündnerschiefers der Silbereckserie aufzufinden. Ein wichtiges negatives Ergebnis besteht darin, daß durch meine Begehungen der entsprechenden Grate südlich des Maltatales bis zum Reinitzer Sonnblick und damit bis zum Mölltal eindeutig erwiesen ist, daß Kalkmarmor und Bündnerschiefer als Fortsetzung der Silbereckserie südlich des Maltatales fehlen. Statt dessen fand ich in ähnlicher tektonischer Position, nämlich an der Basis der Storzserie Granatglimmerschiefer und Glimmerschiefer (Roter Nock, Roßkopf und Reinitzer Sonnblick) vom Typus der zentralen Schieferhülle. Es wird in Zukunft zu prüfen sein, ob die Granatglimmerschiefer des Reinitzer Sonnblicks (150 m mächtig!) nach NW in die Reißbeckgruppe fortsetzen.

Die Storzserie zieht, wie schon seit Jahrzehnten bekannt, südlich des Maltatales zum Mölltal und schwenkt in die Mallnitzer Querstruktur ein, baut den Gipfel des Ankogels auf und hebt in den Schwarzhörnern über den Glimmerschiefern der zentralen Schieferhülle (Seebachschiefer) nach NNE in die Luft aus. Südlich des Maltatales fand ich in der Storzserie einige bemerkenswerte Detailkörper: Quarzdioritgneis des westlichen Bartelmannes als ein petrographisches Mittelding zwischen Amphibolit und Tonalitgneis; Ultrabasite und verhältnismäßig große Granitgneiskörper (Gmeineck – östlicher Bartelmann). Die Kareckserie ließ sich auf Blatt Spittal/Drau bis ins Radltal verfolgen.

Die Strukturen all dieser, dem Göß-Dom auflagernden Gneisserien machen in großer Regelmäßigkeit die Walztektonik des Göß-Domes konform mit. Es herrschen mittelsteil (25 bis 35 °) nach SE tauchende Lineationen und ein umlaufendes Streichen der s-Flächen. Die schon früher erkannte (EXNER 1954), regelmäßig auch SE eintauchende B-tektonische Großwalze am SE-Ende der Hohen Tauern hat sich durch zusätzliche neue Messungen voll bestätigt. Mitunter treten jüngere Überprägungen um N-S Achsen auf (Tafel 2). Niemals erreichen sie im vorliegenden Raum der Storzserie um Gmünd solches Ausmaß wie in der Storzserie auf Blatt Muhr („Muhrbögen“, EXNER 1971 a, p. 29, Tafel 3).

Die Storzserie zeigt petrographische und tektonische Analogien mit der Feldwand-Gneislamelle in der Mallnitzer Mulde, mit der Neubau-Gneislamelle der Sonnblickgruppe und mit den Riffeldecken der mittleren Hohen Tauern.

Ein wesentliches Ergebnis der vereinigten Untersuchungen von EXNER, MEYER und NOWOTNY ist die durch zahlreiche neue Detailbeobachtungen bestätigte Seriengliederung der peripheren Schieferhülle längs des E-Endes der Hohen Tauern zwischen Mur- und Drautal. Ein interessanter zukünftiger Aufgabenbereich wird die Untersuchung der Einlenkung dieser Serien in die Schichtglieder der peripheren Schieferhülle des Mölltales sein. Das vorzügliche Gelegenheitsprofil (vergänglicher Bau-Aufschluß der Abb. 7) gibt einen Vorgeschmack darauf.

Durch die gemeinsamen Untersuchungen in der Katschbergzone zwischen St. Michael im Lungau und Lendorf im Drautal konnte die Einheitlichkeit des Rahmens längs des Tauern-E-Randes und seine Ähnlichkeit mit der Tauern-N-Rahmenzone und mit der Matreier Zone detailliert nachgewiesen werden: Fuscher Phyllit, Serpentine, permomesozoische Schollen, unterostalpinen Altpaläozoikum und Diaphthorite.

Die Glimmerschiefer, Paragneise, Amphibolite und kleinen Orthogneiskörper der auflagernden Ostalpinen Decke haben voralpidische Strukturen bewahrt: Vorwiegend NE-streichende Faltenachsen und Lineationen in der Lieserbogen-Gebirgsgruppe, übergehend zu N-S Achsen in Teilbereichen des Lungau. Strukturelle Anpassungen an die Tauern-Walze zeigen sich in den Diaphthoriten am Rande zum Tauernfenster.

Spätalpidisch bis neotektonisch und rezent spielen sich in der Katschbergzone N-S streichende Störungen ab, die in ihrer Gesamtheit auch als die geologisch junge Störung der „Katschberglinie“ zusammengefaßt werden. Die altpaläozoischen Katschberg-Quarzphyllite und die diaphthoritischen Quarzphyllite bilden eine mechanische Schwächezone (Pufferzone) zwischen mehr kompetenten Widerlagern im W (Tauernkuppel) und im E (Kristallmasse der Ostalpinen Decke). Auswirkungen dieses mechanischen Verhaltens sind die jungen Knitterungen mit N-S streichender Faltenachse (THIELE 1960, p. A 86), die den älteren SE-streichenden Haupt-Lineationen aufgeprägt sind. Z. B. im Katschberg-Quarzphyllit auf der Katschberghöhe: Achse alt (Elongation des Serizits): 140/40 NW; Achse jung (Knitterung): 10/21 S. Weit verbreitetes aberrantes W-Fallen des Quarzphyllits (z. B. auf der Katschberghöhe: s: N-S/55 W). Zahlreiche N-S streichende Mylonit- und Ultramylonitzonen sowie Mineralquellen, Erdbeben etc.

Während des Autobahnbaues waren die Klüfte der Mölltal-Störung im turmalinreichen Granatglimmerschiefer, Paragneis, Amphibolit, Augengranitgneis und Pegmatit der Ostalpinen Decke des Millstätter Seerückens großflächig aufgeschlossen. Sie streichen 110 bis 145° und fallen 55 bis 65° SW. Nördlich der Möll besichtigte ich sie unter der Führung von Herrn Dr. HERZOG an der Autobahnbaustelle zwischen SH. 585 m (oberhalb Zgurn) und SH. 615 m (südlich Wolfsbergtunnel). Klufftmylonit und über mehrere 100 m Länge und bis 6 m Höhe aufgeschlossene Kluffflächen waren von gut polierten Harnischen mit rekristallisiertem Chlorit überzogen.

Junge N-S streichende Störungen versetzen den Pegmatit im Autobahn-Anschnitt südlich des Seebaches (Ausfluß des Millstätter Sees).

Altbekannt ist die junge Störungslinie, die durch das Reinitztal über die Roßalmscharte zu den Mühldorfer Seen streicht. Von ihr spaltet die junge Störung ab, die durch die Scharre südöstlich des Roßkopfes (3 m mächtiger Ultramylonit, Tafel 6 A, Signatur 20) durch

den Grünsee und den kleinen See östlich des Grünsees zur Rinne im Schwalbenfeld streicht, welche in SH. 2145 m Kluftmylonit mit 4 m Mächtigkeit aufschließt.

Das auffallend geradlinige untere Maltatal verläuft parallel zum Reinitztal und folgt wohl auch einer jungen Zerrüttungszone (TOLLMANN 1977, p. 319). Jeden verhüllten mächtigen Alluvionen entsprechende Aufschlüsse.

8. Tertiär

Die Lage des einstigen Stollens auf Braunkohle im Almbereich des Laußnitztales östlich Rennweg (STABER 1933, p. 109) läßt sich auf Grund der Beschaffenheit des Geländes mit einiger Wahrscheinlichkeit kartieren: Gehängeknick auf Almwiese südlich des Laußnitzbaches, SH. 1670 m, 350 m onö. P. 1628. Nahe davon beobachtete ich im Juli 1965 im Anschnitt des damals neuen Güterweges horizontal geschichteten sandigen Lehm mit 1 cm dicken Kohleschmitzen. Im selben Jahre bestätigte mir der Tschapelbauer am Frankenberg, daß besagter Stollen, vor dem I. Weltkrieg getrieben, einige m lang war und daß man mitunter Kohlestücke im Bett des Laußnitzbaches findet.

9. Quartär

9.1 Das Eisstromnetz der Hauptvereisungen

Auf Grund der Funde erratischer Blöcke lassen sich Angaben bezüglich der Mindesthöhe des Eisstromnetzes der Hauptvereisungen (wahrscheinlich hauptsächlich Würm) machen: Im Katschberggebiet SH. 1980 m (siehe EXNER 1971 a, p. 113). Im Gebiet der Torscharte SH. 2000 m. Sehr auffallender Weise fehlen dort über SH. 2000 m Erratika zwischen Gmeinalm und Torscharte, obwohl das flache Gelände für die Bewahrung solcher Blöcke durchaus geeignet gewesen wäre. Linker Hang des Maltatales SH. 1970 m. Diese Höhe ist exakt beobachtbar am breiten Bergkamm Eck – Moosstritzen. Der Kamm ist nämlich bis zu dieser Höhe recht dicht bestreut mit gerundeten Blöcken aus Kerngneis (Tauern-Granit- und Granodioritgneis und Tauern-Tonalitgneis) bis 2 m Durchmesser. Über SH. 1970 m fehlen diese Blöcke. Rechter Hang des Maltatales SH. 1840 m Auch hier kann die Obergrenze der Erratika am breiten Kamm der Dornbacher Wiesen recht exakt beobachtet werden. Der höchste Kerngneisblock hat 3,5 m Durchmesser und liegt auf der kleinen Ebenheit am Kamm in SH. 1840 m, 400 m ssö. P. 1938. Rechte Flanke des Liesertales SH. 1850 m. Bis zu dieser Obergrenze reichen die 3 m großen Kerngneisblöcke bei der Bergfriedhütte. Darüber folgt Lokalmoräne des Stoderkares (Beobachtung auf gemeinsamer Begehung mit Herrn Dr. J. MEYER im September 1976). Im Kar südwestlich Steinkopf reichen die Kerngneis-Erratika bis 1800 m SH. (EXNER 1954, p. 31), am Hummelkopf bis 1910 m SH. (– die höchsten Blöcke befinden sich 20 m unter dem Gipfel –) und am Plankogel bis 1790 m. An den Hängen des Liesertales zwischen Rennweg und Lieserhofen beobachtete ich Erratika im Bereich der Laußnitzhöhe (östlich Rennweg) in SH. 1700 m (Oberkarbon-Konglomerat als fremde Blöcke auf Glimmerschiefer und Paragneis) und am Weganschnitt Hansbaueralm – Schlafkogel (südwestlich Tschiernock) in SH. 1650 m (Radentheiner Hornblendegarbenschiefer als 1 m große fremde Blöcke auf Glimmerschiefer und Paragneis). An der linken Flanke des Mölltales fand ich die höchsten erratischen Kerngneisblöcke am Labigen Köpfl (bei Obervellach) in SH. 1930 m.

Die Beobachtungswerte der höchstgelegenen erratischen Blöcke passen also recht gut zusammen und erweisen, daß das Eisstromnetz bis ca. 2000 m Seehöhe hinaufgereicht hat. Das entspricht einer Dicke des Möllgletschers von ca. 1300 m bei Obervellach und einer Dicke des vereinigten Lieser-Malta-Gletschers von ca. 1250 m bei Gmünd. Die "Nockfläche" mit durchschnittlich 2000 m SH. war von einem Eispanzer bedeckt.

A. PENCK (1909, p. 1072, 1121) beobachtete die höchsten Erratika im Katschberggebiet in SH. 2000 m (am Tschaneck, heute nicht mehr dort auffindbar!) und im Tschiernockgebiet in SH. 1600 m. Beide Werte fügen sich gut meinen Beobachtungen ein. Nicht folgen möchte ich dem verewigten Meister A. PENCK bezüglich seiner Vermutung, daß das Eisstromnetz am Kamm zwischen Tschaneck und Kareck (Katschberggebiet) auf Grund der Morphologie, aber ohne Erratika, bis SH. 2200 m hinaufgereicht hätte. Hier handelt es sich meines Erachtens einfach um die typische Schieferhülle-Morphologie wie auch andernorts oberhalb der Erratika-Grenze (obere Dornbacher Wiesen u. a.) mit ihrem Kontrast zur Gneis-Morphologie darüber. Hingegen stimmt die von A. PENCK bei Obervellach nur geomorphologisch vermutete Oberfläche des Eisstromnetzes in SH. 1900 m ausgezeichnet mit meiner Beobachtung der Erratika am Labigen Köpfl (SH. 1930 m) überein.

Die bekannten morphologischen meridionalen Längsrippen und Längsfurchen im Verein mit Moräne und Erratika (Kerngneis und Grobkornamphibolit), die am Katschberg überaus deutlich den Eisüberstrom in meridionaler Richtung zwischen Mur- und Liesergletscher zeigen (A. PENCK 1.c.), fand ich in analoger Ausbildung auch wieder mit den charakteristischen Grobkornamphibolit-Erratika (Storzserie) am Sattel bei Oberburgstallberg, 7,5 km südlich des Katschberges. Der Sattel bei Oberburgstallberg befindet sich in SH. 1465 m, 200 m wnw. P. 1494. Damit ist die meridionale Richtung des Eisstromes auch noch 7,5 km südlich des Katschberges erwiesen.

Südlich des Sattels von Oberburgstallberg enthalten die weiträumigen Grundmoränen der Lieserbogengebirgsgruppe sehr reichlich erratische Blöcke aus dem Maltatal, welche anzeigen, daß der Eisstrom aus dem Maltatal sich hier nach E bewegte. Es handelt sich um 3 m große Tonalit- und Granodioritgneisblöcke aus dem Maltatal auf fremder Unterlage (Staurolithglimmerschiefer) am Sonnberg, Moosfalter und Heitzelsberg. Serpentin-Erratika finden sich im Heitzelsberger Wald.

Wahrhaft imponierend stellt sich die Anhäufung von erratischen Kerngneisblöcken am Ausgang des Malta- und Radltales dar. Maltaberg bis Fahrenbichel, Ebenwald, Klein- und Großhattenberg und die Radltal-S-Flanke werden von gewaltigen Kerngneis-Blockanhäufungen des sich hier verbreiternden und gestauten Malta- und Radl-Eisstromes überdeckt. In diesen Gebieten liegen die gerundeten Granit-, Granodiorit- und Tonalitgneisblöcke mit häufig 3 bis 4 m Durchmesser dicht beisammen. Blöcke mit 6 m Durchmesser dieser Kerngneis-Erratika beobachtete ich am Maltaberg in SH. 1600 m, im Ebenwald in SH. 1390 m und neben dem Güterweg zur Pfannalm (S-Flanke des Radltales). Auffalend selten trifft man Erratika aus den Tauern am linken Hang des Liesertales östlich Gmünd. Hier drückte offensichtlich erfolgreich der Eisstrom aus dem Nockgebiet gegen das Malta-Eis.

9.2 Spätglaziale Haltestadien und Terrassensedimente

Die gut ausgebildeten Haltestadien während des Rückzuges des Maltagletschers bei der Ortschaft Malta hat schon BECKE (1909 b, p. 211–212) notiert. Der äußere Endmoränenwall zieht von Hilpersdorf nach Schloß Dornbach, wo er 20 m hoch ist. Der innere Wall zieht von Burgruine Feistritz über die gleichnamige Ortschaft bis Schlatzing und wird von der Maltaschlucht durchsägt. Ein vorzüglich erhaltener Endmoränenwall des Gößgletschers befindet sich beiderseits des Gößbaches an der Oberkante der Talstufe

der Gößfälle. Links des Baches erreicht der Endmoränenwall 30 m Höhe. Am Maltaberg riegelt ein mächtiger Endmoränenwall das Faschauntal ab. Er befindet sich in SH. 1630 m, nordöstlich P. 1608. Die genannten Endmoränenwälle dürften etwa den Steinach/Gschnitz-Stadien entsprechen.

Die Daun-Endmoränen sind deutlich gegen das Innere des Gebirges abgesetzt und zieren beinahe jede Karschwelle. Z. B. in der Faschaun die Endmoräne usw. Gmeinalm, im Schönangerkar der Wall in SH. 1930 m, im Kessel des Radltales der Wall in SH. 1775 m, im Reinitztal der 50 m hohe Endmoränenwall an der Talstufe in SH. 1940 m und im Stoder-SE-Kar in SH. 2000 m mit dem für viele Daunmoränen charakteristischen Bergsturzblockwerk.

Zu den auffälligsten quartären Bildungen des Liesertales zwischen Rennweg und Lieserhofen und im unteren Maltatal zwischen Malta und Gmünd gehören die spätglazialen Terrassensedimente (BECKE 1909 b, p. 212; LUCERNA 1933, p. 264–266, 278–280; LICHTENBERGER 1953, p. 410–413; NAGL 1967, p. 156–160). Neben den schon bekannten Vorkommen habe ich mich vor allem bemüht, die Vorkommen der Terrassensedimente am W-Hang der Lieser zwischen Rennweg und Gmünd zu kartieren, so daß nun eine Übersicht dieser Bildungen im gesamten Bereich des Lieser- und Maltatales ermöglicht wird.

Charakteristisch für die Terrassensedimente des Lieser- und Maltatales sind ihre örtliche Auflagerung auf Würm-Grundmoräne, ihre durch Staukörper (Toteis, Moränen und Schuttkegel) bedingte wechselnde Höhenlage und Sedimentausbildung (verhältnismäßig wohlsortierte Sande und Kiese lakustrischer Deltaschüttung, grobblockige Wildbachkegel und lehmig-sandiger Hangschutt) und ihre Anlagerung an die vermutliche Gschnitz-Endmoräne (Feistritz-Schlatzing). So dürfte auch ihre Entstehung, die für sich wieder im einzelnen eine wechselvolle und lange andauernde Talgeschichte nach Zerfall des zusammenhängenden Eisstromnetzes darstellt, etwa in das Gschnitzstadium einzustufen sein.

Zahlreiche Sand- und Kiesgruben sowie die Großaufschlüsse während des Baues der Autobahn in den vergangenen letzten Jahren vermitteln recht guten Einblick in den Aufbau der Terrassensedimente. Einige Notizen, von N nach S fortschreitend, seien kurz wiedergegeben:

Oberhalb Rennweg reichen die Terrassensedimente von St. Peter (modellförmige Kies-Terrasse in SH. 1220 m) und vom Katschbergtunnel-S-Portal bis zur verwaschenen Moräne von Abwerz. Den Terrassensedimenten kann man wohl auch die von NAGL (l.c.) untersuchten St. Georgener Schwemmfächer (Gschnitz) zuordnen, wenn sie auch petrographisch anders zusammengesetzt sind, da sie im Gegensatz zu den Kiesen von St. Peter aus Schluff, Sand und Wildbachschutt bestehen. Dieser setzt sich aus eckigem und schlecht gerundetem Granatglimmerschiefer der Ostalpinen Decke zusammen. Im September 1973 waren 20 m hohe Profile während des Autobahnbaues vorzüglich auf weiter Strecke im Bereich Oberdorf – St. Georgen – Aschbach einsehbar.

Die Kiese von St. Peter setzen westlich Rennweg zu der Kies-Terrasse südlich Krangl in SH. 1180 m fort. Südöstlich Rennweg leiten Terrassenreste südlich Aschbach zu der kleinen, aber gut ausgeprägten Sand- und Kies-Terrasse östlich Rauchenkatsch hin (Oberkante der Terrasse in SH. 1180 m unter dem Schifer-Bauern).

Westlich der Lieser zwischen Rauchenkatsch und Gmünd treten Terrassensedimente in zahlreichen Erosionsrelikten auf und nehmen recht unterschiedliche Höhenlagen ein:

Wohlgeschichtete Kiese (ostalpinen Kristallin), Sand und Schluff an der Güterstraße St. Nikolei – Unterburgstallberg lagern in SH. 1155 m auf Würm-Grundmoräne, die bei Unterburgstallberg und Kleindienst gut aufgeschlossen ist.

Auch südlich des Burgstallbaches liegen die gut geschichteten Sande und Kiese, die aus Kristallin der Ostalpinen Decke bestehen, in SH. 1180 m (unter dem Loidl-Bauern) auf Würm-Grundmoräne. Diese Moräne findet man an der windungsreichen Straße südwestlich Kremsbrücke mehrfach aufgeschlossen.

Im Steilhang unterhalb Pleßnitz blieb nur 0,5 m mächtiger Kies über Würm-Grundmoräne in SH. 1070 m (an der Straße 600 m nordöstlich Kirche Pleßnitz) erhalten.

Auf Terrassensedimenten steht die Ortschaft Densdorf mit Oberkante der Terrasse in SH. 1080 m. Kreuzgeschichtete Kiese (vorwiegend Kristallin der Ostalpinen Decke) und Sande erschließt die 12 m hohe Kiesgrube in SH. 950 m (an der Straße unter Straßer-Bauern).

Westlich Eisentratten beteiligen sich nördlich des Drehbaches Tonalit- und Granitgneis aus dem Maltatal nebst Granatglimmerschiefer, Oberkarbön-Konglomerat und Kalk der Ostalpinen Decke am Aufbau der Kiese, die in Wechsellagerung mit Sanden subhorizontale Schrägschichtung in SH. 980 m aufweisen. Die Oberkante der Terrasse liegt in SH. 1000 m.

Südlich des Drehtales beginnt bei Kreuslach der 120 m mächtige Schotter- und Sandkörper von Treffenboden, Gmünd, Hilpersdorf, Dornbach, Oberbuch, Unterbuch und Perau. Auch er liegt, wie LICHTENBERGER (1953, p. 412) unterhalb Perau feststellte, auf Würm-Grundmoräne. Die zahlreichen Sand-Kies-Gruben haben sich während des Autobahnbaues zu Großaufschlüssen erweitert. Die Zusammensetzung der Kiese entspricht der genannten Mischung von Material aus den Tauern und aus der Ostalpinen Decke. Die Kies- und Sandlagen fallen im Umkreis von Gmünd mittelsteil mit Kreuzschichtung nach S. Die Oberkante der Terrasse liegt bei Oberkreuslach in 985 m und bei Oberbuch in 960 m SH. Es dürfte sich um Deltaschüttung in einen natürlichen Stausee handeln, wobei die Schüttung von N aus dem Bereich des Liesertales erfolgte. Die Unterkante der Terrassensedimente befindet sich an der alten Straße ("Römerstraße") nordöstlich Unterkreuslach in SH. 885 m und bei Gmünd in SH. 800 m (Kalvarienberg und Gries). Der Sockel des Deltas ist somit recht steil.

Vom Treffenboden bis Hilpersdorf im Maltatal neigt sich die Oberkante der Terrassensedimente interessanter Weise taleinwärts. Das hat schon LUCERNA (1933, p. 265) beobachtet und man kann sich von dieser Tatsache durch Betrachtung der Landschaft vom gegenüberliegenden Hattenberg vortrefflich überzeugen. Auch die geologische Detailkartierung erweist diese zunächst paradox erscheinende Beobachtung, die sich aber durch die Abdachung des Deltakegels vom Lieser- in Richtung Maltatal ganz natürlich erklären läßt (LUCERNA l.c.). Die Oberkante der Terrasse senkt sich von Kreuslach (SH. 985 m) zum Treffenboden (SH. 900 m), zum Bauernhaus 400 m südöstlich Turner (SH. 870 m), zur Straße Turner – Krainberg (SH. 860 m), bis Hilpersdorf (830 m).

Taleinwärts ins Maltatal reichen die Terrassensedimente bis zum Endmoränenwall Feistriz – Schlatzing (vermutliches Gschnitz-Stadium). An der W-Flanke des Maltatales bleiben die Ferchenhof-Terrasse und die Erosionsreste bei Dornbach und Saps erhalten.

Die Terrassensedimente zwischen Gmünd und Lieserhofen wurden bezüglich der Höhenlage der Terrassenoberkante schon von LICHTENBERGER (1953, p. 11, Abb. 2) im Längsprofil dargestellt, wobei sich eine flache Neigung der Terrassenoberkante in süd-

licher Richtung ergibt. Auch fand LICHTENBERGER (1953, p. 407) Grundmoräne unter den Schottern von Pirk-Unterhaus an der E-Flanke des Liesertales. An der W-Flanke zeigte mir Herr Baurat Dr. HERZOG während des Autobahnbaues nördlich Lieserhofen einen entsprechenden Aufschluß (400 m südlich Kreuz Steinbrugger) mit 5 bis 10 m mächtiger Würm-Grundmoräne über dem Fels (Glimmerschiefer der Ostalpinen Decke), darüber Schluff und darüber Kies und Sand der Terrassensedimente.

Petrographisch handelt es sich bei den Kiesvorkommen Rubenthaler und südlich Rachenbach (Grube des Bauern "Jassinger") um Lokalschutt aus den angrenzenden Hohen Tauern mit viel Kerngneis und Serpentinitt des Serpentinittkörpers vom Ebenwald. Die Obergrenze der Terrasse bei Rubenthaler befindet sich in SH. 865 m, die bei "Jassinger" südlich des Rachenbaches in SH. 845 m

Die Kiesvorkommen Rubenthaler und südlich Rachenbach zeigen subhorizontale bis 20° nach SE geneigte, kreuzgeschichtete Kies- und Sandlagen in 30 bis 45 m hohen Aufschlüssen mit eingelagerten Geschieben von Kerngneis und massenhaft grobem Blockwerk aus Serpentinitt vom nahe befindlichen Serpentinittkörper des Ebenwaldes. Die Terrasse des Rubenthalers endet nordwestlich des gleichnamigen Bauernhofes an einer verwaschenen Moräne, welche der Gschnitz-Endmoräne des Radlgletschers entsprechen dürfte.

Abschließend kann gesagt werden, daß sicherlich viele interessante geologische Fragen bezüglich der Terrassensedimente des Lieser- und Maltatales offenbleiben, ganz besonders die Frage nach den Staukörpern, welche eventuell von örtlichen Toteisbarrieren der zerfallenden Möll-Drau- und Liesergletscher geliefert wurden. Es erhebt sich auch die Frage, ob die Höhendifferenz der Oberkante der Terrassensedimente zwischen SH. 1220 m (St. Peter bei Rennweg) und SH. 845 m (nördlich Lieserhofen) durch vertikale Erdkrustenbewegungen post-Gschnitz mitbedingt seien?

9.3 Trümmergrat, Bergstürze, Bergzerreißung, hangparallele Plattenabsonderung

Zwei Trümmergrate auf Kartenblatt Spital/Drau bestehen aus Tonalitgneis, der durch Übersteilung der Hänge über der nur schwach geneigten Glimmerschiefer-Unterlage in sich zusammengesunken ist. Wegen der flachen Unterlage rutschte er nicht ins Tal ab, sondern blieb an Ort und Stelle als gewaltige grobblockige Trümmermasse liegen und bildet auch heute noch als Grat die betreffende Wasserscheide. Der eine setzt den 1,2 km langen Grat mit dem Gipfel SH. 2345 m, 900 m östlich Draxelnock zusammen. Der andere baut den Hochalmkarspitz-S-Grat zwischen SH. 2435 und 2600 m auf.

Ein Trümmergrat im Bändergneis des Alten Daches des Göß-Kernes befindet sich, bedingt durch Unterschneidung bei flach geneigter Lagerung, am Kamm Brandwald – Tandls Auge in SH. 1800 m.

Aus Granatglimmerschiefer besteht der Trümmer-Rücken zwischen Klampferer Köpfl und Köpfl Jagdhütte, ebenfalls durch Übersteilung der Hänge zum Malta- und Gößtal bei annähernd söhligter Lagerung des Granatglimmerschiefers zusammengebrochen, ohne in Form eines Bergsturzes abzurutschen.

Von den zahlreichen Bergsturzgebieten auf Blatt Spittal/Drau seien hier nur im Gößtal der Bergsturz Reitermaß (postglazial, Blockwerk bis 15 m Durchmesser aus Bändergneis und Granatglimmerschiefer, P. 1497), im Maltatal die Bergstürze Brandwald (postglazial, P. 1332), Kohlschlagwald, Brochendorf, im Reinitztal an der Sonnblick-S-

Flanke (Serpentinit) und im Liesertal bei Oberallach (Autobahn) erwähnt. Hier führte mich im September 1973 Herr Kollege Dr. HERZOG. Der Hangrutsch am W-Ufer der Lieser bei Brücke 670 ist 400 m hoch, postglazial und beinhaltet Felsschollen bis 40 m Durchmesser und Bergsturzblockwerk, das durch Kalksinter zu einer Gehängebreccie verkittet wurde. 300 m ssw. Brücke 690 sind dem Quarzphyllit des Hangrutsches auch schwarze tonige, bei Wasseraufnahme quellende Ultramylonite beigemischt.

Miterlebt habe ich die Vorgänge rund um den Bergsturz vom 15. August 1975 bei Rauchenkatsch. Der Abriß erfolgte längs Klüften des SE-fallenden Glimmerschiefers der Ostalpinen Decke und zwar in der W-Flanke des Liesertales, 250 Höhenmeter über dem Fluß, 150 m westlich Brücke 1025. Der Fels ist dort oben von der Grundmoräne (Würm) des Burgstallberges bedeckt, welche mitgerissen wurde. Die Gleitbahn des Bergsturzes war durch eine Bachschlucht vorgezeichnet, welche annähernd senkrecht zur Lieser verläuft. Trotz der gewaltigen Kubatur des Bergsturzes, blieb dieser im wesentlichen auf das Gebiet der Nebenschlucht und auf das Bett der Lieser beschränkt. Am Tage des Bergsturzes fiel schwacher Regen, während vorher eine sommerliche Trockenperiode herrschte.

Der unmittelbare Schaden des gewaltigen Naturereignisses war verhältnismäßig gering. Bundesstraße, Brücke (P. 1025) und Felsenkapelle südlich der Brücke blieben erhalten. Es stürzten nur einige Blöcke auf die Bundesstraße, wobei niemand verletzt wurde.

Der mittelbare Schaden war allerdings beträchtlich. Aus Sicherheitsgründen wurde eine neue Trasse für die Bundesstraße angelegt, ein Erddamm und eine Pionierbrücke errichtet und der Straßenverkehr erst anfangs September 1975 wieder freigegeben.

Bergzerreißungsspalten (Vorbereitung künftiger Bergstürze) beobachtete ich auf Blatt Spittal/Drau an der Klampferer Köpfel-SE-Flanke, (Granatglimmerschiefer), wobei sich ein Auseinanderreißen der schmalen und steilen Bergleiste zwischen Malta- und Gößtal anbahnt. Die E-Flanke des Maltatales über der Rödernwand wird am Gesimse in SH. 1490 m (Kalkmarmor der Silbereckserie), südwestlich unter dem Ahorner von tiefen hangparallelen Spalten zerrissen. Charakteristisch sind wiederum wie auch andernorts in den Hohen Tauern mehrere 100 m lange hangparallele Bergzerreißungsspalten an den Isoklinalhängen der Kalkschiefer der Glocknerserie der peripheren Schieferhülle: Am Kamm der Dornbacher Wiesen nordwestlich P. 1938 bezeichnen die Einheimischen diese Spalten als "Heidengräber". Sie finden sich auch im Kalkschiefer zwischen Schloß Dornbach und Pirkehütte in SH. 1390 m. Andere befinden sich an der Oberkante des Serpentin-Bergsturzgebietes in SH. 1350 m, 1,5 km wsw. Brochendorf. Im Gebiet des Radltales gibt es im Gneis in SH. 1410 m, nördlich P. 1484 hangparallele Bergzerreißungsspalten von 8 m Tiefe.

Hangparallele Plattenabsonderung beobachtet man in massigen Gneisen des Göß- und Radltales: Z. B. Gößtal-Nordflanke bei Reitermaiß (Granodiorit- und Granitgneis), Wasserfallschlucht unter dem Schönangersee (Zweiglimmergranitgneis) und W-Wand des Kessels im Radltal (Granitgneis).

9.4 Postglaziale Erosion, Alluvionen, Hochwasserkatastrophen

Das Ausmaß der postglazialen Erosion kann besonders gut im Liesertal zwischen Gmünd und Lieserhofen studiert werden. Nach Gschnitz erfolgte die Erosion in den Terrassensedimenten, in deren basaler Würm-Moräne und im darunter befindlichen Fels der heute engen und wilden Lieserschluft. Die alte Straße ("Römerstraße") und die Auto-

bahn nutzen zum Teil das bereits ausgeräumte Gelände in den Terrassensedimenten, während die Bundesstraße der postglazialen Felsschlucht folgt. Die postglaziale Erosion beträgt im Fels nördlich Lieserhofen 40 bis 80 m.

Von Interesse wäre die Kenntnis der Mächtigkeit der Alluvionen im unteren Maltatal, das wahrscheinlich ähnlich wie das Seebachtal bei Mallnitz recht tief glazial ausgehobelt ist. Eine von mir angeregte geophysikalische Untersuchung durch Herrn Professor GUTDEUTSCH im Rahmen seismologischer Übungen für Studenten erbrachte vorläufig nur die Felstiefe am Rande des Maltatales bei Hilpersdorf und zwar 60 bis 80 m unter der Erdoberfläche (ARIC 1974, Abb. 2, 5).

Die Hochwasserkatastrophen der zweiten Hälfte der 1960-Jahre haben sich besonders verheerend im orographisch enge abgeschlossenen Einzugsbereich des Drehbaches (Kristallin der Ostalpinen Decke) ausgewirkt.

9.5 Erdbeben, Mineralquellen, Neotektonik

Erdbeben mit Epizentrum im Bereich der Katschbergzone scheinen in den Tabellen österreichischer Erdbeben seit 1865 häufig auf (GANGL 1969 und dort angeführte Literatur). Am stärksten war das Erdbeben vom 5. 11. 1881, dessen Auswirkungen von CANAVAL (1882) beschrieben wurden.

Ich selbst erlebte aus 10 m Entfernung den Einsturz der allerdings schon auffälligen, aus dem Mittelalter stammenden Kapelle von Oberbuch (bei Gmünd) im Zuge des Friauler Erdbebens am 15. 9. 1976, 4,15 Uhr. Die Kapelle stand auf den spätglazialen Terrassensedimenten neben dem Gasthaus Hofer in Oberbuch. Aus der W- und S-Mauer der Kapelle brachen ca. 5 m³ Bausteine aus. Im Gasthaus selbst waren tangential Bodenbewegungen zu spüren.

Die beiden Nachbeben am selben Tag um 10,21 und 12,10 Uhr waren nach Aussage der dort Anwesenden durch kräftige Stöße im genannten Gasthaus Oberbuch zu spüren. Zu diesen Zeiten befand ich mich zusammen mit Herrn Geologen Dr. K. L. LIEGLER im Lieserüberleitungstollen der Malta-Kraftwerksgruppe. Der Stollen befindet sich 8 km westlich der Katschbergzone und weist eine Gesteinsüberlagerung von 500 bis 1000 m auf. Im Stollen spürten wir nichts von den beiden Nachbeben.

Die beiden derzeitigen Mineralquellen des Gebietes sind Kohlensäuerlinge und treten unmittelbar an der Basis der Katschbergzone im Bereich der Tschaneckschollenzone im Radltal ("Radlbad") und oberhalb Trebesing aus (KAHLER 1978, p. 55–59). Ihre unterirdischen Zufuhrwege dürften jungen Klüften im Grenzbereich Penninikum/Katschbergzone entsprechen. Historische Heilquellen erwähnt KAHLER (l. c., p. 53–55, 59) aus dem Liesertal bei St. Nikolai, Gmünd und Lieseregg. Der eisenhaltige Kalksinter unter der Fassung der Trebesinger Mineralquelle erwies sich in einer im Juli 1972 offenen Baugrube in SH. 860 m an der Straße in Zlatting als mehrere m mächtig.

Für neotektonische Krustenbewegungen im Sinne einer Hebung des Penninikum (Hohe Tauern) relativ gegen das Nockgebiet (Ostalpine Decke), wobei sich vertikale Verstellungen längs der Katschbergzone vollziehen, sprechen zahlreiche geologische Beobachtungen (EXNER 1949 b; SENFTL & EXNER 1973).

Zur Erforschung eventueller rezenter Erdkrustenbewegungen wurde vom Verfasser bei den Geodäten die Einrichtung von Meßlinien senkrecht zur Katschbergzone angeregt, welche in Zeitabständen von jeweils einigen Jahren wiedervermessen werden. Solcher-

maßen sollten sich disjunktive Bewegungen an Störungsflächen in der Katschberzone (besonders mit Erdbeben verknüpft) und kontinuierliche Bewegungen (allmähliche vertikale Flexuren und Lateralverschiebungen) in Zukunft erkennen lassen. Die Endpunkte dieser Vermessungslinien waren im W auf der peripheren Schieferhülle des Penninikum und im E auf dem Glimmerschiefer des Kristallins der Ostalpinen Decke auszulegen.

Dankenswerter Weise wurde vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Hofrat Dr. E. SENFTL) in den Jahren 1973/74 zu diesem wissenschaftlichen Zwecke ein Nivellement am Katschberg errichtet. Der westliche Endpunkt befindet sich auf der Murtörlserie der peripheren Schieferhülle (Alm 275 m westlich Hanselhütte); der östliche Endpunkt auf phyllitischem Glimmerschiefer des Kristallins der Ostalpinen Decke bei der Schmiedhütte.

Die geländemäßig übersichtliche und enge Situation der Katschberzone an der Torscharte brachte auf Grund gemeinsamer Begehung im August 1973 Herrn Hofrat Prof. Dr. J. MITTER auf die Idee der Installierung einer elektronischen Vermessung. Diese wurde im Rahmen des Internationalen Geodynamischen Forschungsprojektes dankenswerter Weise vom Institut für Landesvermessung der Technischen Universität Wien (Prof. Dr. H. SCHMID und Doz. Dr. K. PETERS) in den Jahren 1976/78 errichtet. Es wurden Pfeiler für Richtungsmessungen und elektronische Distanzmessungen beiderseits der Torscharte gesetzt und die ersten Messungen ausgeführt. Der westliche Pfeiler steht auf der Glocknerserie der peripheren Schieferhülle; der östliche Pfeiler auf phyllitischem Glimmerschiefer des Kristallins der Ostalpinen Decke.

10. Kritische Bemerkungen zur Literatur

Zu CLIFF et al. 1971, plate 1 (Beilage 7): In der geologischen Karte fehlen die Granatglimmerschiefer am Gipfel der Tandlspitze (EXNER 1954, Tafel I) und am Reinitzer Sonnblick (P. 2515) sowie die Glimmerschiefer am Roßkopf.

Zu EXNER 1951, p. 37–38: Die Sande und Kiese im Radltal liegen nicht unter Moräne, sondern dieser anscheinend seitlich angelagert.

Zu EXNER 1954, p. 21: Auf Grund der seither durchgeführten petrographischen Untersuchungen gehört das Gestein der Steinbrüche von Koschach und Pflüglhof nicht zu den B-Gneisen, sondern als Granodioritgneis zum Göß-Kern. Die Bändergneise im Maltatal taleinwärts Pflüglhof (Maltatalmulde) sind auf Grund der seitherigen Beobachtungen von der Storzserie sehr deutlich getrennt und stellen das Alte Dach des Göß-Kernes dar. Die seinerzeitige Interpretation, daß sie einen tieferen Ast der B-Gneis-Serie (Storzserie) darstellten, ist falsch.

Zu p. 31: Auf der Heizelsberger Alm am Stubeck-ESE-Kamm reichen Tauernzentralgneis-Erratika nicht bis SH. 2040 m hinauf. Es lag eine Verwechslung mit den ähnlich aussehenden, dort anstehenden Augengranitgneisen der Ostalpinen Decke vor.

Zu p. 32: Interglaziales Alter eines Teiles der Terrassensedimente halte ich auf Grund der neuen Beobachtungen nicht mehr für möglich.

Zu EXNER 1973, p. A 59: Im Zuge gründlicher petrographischer Bearbeitung fand ich nun Orthit auch im Quarzdioritgneis.

11. Bemerkungen zum topographischen Kartenblatt Nr. 182, Spittal an der Drau, der Österreichischen Karte 1 : 50.000

Im Bereich des Gößtales ist meines Erachtens der am E-Grat der Trippalm eingetragene P. 2239 unrichtig lokalisiert. An seiner Stelle befindet sich die von mir gemessene Seehöhe 2290 m (Tafel 4, Profil C).

Südöstlich Gmünd stellt "P. 890" einen Druckfehler dar. Richtig dürfte es wohl heißen: P. 980.

Den "Hochalm See (Stapnik See)" im Einzugsbereich des Rieckentales nenne ich Stapniksee. Begründung: Den Unteren, Mittleren und Oberen Hochalmsee gibt es im Hochalm Kar auf Blatt Muhr.

Statt "Riecken Bach" verwende ich die Schreibweise: Rieken Bach, welche sich auf Kartenblatt Obervellach findet.

Literaturverzeichnis

- ANGEL, F.: Begehungen im Gebiete der Silbereckscholle.— Fortschr. Miner., Kristallogr. u. Petr., 23, p. V–XXIV, Berlin 1939.
- ANGEL, F. & STABER, R.: Geologische Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes, 1 : 50.000.— Freytag-Berndt, Wien 1942.
- ANGEL, F. & STABER, R.: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe.— Wissensch. Alpenvereinshefte, 13, p. 1–112, Innsbruck 1952.
- ARIC, K.: Seismische Oberflächengeschwindigkeiten am Ostrand des Tauernfensters.— Öst. Akad. Wiss., m. – n. Kl., Mitteil. Erdbeben-Kommission, 75, p. 1–15, Wien 1974.
- BECKE, F.: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkernes.— Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m. – n. Kl., I, 118, p. 1045–1072, Wien 1909 a.
- BECKE, F.: Glazialspuren in den östlichen Hohen Tauern.— Zeitschr. Gletscherkunde, 3 (1908/09), p. 202–214, Berlin 1909 b.
- BECKE, F.: Das nordwestliche Randgebiet des Hochalmkernes. In: BECKE, F. & UHLIG, V.: Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern.— Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m. – n. Kl., I, 115, p. 1695–1739, Wien 1906.
- CANAVAL, R.: Das Erdbeben von Gmünd am 5. November 1881.— Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m. – n. Kl., I, 86, p. 353–409, Wien 1882.
- CLIFF, R. A.: Geologic Studies in the South East Corner of the Tauern Window, Austria.— Unpubl. Diss., 175 S. Univ. Oxford, 1968.
- CLIFF, R. A., NORRIS, R. J., OXBURGH, E. R. & WRIGHT, R. C.: Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps.— Jahrb. Geol. B.-A., 114, p. 121–272, Wien 1971.
- DEMMEER, W.: Vereinfachtes geologisches Profil des Gößstollens und Beschreibung der geologischen Verhältnisse. In: MAGNET, E.: Der Gößstollen der Österreichischen Draukraftwerke AG.— "Der Bauingenieur", 42, H. 11, p. 408–412, Berlin 1967.
- DEMMEER, W.: Geologie, Einführung und geologische Profile aus dem Reißbeck-Gebiet. In: Reißbeck, Führer-Buch, 2. Aufl., p. 7–11, Reißbeck-Kreuzbeck-Höhenbahnen-Ges. m. b. H., Klagenfurt 1968.
- DEMMEER, W.: Vereinfachtes geologisches Profil des Maltastollens und Beschreibung der geologischen Verhältnisse. In: MAGNET, E. & WANDERER, J.: Der Maltastollen, ein geologischer Großaufschluß für das Malta-Kraftwerk.— "Der Bauingenieur", 46, H. 8, p. 285–289, Berlin 1971.
- DEMMEER, W.: Zur Geologie des Kraftwerkes Malta. In: Kraftwerksgruppe Malta, p. 22–34, Verlag Herget (Energiewirtschaft), Wien 1976.
- EXNER, Ch.: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, I. Teil.— Jahrb. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf. (Geol. B.-A.), 89, H. 3/4, p. 285–314, Wien 1939.
- EXNER, Ch.: Bewegungsbild der Silbereckmulde.— Mitt. Reichsst. Bodenf. Zweigst. Wien, 1, H. 4, p. 241–306, Wien 1940.

- EXNER, Ch.: Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone.– Mitt. Alpenl. Geol. Ver. (Geol. Ges. Wien), 35, p. 49–106, Wien 1944.
- EXNER, Ch.: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern.–Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 1, H. 3, p. 197–284, Wien 1949 a.
- EXNER, Ch.: Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern.– Mitt. Geograph. Ges. Wien, 91, p. 186–196, Wien 1949 b.
- EXNER, Ch.: Bericht (1948) des auswärtigen Mitarbeiters Privatdozent Dr. Ch. Exner über Aufnahmen auf Blatt Gmünd – Spittal (5251).– Verh. Geol. B.–A., Jg. 1949, H. 1/3, p. 35–42, Wien 1951.
- EXNER, Ch.: Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau.– Jahrb. Geol. B.–A., 97, H. 1, p. 17–37, Wien 1954.
- EXNER, Ch.: Geologische Beobachtungen (1955) in der Kreuzeck-, Sadnig-, Rieserferner- und Reißbeckgruppe (Kartenblätter 177, 180, 181, 182).– Verh. Geol. B.–A., Jg. 1956, H. 1, p. 24–27, Wien 1956.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe 1 : 50.000.– Geol. B.–A., 170 S., Wien 1964.
- EXNER, Ch.: Gologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern).– Jahrb. Geol. B.–A., 114, H. 1, p. 1–119, Wien 1971 a.
- EXNER, Ch.: Aufnahmen 1970 auf Blatt Muhr (156) und Vergleichsbegehungen auf Blatt Spittal an der Drau (182).– Verh. Geol. B.–A., Jg. 1971, H. 4, p. A 28–30, Wien 1971 b.
- EXNER, Ch.: Aufnahmen 1971 auf Blatt Muhr (156) und Vergleichsbegehungen auf Blatt Spittal an der Drau (182).– Verh. Geol. B.–A., Jg. 1972, H. 3, p. A 30–31, Wien 1972.
- EXNER, Ch.: Bericht 1972 über geologische Untersuchungen am Ostende der Hohen Tauern (Blätter 156, 157, 182 und 183).– Verh. Geol. B.–A., Jg. 1973, H. 4, p. A 59–61, Wien 1973.
- EXNER, Ch.: Zur Geologie der Ankogel-Hochalmgruppe. Mit geologischer Übersichtskarte.– Alpenver.-Jahrb., Jg. 1979, p. 5–15, Innsbruck 1979.
- EXNER, Ch.: Das Kristallin östlich der Katschbergzone.– Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72, p. 167–189, Wien 1980.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden.– Berg- u. Hüttenm. Jahrb., 83, H. 1/2, p. 1–19, Wien 1935 a.
- FRIEDRICH, O. M.: Mineralogische Bemerkungen über kleinere Erzvorkommen am Rande der Reißbeckgruppe.– Carinthia II, Sonderh. 3, p. 75–80, Klagenfurt 1935 b.
- GEYER, G.: Reisebericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau (Salzburg).– Verh. Geol. R.–A., Jg. 1892, p. 319–327, Wien 1892.
- GEYER, G.: Vorlage des Blattes “St. Michael“, Zone 17, Col. IX.– Verh. Geol. R.–A., Jg. 1893, p. 49–60, Wien 1893.
- HAWKESWORTH, C. J.: Geochemical studies in and around the south east corner of the Tauern Window.– Unpubl. Diss., 181 S., Univ. Oxford, 1974.
- KAHLER, F.: Die natürlichen Heilvorkommen Kärntens.– Raumordnung in Kärnten, 10, p. 1–135, Klagenfurt 1978.
- KIESLINGER, A.: Die nutzbaren Gesteine Kärntens.– Carinthia II, Sonderh. 17, p. 1–348, Klagenfurt 1956.
- LICHTENBERGER, E.: Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung des Millstättersees.– Skizzen z. Antlitz d. Erde, p. 405–414. Hollinek, Wien 1953.
- LUCERNA, R.: Der Gletscher von Gmünd.– Mitt. Geograph. Ges. Wien, 76, p. 262–281, Wien 1933.
- MEIXNER, H.: Pyrit–Markasit aus dem Koschach-Bruch, Maltatal, Kärnten.– Carinthia II, 146, p. 24, Klagenfurt 1956.
- MEIXNER, H.: Alpine Kluftminerale aus dem Granit vom Pflüghof im Maltatal, Kärnten.– Carinthia II, 148, p. 96–98, Klagenfurt 1958 a.
- MEIXNER, H.: Zum Millerit vom Radlbad bei Gmünd, Kärnten.– Carinthia II, 148, p. 98–99, Klagenfurt 1958 b.
- MEIXNER, H.: Flußspatkristalle aus dem Granit vom Pflüghof im Maltatal, Kärnten.– Der Karinthian, 39, p. 46–47, Klagenfurt 1959.
- MEIXNER, H.: Laumontit und Desmin aus Klüften des Granits vom Pflüghof bei Gmünd, Kärnten. – Carinthia II, 156, p. 103–104, Klagenfurt 1966.
- MEIXNER, H.: Chabasit-Kristalle aus Klüften im Granit vom Pflüghof, Maltatal, Kärnten.– Carinthia II, 165, p. 15, Klagenfurt 1975.
- MEIXNER, H.: Chabasit-Kristalle und andere Minerale vom Pflüghof im Maltatal, Kärnten.– Carinthia II, 167, p. 10, Klagenfurt 1977.
- MEYER, J.: Geologie des mittleren Liesertales mit Gmeineck und Tchiernock (Kärnten). – Unveröff. Diss. formal- u. naturw. Fak. Univ. Wien, 138 S., Wien 1977.

- MEYER, J.: Bericht 1977 über Aufnahmen im Penninikum, im Unterostalpin und im ostalpinen Altkristallin auf Blatt 182, Spittal a. d. Drau. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1978, H. 1, p. A 137–138, Wien 1979.
- MUSSNIG, R., PINTARITSCH, E. & LICHTENEGGER, G.: Die baulichen Anlagen der Kraftstation Rottau. In: Kraftwerksgruppe Malta, p. 114–124, Verlag Herget (Energiewirtschaft), Wien 1976.
- NAGL, H.: Geomorphologie der Region um den Katschberg und der benachbarten Gebirgsgruppen. – Geograph. Jahressber. Österr., 31, p. 133–168, Wien 1967.
- NGGLI, P.: Gesteine und Mineralagerstätten, I. – Birkhäuser, 540 S., Basel 1948.
- NOWOTNY, A.: Die Geologie des Katschberges und seiner Umgebung. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 160 S., Wien 1976.
- PENCK, A.: Der Draugletscher und die Gletscher des Murgebietes. In: PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. – Tauchnitz, 1197 S., Leipzig 1909.
- SCHÖNLAUB, H. P., EXNER, Ch. & NOWOTNY, A.: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1976, H. 2, p. 115–145, Wien 1976.
- SENFEL, E. & EXNER, Ch.: Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1973, H. 2, p. 209–234, Wien 1973.
- STABER, R.: Tertiärknohlen in Oberkärnten. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1933, H. 7/8, p. 108–112, Wien 1933.
- THIELE, O.: Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf Blatt Tamsweg (157). – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1960, H. 3, p. A 85–86, Wien 1960.
- TISCHLER, S. E. & UCİK, F. H.: Schichtgebundene Sulfidmineralisation (Typus Schellgaden) in der Schieferhülle des östlichen Tauernfensters. – Carinthia II, 169, p. 371–407, Klagenfurt 1979.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, I. – Deuticke, 766 S., Wien 1977.
- UCİK, F. H.: Der Asbestschurf beim Peitler oberhalb St. Peter bei Rennweg im Liesertal, Kärnten. – Archiv Lagerst. Forsch. Ostalpen, 15, p. 15–27, Leoben 1975.
- UHLIG, V.: Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., I, 117, p. 1379–1422, Wien 1908.
- WEISS, E. H.: Die geologischen Verhältnisse und die baugeologischen Erfahrungen im Katschbergtunnel. In: „Tauernautobahn“, p. 513–528, Tauernautobahn AG, Salzburg 1976.

Manuskript bei der Schriftleitung eingegangen am 17. 3. 1980.

Erläuterungen zu den Tafeln 3 bis 6:

Tafel 3.

Göß-Kern: 1 = Granit- und Granodioritgneis.

Altes Dach des Göß-Kernes: 2 = Migmatischer Bändergneis, Paläosom: Amphibolit, Neosom: Aplitgneis.

Draxel-Serie: 3 = Granatglimmerschiefer (30 bis 40 m).

Geometrische Fortsetzung der *Tonalitgneisdecke:* 4 = Amphibolit (10 m).

Geometrische Fortsetzung des *Hochalm-Kernes* mit Einfaltung von Hüllgesteinen: 5 = Granit- und Aplitgneis (250 m). 6 = Strahlsteinfels (Serpentin-Begleitgestein), Amphibolit und Bändergneis (3 m). 7 = Granatglimmerschiefer (40 m) mit 8 mm großen Granatkristallen; s: 12/20 E, Lineation = Faltenachse: 40/12 N. 8 = Amphibolit (10 m). 9 = Grobkörniger Augengranitgneis (25 m). 10 = Kleinkörniger Paragneis und Biotitschiefer.

Geometrische Fortsetzung der *Silbereck-Serie:* Quarzit (1,5 m).

Storz-Serie (Basis des Deckensystems der Oberen Schieferhülle): 12 = Amphibolit (10 m), s: 40/23 SE. 13 = Paragneis, Chlorit- und Biotitschiefer (3 m); spitz gefalteter Bändergneis (5 m), s: 37/34 SE, Faltenachse: 144/25 SE. 14 = Amphibolit (10 m). 15 = Quarzdioritgneis (40 m) mit Quarzadern, s: 42/32 SE, Lineation: 146/23 SE. 16 = Grobkörniger Biotit-Epidot-Amphibolit (1 m). 17 = Quarzdioritgneis (150 m), an seiner Basis: Lagerquarz (0,5 m); s: 52/22 SE, Lineation: 160/22 S. 18 = Amphibolit (15 m). 19 = Migmatitgneis und Amphibolit (15 m). 20 = Amphibolit (50 m). 21 = Prasinit (10 m). 22 = Migmatischer, chlorit- und hellglimmerführender Augengneis mit Amphibolitlagen (10 m), s: 12/24 E, Lineation = Faltenachse: 148/16 SE. 23 = Augengranitgneis (80 m), Chlorit und Hellglimmer führend, s: 38/26 SE, Lineation = Faltenachse: 156/21 SE. In der Steilwand prächtige Falten im 10 m-Bereich.

Kareck-Serie: 24 = Migmatischer Bändergneis, Stengeltektonit; Paläosom: Chloritreicher Gneis, Neosom: Aplitgneis, s: 12–26/24–28 E, Hauptlineation = Stengelachse: 137/23 SE. Achse der jungen Knitterung: 15/8 S. 25 = Prasinit, wechsellagernd mit Amphibolit und Aplitgneis.

Periphere Schieferhülle:

Murtörl-Serie: 26 = Schwarzschiefer (35 m), teilweise mit dunklen Albitknoten, s: 20/25 E.

Schrovin-Serie: 27 = Heller Serizitschiefer mit Albitblasten (4 m). 28 = Phengitquarzit (0,5 m) vom Typus Lantschfeldquarzit, s: 9/28 E, Achse der Kleinfalten: 4/horizontal.

Glockner-Serie: 29 = Grünschiefer, s: 10/32 E. 30 = Kalkschiefer (ca. 100 m) mit einer Schwarzphyllitlage, s: 163–170/22–48 E, Lination: 90/22 E. 31 = Quarzit, s: 138–163/33 SE. 32 = Grünschiefer (30 m), s: 142–152/26–34 SE, Lination: 72–107/32–35 E. 33 = Kalkschiefer (80 m).

Tauern-E-Rahmzone (Katschbergzone): 34 = Schwarzschiefer (Zone des Fuscher Phyllits). 35 = Mesozoische Schollen (15 m) vermengt mit Quarzphyllit (Tschaneck-Schollenzone). 36 = Serpentin (60 bis 80 m). 37 = Quarzphyllit (Katschberg-Quarzphyllit). 38 = Altpaläozoischer Eisendolomit (1,5 m) als Schollen im Quarzphyllit (Lisabichl-Schollenzone). 39 = Mylonit. 40 = Diaphthoritischer Quarzphyllit.

Quartär: 41 = Moräne. 42 = Alluvionen.

Tafel 4.

A. Profil Winterriegel – Maltastollen. 1 = Granit- und Granodioritgneis (*Göß-Kern*). 2 = Bändergneis-Zwischenlagen in diesem. 3 = Granit- und Granodioritgneis. 4 = Amphibolit (*Altes Dach des Göß-Kernes*) s: 125/30 NE, Lination: 120/12 W. 5 = Migmatischer Bändergneis (30 m); Paläosom: Amphibolit und Prasinit; Neosom: Aplitgneis. 6 = Biotitführender Aplitgneis (50 m) mit Lagen und Schollen von Amphibolit. 7 = Granatglimmerschiefer (*Draxel-Serie*, 160 m), aplitisch injiziert und mit 8 = Graphitquarzit. Das Profil am Grat zeigt von unten nach oben folgenden Bau der Draxel-Serie: Granatglimmerschiefer (50 m) mit 7 mm großem Granat und mit einer Graphitquarzitlage (0,1 m). Darüber (bei P. 2518) Migmatitgneis (40 m), Paläosom: Glimmerschiefer, Neosom: Aplitgneis. Darüber Graphitquarzit (spitz gefaltet, 3 m), s: 110/20 NE, Lination: 110/horizontal. Darüber Granatglimmerschiefer (4 m). Darüber derselbe Migmatitgneis (28 m). Darüber Granatglimmerschiefer (30 m). Darüber Aplitgneis (5 m), mit Glimmerschiefer-Schollen. Im Maltastollen sind die Granatglimmerschiefer zwischen den Stationen 3980 und 4198 m zusammen mit Granatquarzit und mit Gneislagen aufgeschlossen. Zwischen den Stationen 4236 und 4300 m bildet der Granatglimmerschiefer ein domförmiges Gewölbe. 9 = Mittelkörniger leukokrater Granitgneis (15 m, Basis der *Tonalitgneisdecke*), s: 90/26 N. Im Maltastollen als Bändergneis zwischen den Stationen 4198 bis 4206 m und über dem Glimmerschiefer-Dom aufgeschlossen. 10 = Tonalitgneis (600 m), s: 85/28 N, Lination: 90/15 W. Im Maltastollen Stationen 4206 bis 4236 und 4300 bis 7260 m. Bei Station 4410 m: Granodioritische Varietät. Station 4630: Tonalitgneis s: 82/30–53 N. Bei den Stationen 5830 und 6340 m: Pegmatitgänge im Tonalitgneis. Station 6750 m: Tonalitgneis s: 120/47 N. 11 = Grobkörniger Granitgneis (*Hochalm-Kern*). Im Maltastollen ist der Grenzbereich infolge mehrfachen Wechsels zwischen Tonalitgneis und Granitgneis unscharf.

B. Profil Hochalmkarspitze – Tripp Ochsenhütte.

1 = Granit- und Granodioritgneis (*Göß-Kern*). 2 = Amphibolit (50 m, *Altes Dach des Göß-Kernes*) s: 85/30 N, Lination: 108/16 W. 3 = Biotitführender Aplitgneis (80 m) mit einer Bändermigmatitlage, deren Paläosom aus Amphibolit besteht. 4 = Granatglimmerschiefer (30 m, *Draxel-Serie*) mit einer Aplitgneislage, s: 98/22 N. 5 = biotitführender Augengranitgneis (12 m, Basis der *Tonalitgneisdecke*). 6 = Tonalitgneis, s: 115/15–20 N, Lination: 115/5–8 W. Im Tonalitgneis diskordante Aplit- und Pegmatitgänge. 7 = Trümmergrat aus Tonalitgneis.

C. Profil Trippalmkar Ostgrat – Kleine Hochalm spitze.

1 = Granit- und Granodioritgneis (*Göß-Kern*). 2 = Amphibolit (*Altes Dach des Göß-Kernes*), s: 75/28 N, Lination: 100/10 W. 3 = Migmatischer Bändergneis, Paläosom: Amphibolit, Neosom: Aplitgneis, s: 78/26 N, Lination: 115/18 W. 4 = Bändermigmatit, Paläosom: Biotit-Hellglimmer-Quarz-Schiefer, Neosom: Aplitgneis. 5 = Aplitgneis. 6 = Granatglimmerschiefer (*Draxel-Serie*, 240 m) mit 6 Graphitquarzitlagen (Signatur 7), die jeweils 0,1 bis 1 m mächtig sind und am Grat in Seehöhe 2440, 2460, 2470, 2495, 2500 und 2530 m aufgeschlossen sind. Der Granatglimmerschiefer wird am Grat von Aplitgneis migmatisch durchdrungen in Seehöhe 2480 und 2510 m; s: 20/10–20 W, Lination: 115/10 W. 8 = Biotitführender Aplitgneis (4 m, Basis der *Tonalitgneisdecke*). 9 = Tonalitgneis, s: 70/20 N, Lination 100–108/10 W.

D. Profil Schmiednock – Gößtal – Tandspitze.

1 = Granit- und Granodioritgneis (*Göß-Kern*). 2 = Migmatischer Bändergneis (*Altes Dach des Göß-Kernes*), Paläosom: Amphibolit, Neosom: Aplitgneis. Darinnen 10 m dicke Lagen von Amphibolit und Aplitgneis. Raumlage unter dem Draxelnock: s: 87/35 N, Lination: 87/10 W. 3 = Granatglimmerschiefer (*Draxel-Serie*). Am Draxelnock mit 1 cm großen Granatkristallen und mit Raumlage: s: 122–125/37–45 N, Lination: 132/28 N. Auf der Tandspitze ist der Granatglimmerschiefer 40 m mächtig und enthält 3 cm große Granate. Die Raumlage beträgt dort: s: 32–36/22 SE. 4 = Tonalit-Phyllonit, postkristallin deformiert, spitz gefaltet (Basis der *Tonalitgneis-*

decke), s: 62/24 NW, Hauptlineation mit Elongation des Biotits: 120/12 W, junge Knitterungsachse: N-S/15 N. 5 = Tonalitgneis, s: 107/38 N, Lineation: 112/10 W. Bärennock: 6 = Amphibolit (10 m). Es fehlt der Tonalitgneis. 7 = Aplit- und Granitgneis (250 m mächtig, geometrische Fortsetzung des Hochalm-Kernes), s: 15/25 E, Lineation: 130/14 SE.

Tafel 5.

1 = Granit- und Granodioritgneis (*Göß-Kern*). 2 = Bändergneis und Amphibolit (*Altes Dach des Göß-Kernes*). 3 = Granatglimmerschiefer und 4 = Graphitquarzit (*Draxel-Serie*). 5 = Biotitführender Augengranitgneis mit migmatischen Schollen und Lagen von Granatglimmerschiefer (Basis der *Tonalitgneisdecke*). 6 = Tonalitgneis. 7 = Trümmergrat aus Tonalitgneis. 8 = Amphibolit (geometrische Fortsetzung der Tonalitgneisdecke). 9 = Augengranitgneis (geometrische Fortsetzung des Hochalm-Kernes). 10 = Hornblende-Granatglimmerschiefer. 11 = Paragneis, Amphibolit und Migmatit. 12 = Bündnerschiefer der Silbereckserie. 13 = Augengranitgneis, 14 = Paragneis, Amphibolit und Migmatit der Storzserie. 15 = Serpentin der Storzserie. 16 = Moräne und Gehängeschutt. 17 = Bergsturz-Blockwerk. 18 = Alluvionen.

Tafel 6.

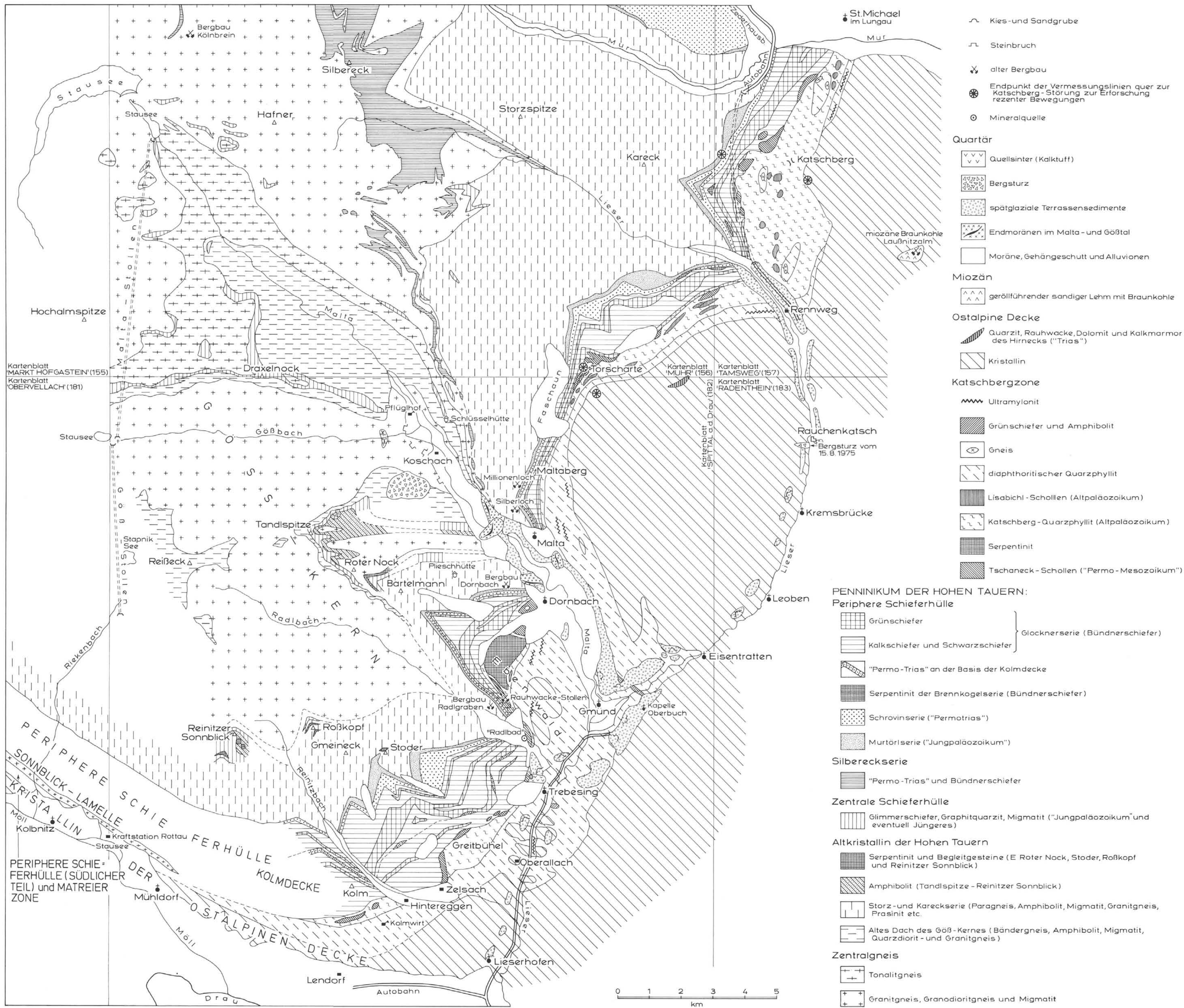
A: 1 = Augengranitgneis (*Göß-Kern*), s: 75/18 S. 1 a = Grobflaseriger biotitreicher Augengranitgneis (? Fortsetzung des Hochalm-Kernes, Mächtigkeit: 150 m), s: 64/19 S, Lineation: 85/13 E. 2 = Biotitreicher Migmatitgneis und Biotitschiefer (? Fortsetzung des Alten Daches des Göß-Kernes und der Draxelserie, Mächtigkeit: 20 m), s: 65/34 S, Lineation: 112/34 S. 3 = Glimmerschiefer (20 m) mit Biotit und Hellglimmer und mit dünnen Amphibolitlagen (? Fortsetzung der Silbereckserie). Storzserie: 4 = Amphibolit (100 m) mit Lagen von Grobkornamphibolit, s: 48/35 SE, Lineation: 140/31 SE. 5 = Strahlsteinfels (Serpentinbegleitgestein 2 m). 6 = Amphibolit (20 m). 7 = Aplitisch injizierter Paragneis und gefalteter Biotitschiefer (100 m), s: 50/30 SE, Faltenachse: 131/30 SE. 8 = Amphibolit (20 m). 9 = Strahlsteinfels (Serpentinbegleitgestein 2 m). 10 = Paragneis (30 m), s: 50/30 SE. 11 = Amphibolit (20 m). 12 = Kleinkörniger Biotitparagneis und Biotitschiefer, s: 45/28 SE, Lineation: 150/28 SE, 13 = Strahlsteinfels, Talkschiefer und Ankerit-Talk-Schiefer (Serpentinbegleitgesteine 2 m). 14 = Kleinkörniger Paragneis (10 m). 15 = Amphibolit mit Paragneis (10 m). 16 = Kleinkörniger Paragneis, Stengeltektonit (15 m), s: 95/39 S, Walzenachse: 135/27 SE. 17 = Glimmerschiefer mit Biotit und Hellglimmer (30 m) und mit dünnen Amphibolitlagen. 18 = Scharfe tektonische Grenzfläche streicht 100° und fällt 55° S. Der Glimmerschiefer ist unter dieser Überschiebungsfäche intensiv kleingefaltet mit straffer Regelung der Faltenachse: 135/20 SE. 19 = Augengranitgneis. 20 = Ultramylonit (3 m).

B: 1 = Granitgneis, s: 110/35 S, Lineation: 157/23 S. 2 = Bändergneis (40 m). 3 = Granatglimmerschiefer (25 m). 4 = Amphibolit (15 m) mit Aplitadern. 5 = Granatglimmerschiefer (10 m). 6 = Gefalteter Amphibolit mit Aplitlagen (20 m). In SH. 2400 m befindet sich eine 3 m tiefe Bergbau-Pinge. 7 = Glimmerschiefer (10 m), Biotit und Hellglimmer führend, aplitisch geädert, s: 130/41 SW, Lineation: 157/20 S. 8 = Aplitisch gebänderter Amphibolit (20 m) mit Linsen von Serpentin und Strahlstein-Ankerit-Fels. 9 = Amphibolit (2 m). 10 = Glimmerschiefer (125 m) mit 1 cm großen Biotitblasten, s: 113-117/31-35 S, Lineation: 148-156/20-25 S. 11 = Amphibolit (15 m), aplitisch geädert, s: 135/45 SW, Lineation: 158/22 S. 12 = Augengranitgneis (25 m) mit 2 cm großen Knaf-Augen, s: 124/42 SW, Lineation: 152/17 S. 13 = Grobkornamphibolit (10 m) mit Lagen von mittelkörnigem Amphibolit, aplitisch geädert. 14 = Glimmerschiefer (4 m), Biotit und Hellglimmer führend, mit Aplitlagen. Boudins (0,2 m) von Strahlsteinfels (Serpentinbegleitgestein), s: 118/32 S, Faltenachse: 145/20 S. 15 = Amphibolit (6 m). 16 = Augengranitgneis mit 3 cm großen Knaf-Augen, s: 115/44 S, Lineation: 152/31 S.

GEOLOGISCHE KARTE DER HOHEN TAUERN BEI GMÜND

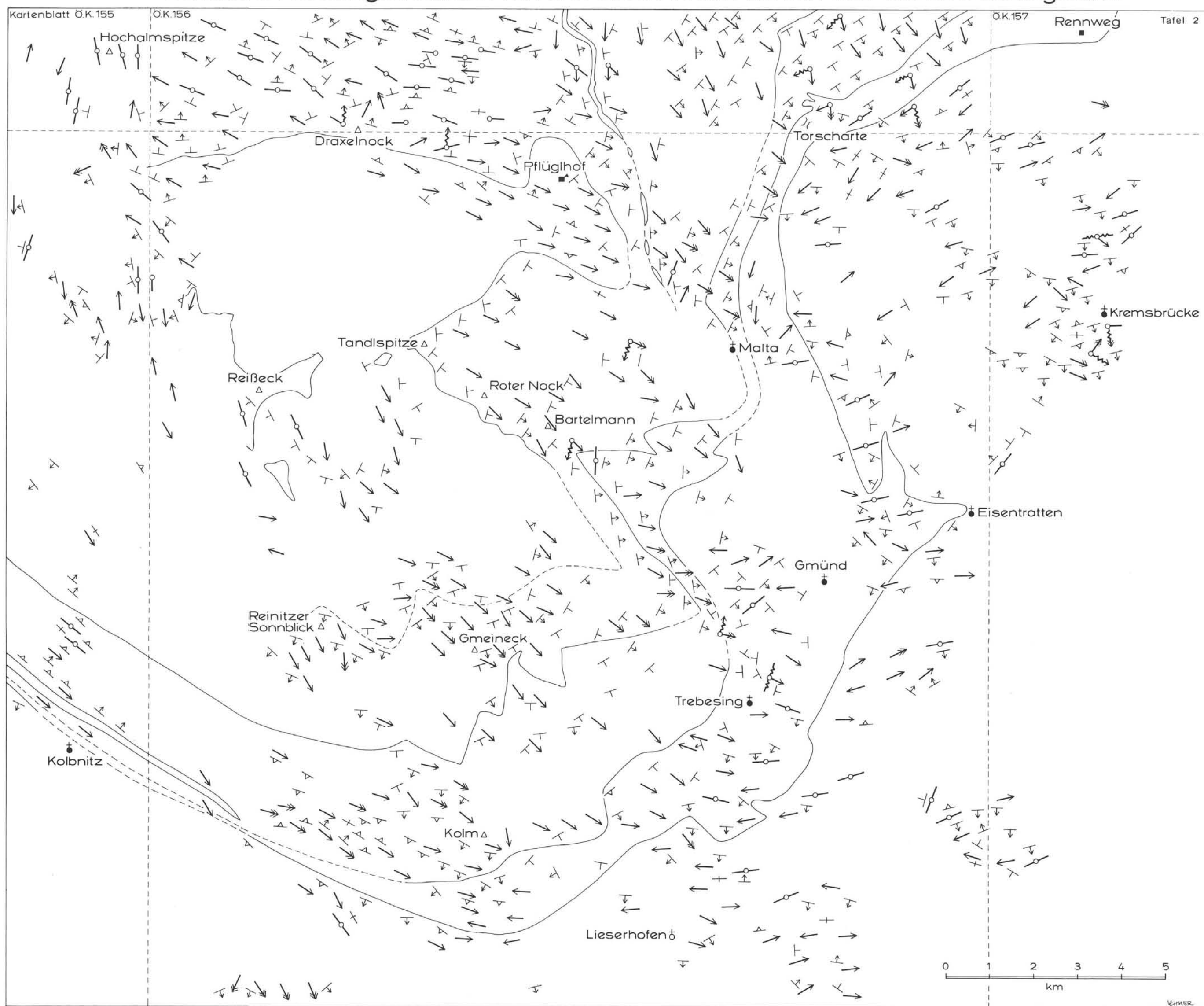
von CH. EXNER 1980

mit Berücksichtigung der geologischen Aufnahmen von A. NOWOTNY 1976 (Katschberg) und J. MEYER 1977 (Gmeineck-SW-Flanke).



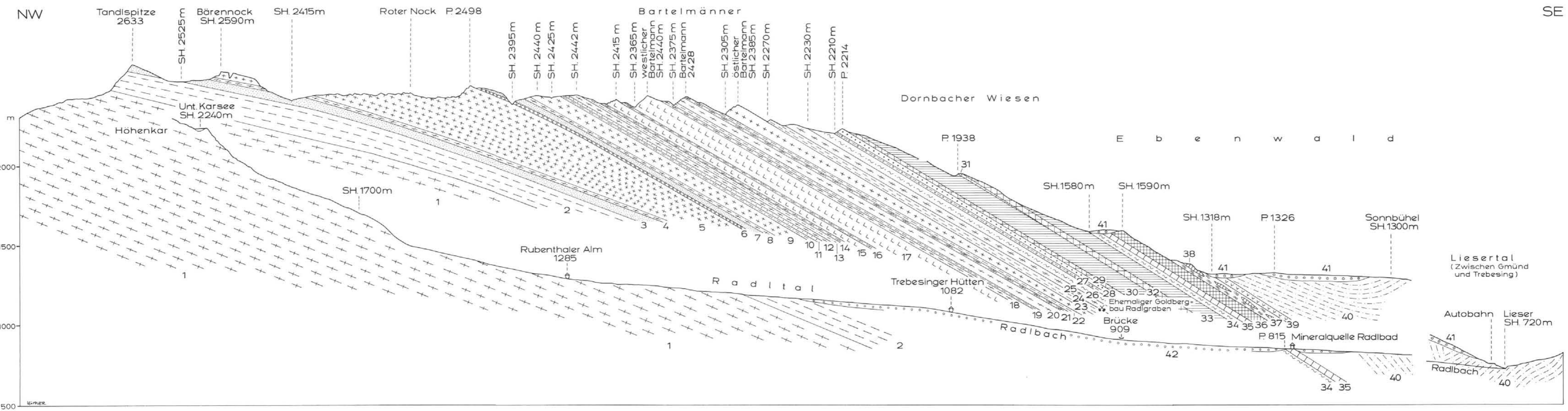
STRUKTURKARTE DER UMGEBUNG VON GMÜND IN KÄRNTEN

Sämtliche Messungen wurden von CH. EXNER in den Jahren 1947 bis 1979 durchgeführt



PROFIL DURCH DIE SE - FLANKE DES GÖSS - GNEISKERNES BISZUM RANDE DES TAUERNFENSTERS

CH. EXNER 1970-1979

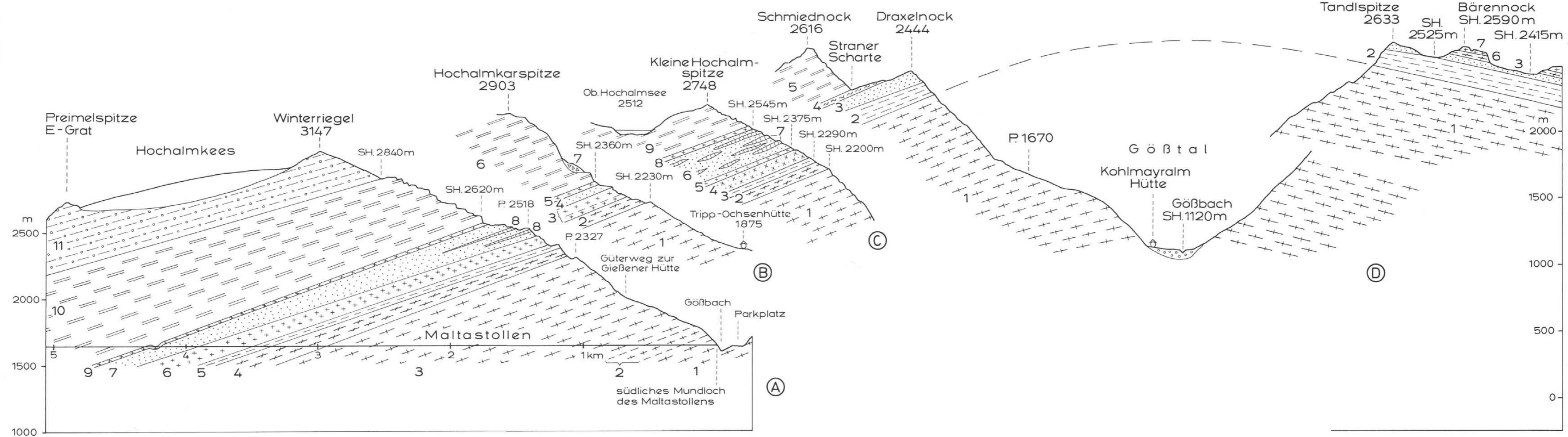


PROFILE DURCH DEN GÖSS - GNEISKERN UND SEINE HÜLLE

CH. EXNER 1970-1979

N13°E

S13°W

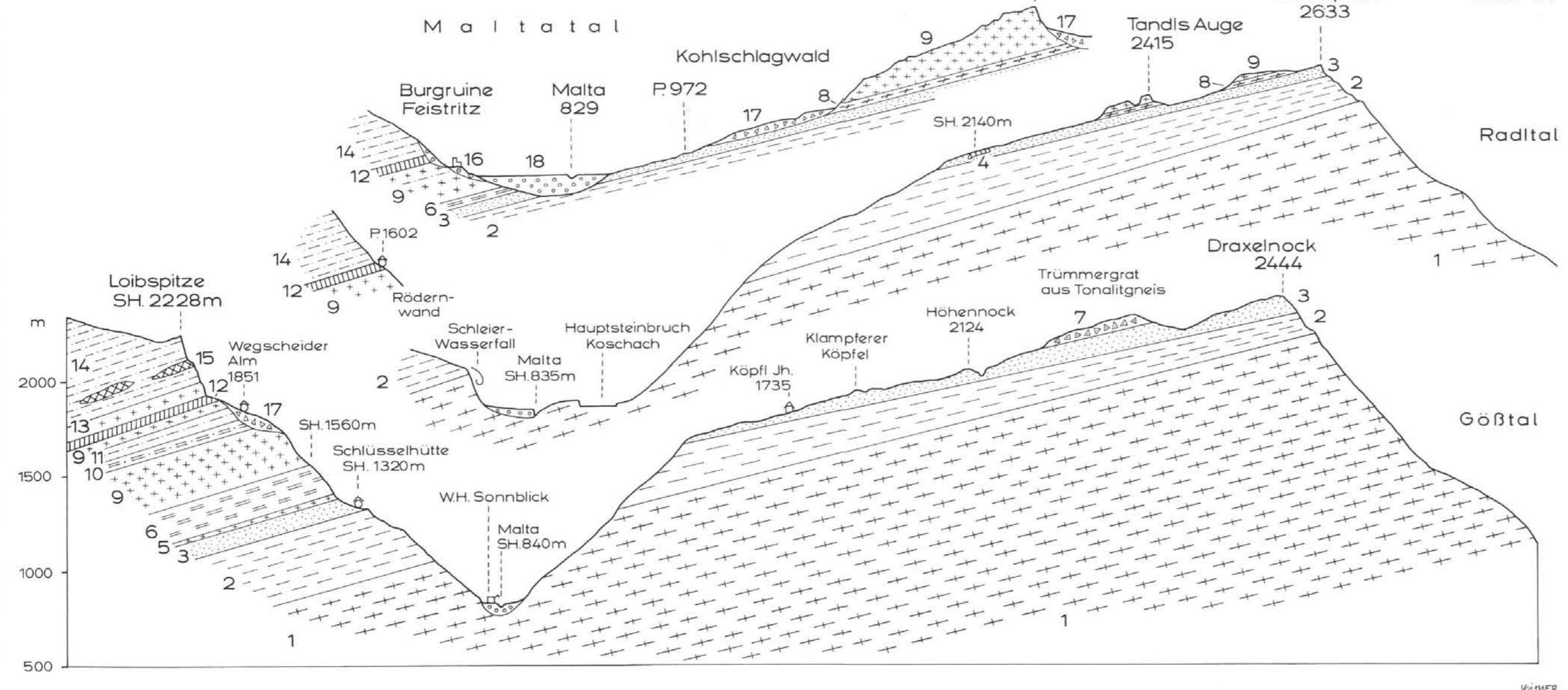


PROFILE DURCH DIE NE-FLANKE DES GÖSS - GNEISKERNES UND HÜLLE

CH. EXNER 1970-1979

N55°E

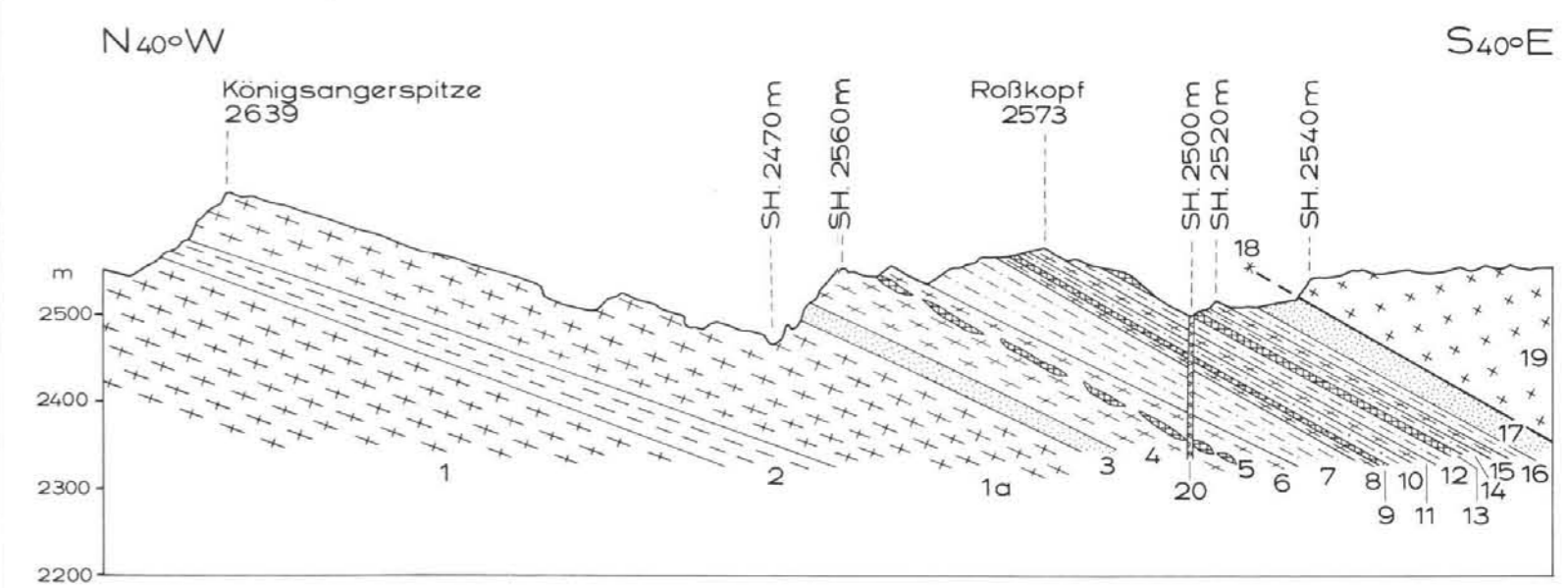
S55°W



PROFILE DURCH DIE GLIMMERSCHIEFER-VORKOMMEN SÜDLICH DES GÖSS - GNEISKERNES

CH. EXNER 1970-1979

A. Profil Roßkopf:



B. Profil Reinitzer Sonnblick:

