

Erläuterungen zur Geologischen Karte des mittleren Lungaus

von

Christof EXNER

Mit geologischer Karte 1 : 25.000 (2 Teile)
und mit 3 Abbildungen

Anschrift des Verfassers:

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

Inhalt

Zusammenfassung	2
Abstract	3
1. Vorwort	3
2. Landschaft und „Tauernfenster“	5
3. Erforschungsgeschichte	6
4. Tektonische Übersicht	7
5. Penninische Decken	10
5.1. Deckensystem der peripheren Schieferhülle	10
5.2. Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Fuscherphyllit-, Matreizone)	15
6. Ostalpine Decken	17
6.1. Radstädter Deckensystem	17
6.1.1. Allgemeines	17
6.1.2. Die Gesteine	21
6.1.2.1. Basement	21
6.1.2.2. Altpaläozoischer Phyllit	22
6.1.2.3. Perm	23
6.1.2.4. Trias	24
6.1.2.5. Jura	25
6.2. Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse	26
6.2.1. Schladminger Gneisdecke	26
6.2.2. Lessacher Phyllonitzone	27
6.2.3. Nock-Kristallin	27
7. Jungtertiär (?)	30
8. Quartär	30
9. Strukturen	32
10. Alter Bergbau, Steinbrüche, Kiesgruben etc.	34
11. Druckfehlerberichtigung zur geologischen Karte	35
12. Literatur	36

Zusammenfassung

Die geologische Karte des mittleren Lungaus (Salzburg/Kärnten in Österreich) zeigt die periphere Schieferhülle und Matreier Zone der Hohen Tauern in der NE-Ecke des Tauernfensters. In den Radstädter Tauern (unterostalpine Position) werden besonders die Gneislamellen des Basement mit regressiver alpidischer Metamorphose und der altpaläozoische Phyllit detailliert gegliedert. Die Schladminger Gneisdecke besitzt im Lungau eine Synklinale aus Granatglimmerschiefer mit Pseudomorphosen nach Staurolith. Das Nock-Kristallin läßt an der Basis eine Zone regressiver Metamorphose (phyllitischer Granatglimmerschiefer) erkennen. Darüber folgt eine Wechsellagerung von Granatglimmerschiefer und Paragneis. Darüber liegt der 1.500 m mächtige Biotit-Plagioklas-Gneis (Bundschuh-Paragneis).

Abstract

The geological map of the middle part of Lungau (Salzburg/Kärnten in Austria) shows the Peripheric Schieferhülle and the zone of Matrei at the NE-corner of the window of the Hohe Tauern. The Radstädter Tauern have a Lower-Eastalpine tectonic position. Here the gneiss-lamellae of the basement with regressive Alpine metamorphism and the Lower-Paleozoic phyllites were particularly investigated. In the region of Lungau the gneiss-nappe of Schladming comprises a syncline of staurolite-garnet-micaschists. The basis of Nock-Kristallin consists of a big diaphthoritic zone (regressive metamorphism). This is overlain by an alternating succession of garnet-micaschists and paragneisses. At the top a rather monotonous layer of biotite-plagioclase-gneiss (paragneiss of Bundschuh) has a thickness of 1.500 m.

1. Vorwort

Die geologische Karte des mittleren Lungaus im Maßstabe 1:25.000 wurde vom Verfasser in den Jahren 1981 bis 1988 neu aufgenommen. Die topographische Grundlage bildet die Österreichische Karte Nr. 157, Tamsweg (Westteil). Die Aufnahmen wurden als auswärtige Mitarbeit bei der geologischen Landesaufnahme der Geologischen Bundesanstalt durchgeführt.

Der Druck der geologischen Karte wurde mit Genehmigung der Direktion der Geologischen Bundesanstalt im Rahmen der wissenschaftlichen Arbeiten des Instituts für Geologie der Universität Wien ermöglicht. Die Karte ist als Vorarbeit für das in Vorbereitung befindliche geologische Kartenblatt Tamsweg 1:50.000 der Geologischen Bundesanstalt anzusehen.

Die Darstellung des Twenger Wandzuges wurde aus der vorzüglichen, stratigraphisch reich gegliederten, geologischen Karte 1:10.000 von Professor TOLLMANN (1961a) übernommen, wobei grob schematisch vorläufig vorgegangen wurde. Das gesamte übrige Gebiet wurde vom Verfasser neu begangen. Wertvolle Hilfe lieferten die den Doktordissertationen der Herren LETOUZE-ZEZULA (1976) und NOWOTNY (1976) zugehörigen geologischen Karten 1:10.000 der Lessacher Phyllonitzone und der Umgebung des Katschberges.

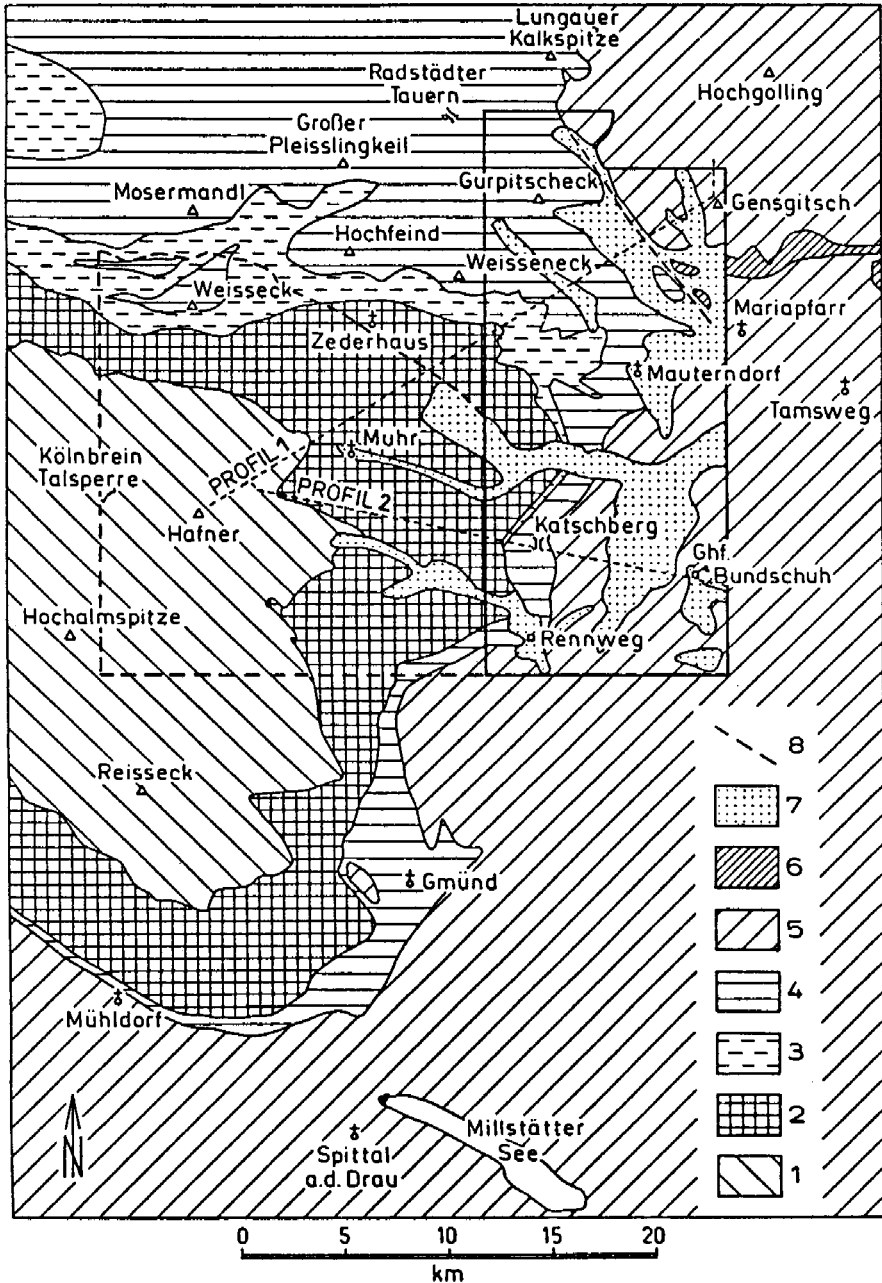
Die vorliegende geologische Karte des mittleren Lungaus schließt unmittelbar an die geologische Karte der Hafnergruppe an (siehe Abb. 1).

Die folgenden Erläuterungen zur geologischen Karte des mittleren Lungaus sind möglichst kurz und übersichtlich gehalten. Sie wollen nicht nur dem Fachgeologen, sondern auch einem weiteren Kreis naturwissenschaftlich und technisch interessierter Kollegen den Einstieg zum Verständnis der geologischen Karte erleichtern.

Die wissenschaftlichen Probleme und die neuen Beobachtungen im Gelände und am petrographischen Arbeitsmikroskop sowie gründliche Bezugnahme auf die bestehende ältere geologische Literatur wurden recht ausführlich in der umfangreichen Monographie: „Geologie des mittleren Lungaus“ (EXNER 1989) behandelt.

Der Dank des Verfassers gilt zahlreichen Kollegen für ihre Anregungen und besonders unserem Mitarbeiter, Herrn Lektor L. LEITNER für die exzellente Arbeit zum Druck der geologischen Karte.

Die Position der geologischen Karten der
HAFNERGRUPPE (links) und des MITTLEREN
LUNGAUS (rechts) am Ostrand des Tauernfensters



2. Landschaft und „Tauernfenster“

Die geologische Karte des mittleren Lungaus umfaßt den SE-Teil der Radstädter Tauern mit dem Speiereck- und Gurpitscheck-Kamm, einen Ausläufer der Schladminger Tauern (Gensgitsch), den E-Rand der Hohen Tauern am Katschberg und einen NW-Zipfel der Nockberge (Bundschuhtal). Zwischen diesen Gebirgsgruppen befindet sich die über 1.000 m Seehöhe gelegene Beckenlandschaft des Lungaus mit den Ortschaften Mauterndorf, St. Michael und St. Margarethen. Das früher recht abgelegene Siedlungsgebiet des Lungauer Beckens ist heute durch die um das Jahr 1979 eröffnete Tauernautobahn als N–S-Strecke quer durch den Alpenhauptkamm an die große Welt angeschlossen.

Der Lungau gehört zum Land Salzburg und wird von der Mur entwässert. Ihre Zuflüsse im Kartenbereich erfolgen durch das eigentliche Mur-Quelltal (Murwinkel), das Zederhaustal (mit Autobahn), das Taurachtal mit der Ortschaft Tweng und der Bundesstraße zur Paßhöhe des Radstädter Tauern, das Weißpriachtal (alte Bezeichnung: „Longa“, aus dem wahrscheinlich das Wort „Lungau“ abzuleiten ist), ferner das Lignitz-, Leißnitz- und Bundschuhtal. Die Grenze zwischen den Bundesländern Salzburg (Lungau) und Kärnten (Einzugsbereich des Liesertales) verläuft vom Katschberg (Autobahntunnel und gleichnamiger Paß der Bundesstraße) zu den Nocken (Aineck, Schöngelitzhöhe, Schwarzwand). Die vorliegende geologische Karte beinhaltet somit außer dem mittleren Lungau auch einen kleinen Teil Kärntens mit dem sogenannten Katschtal (Liesertal bei der Ortschaft Rennweg), dem Laußnitzbach und dem Oberlauf des Blareitbaches.

Der Ausdruck „Nock“ gilt für die breiten Bergkuppen der ostalpinen Decke E Katschberg. Morphologisch gehören sie einer wahrscheinlich jungtertiären Altfläche (Nockfläche) an. Sie wurde mittels Flexur (jungtertiäre und quartäre tektonische Störungen) zum Lungauer Becken niedergebogen und steigt am S-Rand der Schladminger Tauern wieder in die Höhe.

Einen markanten Gegensatz zur Nockfläche bilden die wie mit dem Lineal gezogenen, mit 20 bis 40° Neigung nach E fallenden isoklinalen Schieferhänge der Hohen und der Radstädter Tauern. Die Ursache dieses, die Landschaft beherrschenden Phänomens liegt in der geologisch jungen Hebung (Jungtertiär und Quartär) der Hohen Tauern und ihres Randes (Radstädter Tauern).

Die Nockfläche dürfte über die Gipfel der Hohen Tauern bis zu etwa 6 km Seehöhe ansteigen. Durch die junge Hebung gelangt W Katschberg ein tieferes Stockwerk des Alpenbaues an die Gebirgsoberfläche (penninische Decken). Dieses in den Westalpen verbreitete Stockwerk (Namen nach den penninischen Alpen: Monte Rosa, Mat-

Abb. 1: Die Position der geologischen Karte der HAFNERGRUPPE (links) und des MITTLEREN LUNGAUS (rechts) am Ostrand des Tauernfensters.

- 1 = Innere tektonische Zonen des penninischen Tauernfensters
- 2 = Deckensystem der peripheren Schieferhülle
- 3 = Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Fuscher Phyllit, Nordteil der Matreier Zone)
- 4 = Radstädter Deckensystem und Südteil der Matreier Zone
- 5 = Hauptkörper der Ostalpinen Kristallin-Schubmasse und höhere tektonische Zonen
- 6 = Lessacher Phyllonitzzone
- 7 = Quartär. Nur im Bereich der geologischen Karten (Hafnergruppe und Mittlerer Lungau) berücksichtigt
- 8 = Weißpriach-Störung

terhorn etc.) baut u.a. in den Ostalpen die Hohen Tauern und Zillertaler Alpen auf. Sie bilden als „Tauern im allgemeinen“ eine in E–W-Richtung 70 km lange und senkrecht dazu etwa 30 km breite penninische Zone zwischen Katschberg und Brenner. Und diese penninischen Tauern ragen infolge junger Hebung und Erosion aus dem Rahmen des überlagernden höheren Alpenstockwerkes (ostalpine Decken) auf. Man nennt in der Geologie den durch die Abtragung eines höheren Stockwerkes freigelegten und heute an der Gebirgsoberfläche sichtbaren Teil des tieferen Stockwerkes ein „tektonisches Fenster“. Diesbezüglich bilden die Tauern ein solches tektonisches Fenster zwischen Katschberg und Brenner.

Der Begründer dieser Theorie des „Tauernfensters“, welche heute recht allgemein anerkannt wird, ist der Franzose P. TERMIER (1903). Er verglich sehr treffend den Landschaftskörper (E-fallende Isoklinahänge der Tauern W Katschberg) mit einem stolzen sinkenden Schiff, das im eintönigen Wellenmeer der Nockberge untergeht.

Die penninischen Schiefer werden in der NW-Ecke der vorliegenden geologischen Karte von den ebenfalls E einfallenden Dolomitzügen der Radstädter Tauern überlagert (Trias in unterostalpinen Position). Der weithin sichtbare helle Dolomit bildet schroffe Felswände im Bereich um das Taurachtal und im hinteren Weißpriachtal mit Karsterscheinungen. Wechsellagernd mit Quarzit (graugrüne Blockhalden, überzogen von der Landkartenflechte), Kalkmarmor, Gneis und Phyllit stellt dieses Dolomitgebirge (SE-Teil der Radstädter Tauern) ein morphologisch und geologisch abwechslungsreiches Gebiet dar. Seine Schieferflächen versinken gegen E unter die Schladminger Gneisdecke. Diese bildet im Bereich des Weißpriach- und Lignitztales steile Gneis-Felswände.

3. Erforschungsgeschichte

Die Grundlagen wurden im Zuge der ersten geologischen Landesaufnahme der Geologischen Reichsanstalt von STUR (1854) mit den Begriffen und Abgrenzungen von Zentralgneis und Schieferhülle der Hohen Tauern, Altkristallin (Nockgebiet), mit dem Fund von Rundstiel-Crinoiden im Kalkmarmor des Taurachtales und mit der Beschreibung des Mauterndorfer Augen-Granitgneises gelegt. Die zweite geologische Landesaufnahme der Reichsanstalt erbrachte bereits eine von GEYER und VACEK (1893) ausgearbeitete handkolorierte Manuskriptkarte im Maßstab 1:75.000, die mitsamt den Beschreibungen beider Autoren eine Fülle richtiger Beobachtungen enthält. Der Breslauer Professor FRECH (1901) erarbeitete im selben Maßstabe eine feldgeologisch sehr anerkennenswerte geologische Karte und Beschreibung der Radstädter Tauern im Taurachtal mit Ausscheidung älterer Phyllite, Unter-, Mitteltrias und Jura sowie mit der Darstellung und Erkenntnis lokaler tektonischer Überschiebung von älterem Phyllit auf Trias.

Die große Zeit akademischer geologischer Forschung begann mit der Theorie des Tauernfensters im Jahre 1903 (siehe oben!). Die Untersuchungen im vorliegenden Gebiet gingen hauptsächlich von der Universität Wien aus. UHLIG (1908) und KOBER fanden mehrere tektonische Decken im Bereich der Radstädter Tauern. BECKE (1908) untersuchte die Hohen Tauern mit Detailstudien in der Hafnergruppe und am Katschberg. Die petrologischen und tektonischen Ergebnisse machten den vorliegenden Raum zu einem klassischen Gebiet des Deckenbaues der Ostalpen (UHLIG 1909; KOBER 1912, 1922, 1923, 1938, 1955; R. STAUB 1924). Zunächst aus Graz kommend, er-

arbeitete CLAR (1937, 1940) im gegenständlichen Raum der Radstädter Tauern im Einzugsgebiet des Taurachtales wichtige neue stratigraphische (Obertrias, Oberjura) und tektonische Erkenntnisse (geologische Untersuchung des Weißeneck-Speiereck-Kammes und die prinzipielle tektonische Auflösung des Twenger Wandzuges). Als Professor an der Universität Wien bemühte sich CLAR (1953, 1973) um eine detaillierte geologische Neuuntersuchung der gesamten Radstädter Tauern und entwarf wegweisende Modelle zur Tektonik der Ostalpen.

Vor dem 2. Weltkrieg begannen PREY (1938, 1939, 1941) und EXNER (1939) als auswärtige Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt Detailkartierungen auf der alten unzureichenden topographischen Kartenunterlage. Diese Arbeiten wurden durch den Krieg unterbrochen. Auf der vorzüglichen neuen topographischen Österreichischen Karte konnte dann TOLLMANN (seit 1956) meist im Maßstabe 1 : 10.000 mit unerhörtem Fleiß und großem stratigraphischem und tektonischem Erfolg eine Neubearbeitung fast der gesamten Radstädter Tauern vornehmen. Seine Fossilfunde, Fossilbestimmungen, faziellen Vergleiche, Detailstratigraphie, klein- und großtektonischen Beobachtungen haben ihn zum besten Kenner dieses Gebirges gemacht. Die entsprechende Einordnung seiner Detailkarten in den Rahmen des Kartenwerkes der Geologischen Bundesanstalt befindet sich in Ausarbeitung. Für die vorliegende geologische Karte des mittleren Lungaus wurde TOLLMANN's (1961 a) Kartierung des Twenger Wandzuges übernommen und seine Aufnahmeberichte (1961 b, 1962, 1964, 1966), welche den gegenständlichen Abschnitt des Taurachtales betreffen, berücksichtigt.

Ebenfalls auf der neuen topographischen Österreichischen Karte begann THIELE (1960, 1961) im Auftrage der Geologischen Bundesanstalt mit geologischen Aufnahmen im Katschberg- und Nockgebiet. Dann erfolgten die geologische Neukartierung der Hafnergruppe durch EXNER (ab 1961), sehr sorgfältige geologische Kartierungen der Lessacher Phyllonitzone durch ZEZULA (1976), eine Neubearbeitung des Katschberges (NOWOTNY 1976), vorläufige Zusammenfassungen südlicher Randgebiete (EXNER 1980 a und b) und schließlich die Kartierung und Ausarbeitung der vorliegenden geologischen Karte des mittleren Lungaus (EXNER ab 1981). Das letzte Jahrzehnt brachte auch eine petrologische Studie im gegenständlichen Gebiet des Nock-Kristallins (THEINER 1987), radiometrische Messungen im Taurachtal (SLAPANSKY & FRANK 1987) und geomorphologische Beobachtungen (SCHNEIDER 1988).

4. Tektonische Übersicht

Das Nebenkärtchen auf Teil 1 der geologischen Karte des mittleren Lungaus gibt die geologische Übersicht. Das penninische Tauernfenster (Pennin) bildet das tiefere Stockwerk. Es gliedert sich in das Deckensystem der peripheren Schieferhülle und die darüberlagernde Nordrahmenzone (Matreizone im weiteren Sinne, Fuscherphyllit). Das Pennin bildet eine E-fallende Kuppel, die mittelsteil bis flach unter die ostalpinen Decken des höheren Stockwerkes eintaucht. Die Karte bringt die Randpartie des penninischen Tauernfensters zur Darstellung. Die tieferen tektonischen Einheiten des Pennins findet man in der W anschließenden geologischen Karte der Hafnergruppe.

Über das Pennin wurden während der alpidischen Hauptorogenese (Gebirgsbildung während Kreide und Alttertiär) die ostalpinen Decken aufgeschoben. Sie gliedern sich in (1) den Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse, der den E-Teil des Karten-

bereiches aufbaut, und (2) das Radstädter Deckensystem, das zwischen dem Ostalpinen Hauptkörper und dem Pennin liegt. Es ist im N angeschoppt (mehrere Decken in den Radstädter Tauern) und im S reduziert (Katschberg).

(1) Der Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse besteht aus alten Gneisen und Glimmerschiefern (voralpidisches Basement), welche in den Schladminger Tauern (Schladminger Gneisdecke) und im Nockgebiet (Nock-Kristallin) aufgeschlossen sind. Dazwischen befindet sich im Lungauer Becken eine tektonische Quetschzone, die nach der Ortschaft Lessach bei Tamsweg als „Lessacher Phyllonitzone“ bekannt ist. Neben regressiv metamorphem Basement (Phyllonite) enthält sie auch altpaläozoische Phyllite und Karbonatgesteine, welche in streichender Fortsetzung des Murauer Paläozoikums liegen. Allerdings verhüllen quartäre Sedimente des Lungauer Beckens die tatsächlichen Zusammenhänge. In Abb. 1 sind die großräumigen Flächen quartärer Sedimentbedeckung im Bereich des geologischen Kartenblattes des mittleren Lungaus eingetragen. Die tektonische Übersicht (Nebenkärtchen auf Teil 1 der geologischen Karte) stellt hingegen eine abgedeckte Kartenskizze dar und deutet die unter dem Quartär vermuteten tektonischen Grenzen an.

(2) Das Radstädter Deckensystem besteht aus Gneislamellen des Basements mit fossilführenden altpaläozoischen, fossilereen permischen und fossilführenden mesozoischen Sedimenten. Seine Gesteine bildeten ursprünglich den N-Teil der Ostalpinen Schubmasse, welche über das Pennin von S nach N vorgeglichen ist. Dieser N-Teil formte die Stirne der Ostalpinen Schubmasse und wurde vom nachdrängenden Hauptkörper (Schladminger Gneisdecke und Nock-Kristallin) überschoben. Solchermaßen gelangte der Stirnteil in „unterostalpine Position“. Es bildeten sich dabei die Gleit- und Schleppdecken des Radstädter Systems aus. Die Gesteine erlitten unter der Auflast des Ostalpinen Hauptkörpers eine Metamorphose in Grünschieferfazies (Epimetamorphose). Die Gneislamellen des Basements wurden dabei vorwiegend regressiv metamorph umgeprägt, während die paläo- und mesozoischen Sedimente progressive Metamorphose (Tauernkristallisation wie im Pennin) aufweisen.

Die Grenzen des Radstädter Deckensystems nach unten und oben sind teilweise unscharf. Die Grenze zur penninischen Nordrahmenzone der Hohen Tauern zeigt sedimentogene (Olistholithe bei submarinem Vorgeiten der Ostalpinen Schubmasse im Tauernflysch des Fuscher Phyllits) und tektonische Komplikationen (Schuppenbildung).

Nach oben gehen die Radstädter Decken ohne scharfe Grenze in die Schladminger Gneisdecke über. Beiden gemeinsam ist die Permo-Trias in der Fazies der Radstädter Tauern. Die Lamellen und Teildecken in unterostalpinen Position (Radstädter Deckensystem) weichen nach oben dem weniger gegliederten und sehr mächtigen kristallinen Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse. Die Grenze ist hier eher logistischer Natur und wird längs der jüngeren Weißpriach-Störung, in die auch die Lessacher Phyllonitzone eingezwickelt ist, konstruiert.

Auf die Lessacher Phyllonitzone und auf das Radstädter Deckensystem wurde das Nock-Kristallin als südlicher Teil des Hauptkörpers der Ostalpinen Schubmasse aufgeschoben. Altpaläozoischer Phyllit des Radstädter Deckensystems wird vom Nock-Kristallin überlagert. An der Grenze wurde das Nock-Kristallin regressiv metamorph (phyllitischer Granatglimmerschiefer).

Zur Orientierung sei angefügt, welche höheren tektonischen Einheiten bei guter Fernsicht von den Berggipfeln des mittleren Lungaus wahrnehmbar sind. Sie befinden sich allerdings außerhalb der gegenständlichen geologischen Karte: Im N trägt

der kristalline Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse paläozoische (Grauwackenzone im Ennstal) und mesozoisch-alttertiäre Sedimente (Nördliche Kalkalpen mit Dachstein etc.). Im Nockgebiet lagern SE unserer Karte die mesozoischen Schichten der Innerkrems mit der darüberliegenden Gurktaler Decke dem Basement auf. Und im Drautal findet man S unserer Karte wiederum als Auflage über dem Basement die paläozoischen Schichten der Südlichen Grauwackenzone (Goldeck) und den darüber folgenden mesozoisch-alttertiären Drauzug (Latschur S Spittal/Drau, Dobratsch bei Villach) mit Fortsetzung in den Nordkarawanken.

Zur Einführung in die tatsächlich beobachtbaren, zwischen Berg und Tal sichtbar aufgeschlossenen Lagerungsverhältnisse der Gesteine mögen zwei **charakteristische Profile** dienen (Abb. 2). Sie sind zu Übersichts Zwecken schematisiert, überhöht und nicht maßstabgetreu.

Profil 1 zwischen Hafnergruppe und Gensgitsch zeigt wie die einzelnen geologischen Zonen von den Tälern der tief eingeschnittenen Mur-Zuflüsse geschnitten werden. Links (WSW) lagert die Permo-Trias der Silberekserie mit stratigraphischer Winkeldiskordanz transgressiv auf dem variszischen Granitgneis des Rotgülden-Zentralgneis-Kernes und trägt Bündnerschiefer, die nach unten an Mächtigkeit zunehmen. Diese werden vom Granitgneis der Mureckgneisdecke, welcher von Triaslinen umhüllt ist, überschoben. Darüber setzt das Deckensystem der peripheren Schieferhülle mit Basement (Storzserie), Murtörlserie, Gneis und Permo-Trias (Schrovinserie) und Bündnerschiefer (Glocknerserie) ein. Darauf folgt der Fuscherphyllit (einschließlich Tauernflysch), der in mehrere Lagen gegliedert ist und der Nordrahmenzone der Hohen Tauern oder Matreier Zone im weiteren Sinne angehört. Das Radstädter Deckensystem beginnt mit einer Schuppenzone und der darüberfolgenden Tauchdecke der Hochfeind-Weiße-neck-Einheit, die im Hangenden Jungschichten (Malm bis ? Kreide) führt. Darüber liegt die Lantschfeldecke, die reduzierte Pleißingdecke, der altpaläozoische Phyllit mit einer stratigraphisch verkehrten Liegendserie und darüber die Weißpriach-Gneislamelle. An der Weißpriach-Störung sind Ausläufer der Lessacher Phyllonitzone eingezwickelt. Darüber baut sich die Schladminger Gneisdecke zunächst mit einem NE fallenden Gneisflügel auf, der dann dem allgemeinen S-Fallen der südlichen Schladminger Tauern weicht. Dazwischen liegen Granatglimmerschiefer.

Profil 2 folgt von der Hafnergruppe dem wasserscheidenden Grenzkamm zwischen Mur- und Liesertal zum Katschberg und durch das Nockgebiet zum Bundschuhthal. Da wir uns hier in der Nähe der Firstlinie des Tauern-Gewölbes befinden, ist das Einfallen der Gesteinsschichten nach E besonders flach (Alpen-Längsprofil). Wiederum erkennt man die diskordante Auflagerung der Permo-Trias der Silberekserie auf dem Zentralgneis, die nach unten an Mächtigkeit zunehmenden Bündnerschiefer dieser Serie und die auflagernde Mureck-Granitgneisdecke. Darüber lagert das Deckensystem der peripheren Schieferhülle. Sein Basement ist hier 1.000 m mächtig. In ihm verläuft größtenteils der Autobahntunnel mit schleifendem Schnitt zum Streichen der Schieferung. Die obersten Partien des Basements (Kareckserie) enthalten Phyllonite und eventuell Altpaläozoikum mit goldführenden Quarzlagergängen des ehemaligen Bergbaues Schellgaden. Es folgen Murtörl-, Schrovin-, Glockner- und Fuscherphyllit-Serie mit reduzierter Mächtigkeit. Das Radstädter Deckensystem ist auf Schollen von Gneis und Trias am Tschaneck und auf den altpaläozoischen Phyllit beschränkt, in dem auch Reste von Gneislamellen stecken. Das Nock-Kristallin besteht aus einer regressiv metamorphen Zone phyllitischen Granatglimmerschiefers und aus auflagerndem „gesun-

dem“ Granatglimmerschiefer, der zunächst mit Paragneis wechsellagert. Dieser erreicht dann in den Quelltäälern des Bundschuhtales 1,5 km Mächtigkeit.

Im folgenden werden die Flächensignaturen der Legende zur geologischen Karte des mittleren Lungaus erläutert. Wir beschreiben die Gesteine und Schichtfolge innerhalb der tektonischen Zonen, jeweils von unten nach oben fortschreitend. Die entsprechenden Ziffern der geologischen Kartenlegende sind dem Text in Klammern beigefügt.

5. Penninische Decken

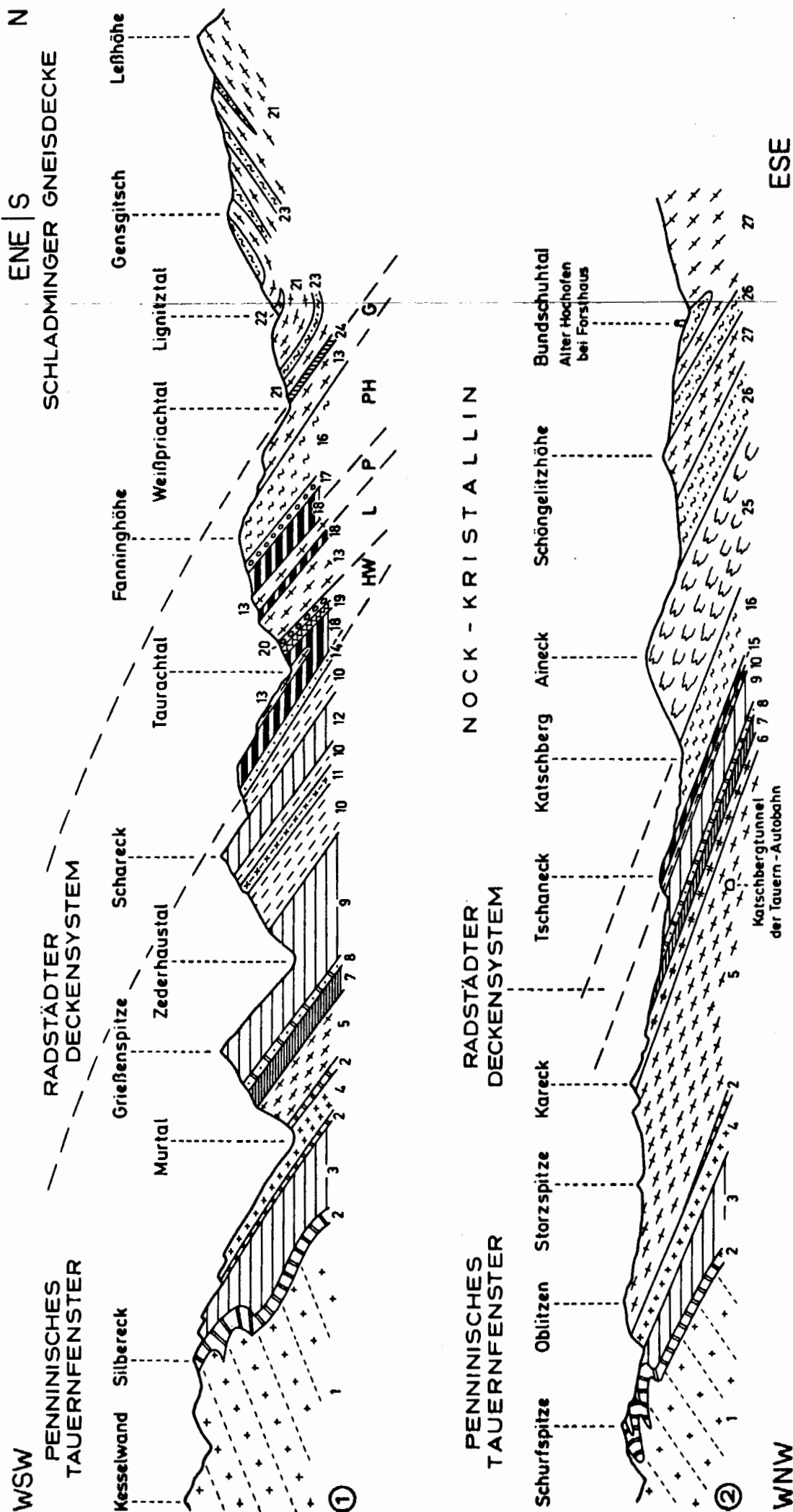
Die tieferen penninischen tektonischen Einheiten gelangten in der anschließenden geologischen Karte der Hafnergruppe zur Darstellung (EXNER 1983). Wir können uns daher hier auf die beiden höchsten penninischen Einheiten (Deckensystem der peripheren Schieferhülle und Nordrahmenzone der Hohen Tauern) beschränken.

5.1. Deckensystem der peripheren Schieferhülle

Dieses kommt halbmondförmig, der E eintauchenden Kuppel des penninischen Tauernfensters entsprechend, am W-Rand des Bereiches der geologischen Karte des mittleren Lungaus zutage.

Das Basement besteht aus metamorphen paläozoischen und älteren Gesteinen, die als Storz- und Kareckserie bezeichnet werden. Sie bilden auf der Karte Halbfenster im Mur- und Liesertal. Es handelt sich um eine Gneisdecke, die von S nach N transportiert wurde. Sie ist durch Trias-Schuppen von der Mureckdecke in der Hafnergruppe geschieden (Abb. 2: Profile 1 und 2). An ihrem Ursprungsort im S bildete sie das „Alte Dach“ von Zentralgranit-Intrusionen. Sie ist daher reich an Migmatiten und granitischen und aplitischen Intrusivkörpern. Die Intrusionsstrukturen wurden während des alpidischen Deckentransportes teilweise verschliffen und die Gesteine epimetamorphosiert mit erhaltenen Formrelikten der ehemaligen Amphibolitfazies (z.B. große Hornblenden, Plagioklase und Kalifeldspate). Der hauptsächlichste Gesteinsbestand setzt sich aus Paragneis und Bändergneis (82) zusammen, denen Amphibolite (81) eingeschaltet sind. Der Talkschiefer bei Schellgaden (80) im Murtal befindet sich in Fortsetzung des auf Blatt Hafnergruppe am Brandriegel vorkommenden Serpentinits. Die Gesteine der Storzserie sind in ihrem obersten Teil besonders intensiv phyllonitisiert und werden dort als Kareckserie (79) bezeichnet. Die Mobilisate der Phyllonitisation sind die goldhaltigen, kiesführenden Quarz-Lagergänge des ehemaligen Bergbaues Schellgaden, die auch im N-Abschnitt des Autobahntunnels vorzüglich aufgeschlossen waren. Die Phyllonite der Kareckserie nehmen den Charakter epimetamorpher Schiefer und Prasinite an. Es ist nicht ausgeschlossen, daß solche auch teilweise progressiv metamorph aus altpaläozoischen Sedimenten und Vulkaniten hervorgegangen sind.

Die Murtörlserie besteht aus 30 bis 70 m mächtigen Schwarzschiefern und dunklen Albitblastenschiefern (78). Ihr fehlen granitische und aplitische Intrusionen. Ihre Sedimentation erfolgte also erst nach der variszischen Zentralgneis-Intrusion. Es dürfte sich um Jungpaläozoikum (Oberkarbon), eventuell aber auch teilweise um Bündnerschiefer (Jura) handeln. Für ersteres sprechen unscharfe Übergänge im m-Bereich zur



SCHEMATISCHE GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSPROFILE DURCH DEN OSTRAND DES PENNINISCHEN TAUERNFENSTERS IM LUNGAU Ch. Exner 1989

Abb. 2: 1 = Granitgneis und Schollenmigmatit des Rotgülden-Zentralgneis-Kernes der tektonischen Innenzone der Hohen Tauern, 2 = „Permo-Trias“ der Silbereckserie, 3 = Bündnerschiefer, 4 = Granitgneis der Mureckdecke, 5 = Paragneis, Bändergneis und Amphibolit der Storzserie, Deckensystem der peripheren Schieferhülle, 6 = Phyllonit und Schiefer der Kareckserie, 7 = Schwarzschiefer etc. der Murtörserie (Jungpaläozoikum, ?teilweise Bündnerschiefer), 8 = Gneis und „Permo-Trias“ der Schrovinserie, 9 = Bündnerschiefer („Jura bis Unterkreide“) der Glocknerserie: Kalkschiefer, Serpentin, Grünschiefer etc., 10 = Schwarzschiefer, Grünphyllit etc. („Kreide“) des Nördlichen Teiles der Matreier Zone (Nordrahmenzone der Hohen Tauern, Fuscher Phyllit), 11 = Kämpenquarzit, 12 = Schareck-Kalkschiefer, 13 = Gneis, Amphibolit etc. des Radstädter Deckensystems, 14 = Tektonische Schuppenzone im unteren Teil der Weißeneckdecke, 15 = Gneis und Trias am Tschaneck (boudinierter Schollenzug, mit Teilen der Matreier Zone), 16 = Altpaläozoischer Phyllit, 17 = Perm, 18 = Trias, 19 = Hornsteinquarzit (Malm), 20 = Polygene Breccie (Jura bis ?Kreide), 21 = Paragneis, Bändergneis und Amphibolit der Schladminger Gneisdecke, 22 = Augen-Granitgneis, 23 = Granatglimmerschiefer, 24 = Phyllonit und altpaläozoischer Phyllit der Lessacher Phyllonitzone, 25 = Phyllitischer Granatglimmerschiefer des Nock-Kristallins, 26 = Granatglimmerschiefer, 27 = Biotit-Plagioklas-Gneis (Bundschuh-Paragneis), Tektonische Gliederung des Radstädter Deckensystems: HW = Hochfeind-Weißeneck-Decke, L = Lantschfeld-Decke, P = Pleißing-Decke, PH = Altpaläozoischer Phyllit mit stratigraphisch verkehrter Liegendserie (Perm bis Mitteltrias), G = Weißpriach-Gneislamelle.

Kareckserie und das Fehlen von Permo-Trias längs dieser Grenzfläche. Für letzteres sprechen die großtektonische Position und das zwar seltene, aber doch vorhandene Auftreten von Kalkschiefern des Bündnerschiefer-Typus (77), z. B. am Kalvarienberg N Oberdorf. Die geologische Position ist charakterisiert durch die W-Fortsetzung der Murtörlserie in der mittleren Schwarzphyllitzone der geologischen Karte der Umgebung von Gastein (Hangendes der Flugkopf-Granosyenitgneis-Lamelle, Gebiet Hofgastein und Lafental) sowie längs des Tauern-S-Randes in den Bündnerschiefern unter den Gneislamellen der Lonza (Mölltal) und der Roten Wand—Modereck (Sonnblickgruppe). Kompliziert wird diese Problematik auch noch durch tektonische Verschuppung der Murtörlserie mit Schrovinserie S und N Oberdorf.

Den besten Leithorizont in der Schieferhülle der Hohen Tauern stellt die über der Murtörlserie lagernde Schrovinserie dar. Sie besteht aus Mikroklingneis, Albitblastenschiefer (Fortsetzung der Rote Wand—Modereck-Gneise der Sonnblickgruppe), permischem Arkosegneis und Arkosequarzit (40) als Fortsetzung der Wustkogelserie der Großglocknergruppe und aus den Schichtgliedern der penninischen Trias (Lantschfeldquarzit, Rauhwacke, Kalkmarmor und Dolomit) in tektonischer Position der Seidlwinkeltrias. Im Gebiet der vorliegenden geologischen Karte zieht sie vom Zederhaustal (Autobahn-Anschnitt) und Zickenberg zur S-Seite des Murtales, überquert außerhalb der Karte den Grenzkamm Salzburg/Kärnten (geologische Karte der Hafnergruppe), wird N Oberdorf an der Fallbachstörung verworfen und setzt S Lieser W Pron wiederum ein.

Die grünen (Phengit-führenden) klein- bis mittelkörnigen Mikroklinaugengneise mit alpidischen Turmalin-Pegmatit-Knauern vom Typus Rote Wand—Modereck bauen den Wandzug längs des Lattendorfer Heuweges (S Mur) auf. Das mit diesem Gesteinstypus verbundene, in den Erläuterungen zur Geologie der Sonnblickgruppe behandelte Problem der Genese (?Granit, ?permische Arkose, ?permischer Liparit) erscheint uns vorläufig ungelöst zu sein. Es treten auch wiederum die phengitreichen, bis 8 mm große Albitblasten führenden Schiefer auf (Typus: Modereck in der Sonnblickgruppe), deren Genese ebenfalls fraglich ist (?Albitmetasomatose, ?permische Tuffite etc.). Feldspatführende quarzitisches Gneise und Quarzite dürften aus permischem Arkosesandstein hervorgegangen sein. Die Untertrias besteht aus reinem Phengitquarzit, für den der aus der Ostalpinen Decke stammende Namen: Lantschfeldquarzit auch hier als penninisches Schichtglied Verwendung findet. Mit ihm verknüpft sind Rauhwacke, Kalk- und Dolomitmarmor wahrscheinlich der Mitteltrias. Infolge der tektonischen Verschuppung sind exakte stratigraphische Detailgliederungen der Trias kaum durchführbar. Fossilien fehlen. Der hauptsächlichliche Bestand von penninischen Triasgesteinen (Signaturen 75 bis 72) findet sich im vorliegenden Kartenbereich in der Schrovinserie. Einzelne tektonische Triasschuppen kommen auch zwischen den Bündnerschiefern der Glocknerserie und im Fuscherphyllit vor. Die mächtige Trias des tieferen Tauern-Stockwerkes (Silbereckserie) fehlt im Kartenbereich des mittleren Lungaus.

Die wahrscheinlich dem Lias zuzuteilende **Brennkogelserie** besteht aus Schwarzschiefer, Liasbreccie vom Typus Pfandscharte und Serpentin in tektonischer Position des Brennkogels (Großglocknergruppe). Diese Serie ist im vorliegenden Kartengebiet nur in Spuren zwischen Schrovinserie und Glocknerserie vorhanden. Dazu gehört der Schwarzschiefer bei der Autobahn NE Unterweißburg. Die Liasbreccie vom Typus Pfandscharte (graue Dolomitkomponenten in Kalkschiefermatrix) findet sich im Bergsturzblockwerk des Zickenberges, und zwar an der Güterwegböschung in

SH. 1210 m, W Unterweißburg. Serpentin mit Talkschiefer und Strahlsteinfels liegt unmittelbar auf Triasdolomit N und S Oberdorf (Fallbachgraben und Serpentinsteinbruch NW Peitler). In analoger Position finden sich Spuren von Strahlsteinfels am wasserscheidenden Grenzkamm Salzburg/Kärnten am W-Rand der Karte.

Die Glocknerserie besteht aus jurassischen bis teilweise unterkretazischen Bünderschiefern, die sich aus Kalkschiefern (69) mit Lagen von Kalkmarmor und Karbonatquarzit, Schwarzschiefer (71), Quarzit (70) und Lagen basischer Magmatite zusammensetzen. Zu diesen gehören die in Linsenzügen (Boudins) auftretenden Serpentine (68) mit ihren Begleitgesteinen (Talkschiefer, Strahlsteinfels, Ophikalzit) und mehrere langhinstreichende Grünschieferzüge (metamorphe Basaltlaven und Basalttuffe, 67) sowie auch tuffitische Grünphyllite. Die Glocknerserie (benannt nach dem aus diesen Gesteinen aufgebauten Großglockner) wird als Tiefwassersediment des sogenannten südenninischen Ozeans (Jura bis beginnende Unterkreide) gedeutet, in dem aus dem Erdmantel infolge Zerrungstektonik die basischen Magmatite submarin austraten, sich flächenmäßig ausbreiteten und so eine Wechsellagerung von Kalkschlamm (später zu Kalkschiefer metamorphosiert), Ton (Schwarzschiefer), Sandstein (Quarzit) mit Basaltlagen (Grünschiefer) etc. zustandekam, die alpidisch metamorph wurde (Tauernkristallisation). Die Mächtigkeit der Glocknerserie beträgt im Zederhaustal 1.000 m (tektonische Anschoppung), jedoch am Katschberg und im Liesertal nur 300 m.

Bemerkenswert sind im Bereich des Zederhaustales ein 400 m mächtiger basaler Kalkschieferzug mit wenigen Grünschiefer- und Schwarzschieferzwischenlagen und darüber eine sehr wechselvoll zusammengesetzte Folge, in der Kalkschiefer mit den übrigen Gesteinen der Glocknerserie, die häufig seitlich auskeilen, Liegendfalten und Boudins aufweisen, teils sedimentär verbunden, teils verfaltet und tektonisch verschuppt sind. Im basalen Kalkschieferzug befinden sich die wilden postglazialen Mündungsschluchten des Lanschütz-, Brand-, Weißburger- und Burgstallgrabens sowie der große Steinbruch ENE Unterweißburg. Die wechselvolle obere Gesteinsfolge beinhaltet vor allem die langhinstreichenden Grünschieferzüge, die derzeit vorzüglich frisch an den zahlreichen Güterwegen aufgeschlossen sind und z.B. bei der St. Egid-Kapelle das Murtal erreichen. Die eingangs genannten Serpentinboudins lassen sich in einen tektonisch verschliffenen, nur wenige m mächtigen „unteren Serpentinzug“ (Zallerhütte, Brand- und Weißburgergraben) und in einen bis 80 m mächtigen, in der Landschaft weithin sichtbaren „oberen Serpentinzug“ (Kessler-, Müllner- und Peterbauerhütte) gliedern. An der Grenze zur überlagernden Nordrahmenzone der Hohen Tauern treten Triaslinsen (Pfaffenberg NW St. Michael) auf, die auf eine nicht nur stratigraphische, sondern auch tektonische Abgrenzung schließen lassen.

Die bezüglich der Mächtigkeit stark reduzierte Glocknerserie südlich der Mur zeigt den basalen Kalkschieferzug sehr deutlich zwischen Feichten und Hanslhütte. Die darüber lagernde abwechslungsreiche Gesteinsfolge läßt wenige, aber weithinstreichende Grünschieferzüge (Glashütte, Bärenkogel, Tschaneck, Gantalscharte, Gries, St. Peter) und winzige, zwischenlagernde Triasschollen (Rauhacke und Dolomit) erkennen (unterer Klausgraben, S Hanslhütte und bei Steinbruch am Grenzkamm Salzburg/Kärnten). Auch die Dolomitlinse SW St. Peter gehört zu diesen Schollen.

5.2. Norddrahmenzone der Hohen Tauern (Fuscherphyllit-, Matreizone)

Auf der Glocknerserie der peripheren Schieferhülle lagern bis 700 m mächtige Serizit-Chlorit-Phyllite (Grünphyllit, 65) und untergeordnete Schwarzschiefer (66) als Fortsetzung des Fuscherphyllites der Glocknergruppe und der Oberen Schwarzphyllitzone des Gasteiner Gebietes. Sie werden als unterkretazischer oder jüngerer Bündnerschieferflysch (Tauernflysch) gedeutet. Es handelt sich um die **Matreizone** im weiteren Sinne als Fortsetzung entsprechender Phyllite in der Matreier Zone am S-Rand der Hohen Tauern.

Die Grünphyllite enthalten sandige Lagen (Quarzite, 64), einen Chloritoidquarzit (?unterkretazischen Hornstein, Kämpenköpfln, 63) und polygene Breccie. Charakteristisch sind schollenförmige Einlagerungen von Basement (Gneis) und Permo-Trias des Radstädter Systems (Ostalpine Decke), die teils als Olistholithe (submarine Eingleitung der von S nach N über den Tauernflysch sich vorschiebenden Ostalpinen Decke), teils als tektonische Digitationen dieser heute auflagernden Decke zu deuten sind. Besonders eindrucksvoll gelangten die Schollen (mächtige Dolomitmörper, Anhydrit etc.) und die flache deckenförmige Auflagerung der Radstädter Trias-Berge auf dem Tauernflysch im Profil des Tauerntunnels der Autobahn zur Beobachtung (TOLLMANN, teste DEMMER 1976). Der Tunnel befindet sich in streichender Fortsetzung der Norddrahmenzone der Hohen Tauern, 15 km nordwestlich des W-Randes der geologischen Karte des mittleren Lungaus.

Außerdem enthalten die Phyllite der Norddrahmenzone auch einzelne Züge von Kalkschiefer (z.B. Schareck), Grünschiefer (z.B. Schöneck und Großer Lanschütz) und einen Serpentin (SW Lapernigspitze). Diese Lagen entsprechen petrographisch den Gesteinen der Glocknerserie. Es ist denkbar, daß kalkreiche Sedimentation und basischer Magmatismus mitunter auch noch zur Zeit der Ablagerung des Tauernflysches wirksam waren. Teilweise mag es sich aber auch um sekundäre Verfallung mit der Glocknerserie handeln.

Gebiet N Mur

Die Untergrenze der Matreizone ist unscharf und folgt dem Überhandnehmen der eintönigen Grün- und Schwarzphyllite über der Glocknerserie längs der Linie: Schieferhütte—Großer Lanschützgraben (SH. 1720 m)—Triaslinsen am Pfaffenberg. Darüber baut der Fuscherphyllit (Grün- und Schwarzphyllit) die zum Zederhaus- und Murtal geneigten Almmatten oberhalb der Baumgrenze auf. Nur seltene, einige m mächtige, aber weithin streichende Lagen von Kalk- und Grünschiefer bilden Härtingsbänke.

Darüber lagert der 50 m mächtige **Kämpenquarzit** (63), der in den Felstürmen der Kämpenköpfln infolge sichtbarer Stauchfaltung eine tektonische Anschoppung von 150 m Mächtigkeit erreicht. Er ist längs 4 km langer Strecke vom W-Rand der geologischen Karte bis unter den Kleinen Lanschütz aufgeschlossen. Es handelt sich um Chloritoid-Serizit-Opazit-Quarzit mit sehr feinem Lagenbau und mit Übergängen zu Grünphyllit.

Vom Lantschfeldquarzit unterscheidet sich der Kämpenquarzit eindringlich vor allem durch seinen Reichtum an Opazit und durch seinen Chloritoid. Da der Kämpenquarzit weder Kalzit noch Dolomit führt, hat er nichts mit dem jurassischen Kar-

bonatquarzit der Bündnerschiefer zu tun. Durch das Fehlen von Grobklastika unterscheidet er sich vom flyschartigen Sandstein der Sandstein-Breccien-Zone des Tauern-Nordrahmens im Salzachtal zwischen Taxenbach und Lend. Man kann das Edukt des Kämpenquarzites eventuell als Hornstein im distalen Bereich des unterkretazischen Tauernflysches (Grünphyllites) auffassen. Dem entspräche auch die erwähnte, mitunter unscharfe Grenze zum Grünphyllit.

Über dem Kämpenquarzit stellen sich reichlich Triasschollen aus Rauhwanke, Kalkmarmor und Dolomit (häufig metasomatisch verquarzt und ankeritisch) im Grünphyllit ein, die z.B. spektakulär zwischen den Kämpenköpfeln und dem Großen Lanschütz auftreten. Am W-Rand der geologischen Karte befindet sich in derselben Position zusammen mit Triasschollen die eingangs erwähnte, 20 m mächtige Serpentinlinse (SW Lapernigspitze).

Als eine markante geologische Leitlage folgt darüber der Schareck-Kalkschieferzug. Er zieht vom W-Kartenrand zur prächtigen Pyramide des Scharecks, die er mit 150 m Mächtigkeit aufbaut. Der Kalkschiefer enthält glimmerreiche Kalkmarmorbänke und am Gipfel des Scharecks kalkfreien, anscheinend jurassischen Quarzit (70). Mit abnehmender Mächtigkeit baut der Schareck-Kalkschieferzug dann die zum Taurachtal abfallenden Seitenkämme auf: Schöneck, Großer Lanschütz-NE-Kamm und Großeck-WNW-Kamm. Er erreicht unter den Lanschützen und Speiereck den unmittelbaren Einzugsbereich des Murtales (Fortsetzung der Zallinwand bis Peterbauerhütte N St. Michael). Es ist ein offenes Problem, ob er sich mit dem Kalkschiefer der Oberen Pindlalm verbindet, der sich bis unter die Kämpenköpfeln an der Zederhaustaler Seite erstreckt: ? Enorme Liegendfalte. Scharnier unter Moräne bei Gasthof Hohenrain versteckt.

Der Grünphyllit unter und über dem Schareck-Kalkschieferzug bildet mit diesem zusammen ein Halbfenster im Taurachtal unter dem Radstädter Deckensystem (Graggaberkar, Holzer-, Passeggeralm, Zallingraben, Trogalmkar). Der Grünphyllit reicht sogar an einer Stelle bis an das orographisch linke Ufer der Taurach: Fels an der Bundesstraße S des abgetragenen Hofes Edenbauer. Bei der Straßenerweiterung im Jahre 1987 wurde dieser Fels teilweise weggesprengt.

Auch im Hangenden des Schareck-Kalkschieferzuges treten im Grünphyllit reichlich Trias-Schollen auf (S Lapernigspitze, Graggaberkar, Holzeralm, Gipfelgebiet der beiden Lanschütze, Trogalmkar, Speiereck-SW-Kamm). Bemerkenswert ist die 30 m mächtige **Basement-Scholle** am Verbindungskamm Schareck-Lapernigspitze mit Fortsetzung im Graggaber- und Holzerkar. Es handelt sich um problematischen Phylonit (55), dessen Struktur dafür spricht, daß er infolge regressiver Metamorphose aus Paragneis der Ostalpinen Decke hervorgegangen ist. Es dürfte sich um einen Olistolith handeln. In derselben Position sind analoge Gesteine auch in der Hafnergruppe (dortige Legende: Signatur Nr. 26) vorhanden. Es gibt in diesen obersten Lagen des Grünphyllites auch jurassische Schollen: Polygene Breccie im Holzer- und Trogalmkar sowie solche Breccie in Assoziation mit vermutlichem jurassischem Hornstein am Speiereck-SW-Kamm.

Gebiet S Mur

Die Nordrahmenzone der Hohen Tauern ist hier auf 100 m Mächtigkeit reduziert. Am Tschaneck ist sie nur wenige m mächtig. Zwischen Gantalscharte und Lieser

konnte sie wohl hauptsächlich infolge mangelhafter Aufschlüsse nicht nachgewiesen werden. SW St. Peter setzt sie wieder ein und verbindet sich innerhalb der „Katschbergzone der Umgebung von Gmünd“ mit der Matreier Zone im engeren Sinne im Süden der Hohen Tauern.

Der typische Grünphyllit zieht aus dem Murtal E Glashütte zum Knie der Katschberg-Bundesstraße NW Lärchkogel und am Bärenkogel vorbei zum Tschaneck und Kamm E Gantalscharte. Auch hier treten wiederum Schollen von Basement und Permo-Trias der Ostalpinen Decke auf, die man teils als Olistholithe, teils als tektonische Schuppen deuten kann. Und es gibt auch hier wiederum Lagen von Kalk- und Grünschiefer, die petrographisch den Gesteinen der Glocknerserie entsprechen. Wo die zuletzt Genannten und der Grünphyllit fehlen, befinden wir uns bereits im darüberlagernden Radstädter Deckensystem.

Zu den Trias-Schollen in der Nordrahmenzone gehören Lantschfeldquarzit und 40 m mächtiger Dolomit (E Glashütte, Lärchkogel und Tschaneck-NE-Kamm). Als Basement-Scholle wird der problematische Phyllonit (55) am Tschaneck-NE-Kamm zwischen SH. 1850 und 1990 m gedeutet. Es handelt sich um einen 5 m mächtigen Hellglimmer-Chlorit-Albit-Quarz-Gneis, der wahrscheinlich aus Paragneis der Ostalpinen Decke im Zuge regressiver Metamorphose hervorgegangen ist. Kalk- und Grünschiefer von penninischem Charakter finden sich über den Triasschollen und über der Basement-Scholle im Murtal E Glashütte, ferner an den Güterwegen E Lärchkogel und als weithin sichtbarer, breiter Isoklinalhang der Tschaneck-E-Flanke.

SW St. Peter im Liesertal stellt sich über der Glocknerserie und unter dem Radstädter Deckensystem wiederum 20 m mächtiger Grünphyllit ein. An dessen Basis befindet sich ein 10 m mächtiges tektonisches Mischgestein (Mélange), das aus Rauhwanke, Kalkmarmor, Kalkschiefer und Grünphyllit besteht. Lokalität: SH. 1400 m, nahe der Güterwegkurve im Wildbachgraben an der S-Seite des Wolfsbachtals.

6. Ostalpine Decken

6.1. Radstädter Deckensystem

6.1.1. Allgemeines

Schichtfolge

Wie schon in der tektonischen Übersicht (siehe oben!) erwähnt, besteht die Schichtfolge des Radstädter Deckensystems aus Basement (vorwiegend Gneise, häufig regressiv metamorph, Amphibolite und untergeordnet Glimmerschiefer, ebenfalls meist regressiv metamorph), altpaläozoischem Phyllit mit Lagen fossilführender Karbonatgesteine und aus Permo-Mesozoikum (progressiv metamorph, mit Fossilführung der Mitteltrias, Obertrias und des Jura). Wahrscheinlich reicht die Schichtfolge bis in die Unterkreide (ohne Fossilien). Ob jüngere Schichten vorhanden sind, wie in der Vergangenheit einige Autoren vermuteten, ist ungewiß und gilt heute als unwahrscheinlich. Es wird heute recht allgemein angenommen, daß das Radstädter System bereits während der mittleren Kreide vom Hauptkörper der ostalpinen Decken überschoben wurde (frühalpidische Orogenese).

Perm und Untertrias sind in den Radstädter Tauern fossilfrei, doch lithologisch gut kenntlich. Mittel- und Obertrias erreichen einige hundert Meter Mächtigkeit und weisen die detaillierte Gliederung des marinen Kontinentalrandes auf (Tethystrias in ostalpiner Fazies), im Gegensatz zur germanischen Triasfazies, welche für die penninischen Decken des Tauernfensters charakteristisch ist. Im Jura gibt es mit der hochmarinen Entwicklung der Tethys Ähnlichkeiten der Sedimentation (Ton- und Kalkschiefer, Karbonatquarzite, Entwicklung von Breccien etc.) beider Bereiche, die paläogeographisch benachbart waren (südpenninischer Ozean im N-Bereich der Tethys; Radstädter System im südlich anschließenden S-Bereich der Tethys). Es fehlen aber dem Radstädter System die Ultrabasite (Serpentine etc.) und Basalte (Grünschiefer) des ozeanischen Magmatismus der penninischen Bündnerschiefer. Dafür ist der Jura der Radstädter Tauern bedeutend reicher an Fossilien als die penninischen Bündnerschiefer der Hohen Tauern.

Tektonik

Auf die unterostalpine Position des Radstädter Deckensystems wurde bereits eingangs hingewiesen (siehe: Tektonische Übersicht!). Mehrere Teildecken dieses Systems streichen im vorliegenden Kartenbereich im Taurach- und Weißpriachtal NW–SE und fallen mittelsteil nach NE. Siehe: Schematisches Profil Nr. 1 der Abb. 2, das senkrecht zur Haupt-Faltenachse das charakteristische Bewegungsbild einer Tauchdecke (HW) im unteren Teil und einiger abgescherter Einheiten (L, P, PH, G) im oberen Teil wiedergibt.

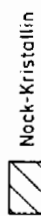
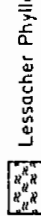
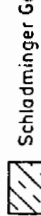
Nach S nimmt die Mächtigkeit der Teildecken ab. Sie schwenken rund um das Speiereck bei Mauterndorf in die NE–SW Streichrichtung ein, wobei die meisten tektonischen Teilkörper auskeilen. Nur noch die unterste (HW) und eine recht hoch gelegene tektonische Teileinheit (PH) überschreiten mit SE-Fallen den Katschberg und ziehen außerhalb des Kartenbereiches in die Umgebung von Gmünd und Spittal an der Drau. Mit der tektonischen Reduktion von N nach S verringern sich Fossilhalte und Gliederung der mesozoischen Schichten, während die progressive Gesteinsmetamorphose gegen S intensiver wird (Tauernkristallisation, z. B. entpigmentisierter, zuckerkörniger Trias-Dolomitmarmor von Dornbach NNW Gmünd).

Abb. 3 zeigt eine Kartenskizze der tektonischen Teilkörper im vorliegenden Kartengebiet N Mur. Von unten nach oben sind zu unterscheiden:









Hochfeind–Weißeneck-Decke: Namen nach den beiden auf Kartenblatt Muhr (außerhalb unserer Karte) gelegenen Bergen, im folgenden Text kurz als „Weißeneckdecke“ nach dem landschaftlich hervorragenden Dolomitgipfel bezeichnet. Sie besteht im Gebiet unserer Karte aus Basisschuppen ohne scharfe Grenze zur Zone des Fuscherphyllits (z. B. S Lapernigspitze und Schöneck), einer Trias-Tauchfalte mit Kristallin im Antiklinalkern (Großbeck-Gneislamelle, benannt nach dem Großbeck bei Mauterndorf), und dem Jura-Streifen Scharalm (S Tweng)–Laswald (N Mauterndorf), welcher die unmittelbare Fortsetzung der klassischen Jura-Ausbildung beim Fuchssee der Hochfeind-Gebirgsgruppe darstellt. Mit dem Umdrehen der Streichrichtung bildet die Weißeneckdecke an ihrer Basis die geringmächtige Speiereckschuppe im Gipfelgebiet dieses Berges, die aus einem dünnen, petrographisch problematischen Kristallinspan (Speierecklamelle) und darüber aus Trias und Jura besteht. Im Gebiet des Tschanecks (W Katschberg) bilden Gneis (Tschaneck-Gneislamelle) und Trias der tektonisch

KARTENSKIZZE DER TEKTONISCHEN EINHEITEN
DES RADSTÄDTER DECKENSYSTEMS IM
MITTLEREN LUNGAU Ch. Exner 1989


HAUPTKÖRPER DER OSTALPINEN SCHUBMASSE

-  Nock-Kristallin
-  Lessacher Phyllonitzone
-  Schladminger Gneisdecke

RADSTÄDTER DECKENSYSTEM (unterostalip. Position)

-  Permo-Trias der Kalkspitzensynklinale
-  Gneis der Weißprielamelle. KG = erosive Deck-Kappe des Kleinen Gurpitscheck
-  Altpaläozoischer Phyllit
-  Stratigraph-verkehrte Schichtfolge vom Perm bis zur Mitteltrias. M = Moserkopfschuppe
-  Kesselspitzdecke
-  Pleislingdecke
-  Lantschfelddecke
-  Hochteind-Weißeneck-Decke (Kurzbezeichnung: Weißeneckdecke). S = Speiereckschuppe

PENNINISCHE DECKEN

-  Pennin im allgemeinen

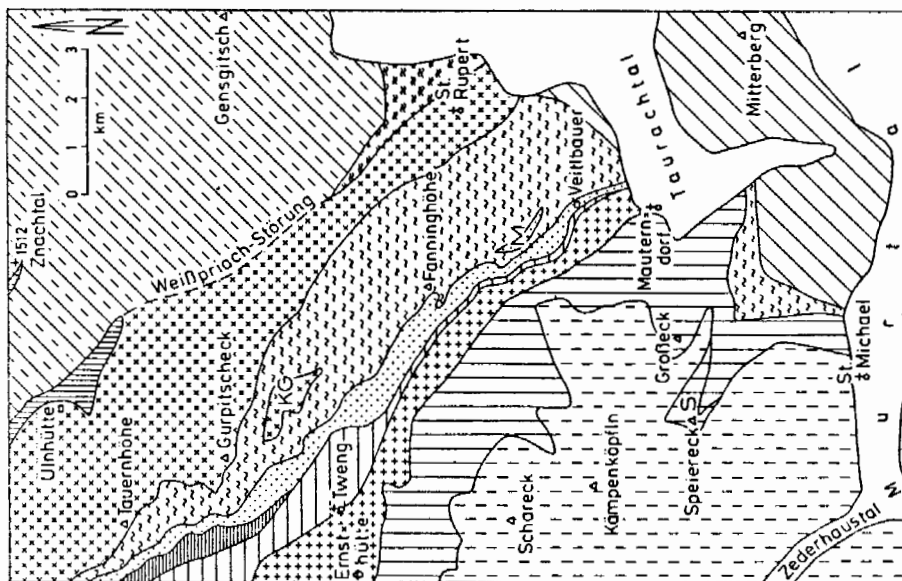


Abb. 3: Das Radstädter Deckensystem im mittleren Lungau.

zerrissenen Weißeneckdecke Schollen (Boudins), die sich ins Liesertal fortsetzen (NNW Saraberg und SW St. Peter).

Lantschfelddecke: Namen nach der breiten Entwicklung in der Lantschfeld-Almregion W unserer Karte. Es handelt sich um eine Gleitdecke, deren Kristallin-Basis (Tweng-Gneislamelle) auf dem Jurastreifen Scharalm – Laswald (siehe oben!) aufliegt und den Triaszug Tennfall – Ambroshütte (NW Tweng) mit der Fortsetzung in tektonischen Linsen (Purn – Mahdlwald – Stampfl) trägt, wobei WNW Veitl auch Jura auftritt.

Pleißingdecke: Namen nach dem Großen Pleißingkeil mit der stratigraphisch prächtig und fossilreich entwickelten Trias- und Jura-Ausbildung im Gebiet des Kartenblattes Muhr. Über einem dünnen Kristallinspan als Basis (Veitl-Gneislamelle: Tennfall – Ortsgebiet Tweng – Purn – Veitl NE Mauterndorf) bildet sie die stratigraphisch von TOLLMANN (1961a) reich gegliederte und tektonisch mit Detailfalten erkannte, im großen und ganzen aufrechte Triasschichtfolge im unteren Teil des Twenger Wandzuges (E-Seite des Taurachtales NW Purn). Der darüber stratigraphisch aufliegende Jura von Scheidberg (SE Tauernpaß, Kartenblatt Muhr) reicht nicht in das Gebiet der geologischen Karte des mittleren Lungaus. SE Purn finden sich nur dünne Triaslinsen, die bei Veitl nach S auskeilen.

Kesselspitzdecke: Namen nach den Kesselspitzen S Tauernpaß (Kartenblatt Muhr). Erforschung durch CLAR (1940) und TOLLMANN (1961a) im gegenständlichen Kartenbereich, und zwar im oberen Teil des Twenger Wandzuges. Hier liegt auf dem Hauptdolomit der Pleißingdecke zunächst der verkehrte Liegendschenkel (Anis), darüber der Antiklinalkern (Lantschfeldquarzit) und darüber die aufrechte Schichtfolge (Anis bis Karn) der NE-vergenten Kesselspitz-Tauchdecke. Sie keilt bei der Hofbauhütte (oberhalb Tweng) nach S aus.

Stratigraphisch verkehrte Schichtfolge vom Perm bis zur Mitteltrias: Über dem Twenger Wandzug (Kesselspitzdecke) streicht diese verkehrte Schichtfolge vom W-Kartenrand zur Purnalm (E Tweng) und setzt dann allerdings mit tektonischen Komplikationen bis zu den Langwiesen (N Mauterndorf) fort. Auf ihr lagert der altpaläozoische Phyllit, mit dem sie lokal verfault (SW Fanninghöhe) und tektonisch verschuppt ist (Moserkopfschuppe N Mauterndorf).

Nördlich der geologischen Karte des mittleren Lungaus verbindet sich die stratigraphisch verkehrte Schichtfolge mit der auf dem Gneis der Weißpriachlamelle transgressiv auflagernden, stratigraphisch aufrechten Triasfolge (W-Schenkel der Kalkspitzsensynklinale). Somit bildet die Weißpriach-Gneislamelle (mitsamt liegendem Altpaläozoikum) eine große Tauchdecke (SLAPANSKY & FRANK 1987).

Altpaläozoischer Phyllit: Der im Liegenden der Weißpriach-Gneislamelle befindliche altpaläozoische Phyllit (Fanningphyllit) gehört stratigraphisch mit dieser verbunden und bildet mit dieser zusammen den Antiklinalkern der soeben genannten Tauchdecke.

ENE Mauterndorf bei den Ortschaften St. Gertrauden, Steindorf, Seitling und Fanning taucht der Fanningphyllit nach SE unter das Nock-Kristallin. Dieselbe Position nimmt der altpaläozoische Phyllit auch im Trogwald (Trogwaldphyllit SW Mauterndorf) und am Katschberg und bis ins Drautal bei Spittal/Drau (Katschbergphyllit) ein. Dieser Phyllit enthält auch Gneislamellen und er scheint eine eher selbständige alpidische tektonische Position innerhalb des Radstädter Deckensystems einzunehmen. Leider sind die Aufschlüsse im Taurachtal S und E Mauterndorf mangelhaft. Daher bleiben die tektonischen Zusammenhänge hier unsicher. Auch eine Verbindung der Les-

sacher Phyllonitzone mit dem Katschbergphyllit wurde vermutet (PREY 1941).

Gneis der Weißpriachlamelle: Namen nach dem Weißpriachtal, wo sie unter die Schladminger Gneisdecke einfällt, von dieser im N durch die Kalkspitzensynklinale, im S durch die Weißpriachstörung mit eingezwicktem Keil der Lessacher Phyllonitzone geschieden.

Permo-Trias der Kalkspitzensynklinale: Namen nach der Steirischen und Lungauer Kalkspitze N unseres Gebietes auf Kartenblatt Schladming. Der aufrechte W-Schenkel der Synklinale besteht aus Untertrias (Lantschfeldquarzit), die sedimentär transgressiv dem Gneis der Weißpriachlamelle auflagert (Perm fehlt an dieser Stelle). Darüber folgt der mitteltriadische Muldenkern. Die Serie verbindet sich N Seekarspitze auf Kartenblatt Radstadt mit der stratigraphisch verkehrt liegenden Schichtfolge (Perm bis Mitteltrias, siehe oben!). Der altpaläozoische Phyllit keilt im Gebiet der Paßhöhe des Radstädter Tauern aus (SLAPANSKY 1987). Er findet sich aber wieder in den NW-Radstädter Tauern, z.B. bei Wagrain.

Der E-Schenkel der Kalkspitzensynklinale liegt über dem mitteltriadischen Muldenkern verkehrt. Er besteht aus Reichenhaller Rauhwacke und Perm (N Ulnhütte). Er gehört zum Liegendschenkel der Schladminger Gneisdecke, welcher weithin nach N auf Kartenblatt Schladming zu verfolgen ist (MATURA 1987).

Somit gibt es eigentlich keine scharfe tektonische Grenzfläche zwischen Radstädter Deckensystem und Schladminger Gneisdecke. Die überfahrene Stirnzone in unterostalpinen Position geht nach oben in den Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse über.

6.1.2. Die Gesteine

6.1.2.1. Basement

Das Basement des Radstädter Deckensystems besteht aus Gneisen, Amphiboliten und untergeordnet Glimmerschiefern eines voralpidischen, teils paläozoischen, teils wahrscheinlich präkambrischen Grundgebirges. Es lag vor der alpidischen Orogenese größtenteils in Amphibolitfazies (metamorpher Starkwirkungsbereich) vor.

Dann erlitt das Basement während der alpidischen Gebirgsbildung mechanische Beanspruchung (Zerschering in tektonische Lamellen) und Umkristallisation unter den Bedingungen der Grünschieferfazies (Schwachwirkungsbereich der Metamorphose, alpine Epizone). Es entstanden dabei vielfach Gesteine mit phyllitischem Habitus, die durch regressive Metamorphose aus ehemaligen Gneisen, Amphiboliten und Glimmerschiefern hervorgegangen sind. Die regressive Metamorphose wurde in der Geologie und Petrologie erstmals entdeckt von den beiden österreichischen Forschern UHLIG (1908) und BECKE 1909 (Autor der Begriffe: rückschreitende Metamorphose und Diaphthorese), und zwar im Bereich unserer geologischen Karte, längs des heute rot markierten Touristensteiges von Tweng zur Oberen Ernsthütte (siehe Abb. 3!) an den Gesteinen der Tweng-Gneislamelle.

Man findet in den regressiv metamorphen Gesteinen Mineralrelikte und Strukturrelikte der alten Gneise, Amphibolite und Glimmerschiefer (z.B. Hornblende, Biotit, Staurolith, Granat, Oligoklas) und alpidische Neubildungen des metamorphen Schwachwirkungsbereiches (z.B. Chlorit, Serizit, Phengit, Chloritoid, Stilpnomelan).

Durch die Zerstörung des alten Mineralbestandes entstanden mylonitische Strukturen und Gesteine mit phyllitischem Aussehen: Phyllitmylonite oder kurz: Phyllonite, wie der österreichische Forscher SANDER (1912) sie bezeichnete, was heute weltweit in der Geologie und Petrologie angewandt wird.

In den schmalen Basement-Lamellen des Radstädter Deckensystems ist die Phyllo-nit-Bildung besonders intensiv (Speiereck-, Tschaneck-, Veitllamelle und Lamellen im Katschbergphyllit). Die mächtigen hingegen wurden nur teilweise phyllonitisiert und lassen örtlich noch gut den alten voralpidischen Mineralbestand erkennen (Großbeck-, Tweng- und Weißpriachlamelle).

Paragneis (glimmerreicher Plagioklasgneis mit Lagenbau, aus tonig-sandigen Sedi-menten hervorgegangen), Bändergneis (rhythmische Abwechslung melano- und leuko-krater Lagen, teilweise von Tuffiten und von Injektionsgesteinen abstammend) und mannigfaltige Migmatite mit den entsprechenden Phylloniten und mit seltenen dün-nen Einlagerungen von Glimmerschiefer und Chlorit-Serizit-Phyllit bilden den Groß-teil des Basements (58). Ihnen sind weithin streichende, bis 100 m mächtige **Amphi-bolitlagen** (54) zwischengeschaltet mit Epidotgneis, Grünschiefer und chloritreichem Schiefer (Herkunft aus basischen Magmatiten, Tuffiten etc.). Granatreicher Paragneis mit Lagen von **Granatglimmerschiefer** (56) findet sich in der Umgebung der Mittel-station des Großbeck-Bergliftes. Eine Lage von Granatglimmerschiefer mit Pseudomor-phen nach Staurolith (47) zieht vom Grat Gurpitscheck – Karnereck ins Weißpriach-tal. Chloritoidquarzit (57) bildet eine Lage in phyllonisiertem Paragneis des Trog-waldes. Dünne Graphitquarzit-Lagen (44) findet man z.B. NW Mauterndorf und N Mittelstation des Großbeck-Bergliftes. Die Speiereck-Gneislamelle läßt keine Stoffre-likte des voralpidischen Altbestandes erkennen, sondern nur Strukturelikte vermu-ten (Gefüge des ehemaligen Gneises). Sie ist deshalb auf der Karte als problematischer Phyllonit (55) eingetragen.

Orthogneise treten gegenüber den Paragneisen mengenmäßig zurück. Das größte Granitgneis-Vorkommen (51) bildet der altbekannte Augen-Granitgneis von Mauterndorf mit seinen intensiv deformierten, 3,5 cm langen Kalifeldspaten (Mikroclin und Schachbrettalbit). Dieser Granitgneis ist ein wichtiger Bestandteil der Twenglamelle und läßt Injektionszungen (voralpidischer Granitkontakt) im Paragneis des Mahdlwal-des erkennen. Kleinere Vorkommen von Mikroclin-Augengneis befinden sich z. B. in der Weißpriachlamelle (NW Steinkarhöhe) und in der Großbecklamelle (N Litzldorf im Murtal). Ein kleines subansteigendes Vorkommen grobkörnigen Mikroclin-Augengnei-ses förderte der neue Güterweg bei Begöriach (S Mauterndorf) zutage. Eventuell be-deutet es eine Fortsetzung des Mauterndorfer Granitgneises mit Umbiegung in die SW-Streichrichtung. Granodioritgneis (52) findet man in der Weißeneck- und Groß-ecklamelle. In der zuletztgenannten tritt auch kleinkörniger Plagioklas-Augengneis (50) auf. Von den zahlreichen Aplitgneis-Vorkommen (49) wurden nur besonders auffallende in der Karte berücksichtigt.

6.1.2.2. Altpaläozoischer Phyllit

Der **altpaläozoische Phyllit** besteht aus Serizit-Chlorit-Phyllit mit Lagen von pyritführendem Schwarzschiefer (38). Der herkömmliche Namen „Quarzphyllit“ wird nicht verwendet, um Verwechslung mit dem permischen Phyllit (32) auszu-schließen. Der altpaläozoische Phyllit ist aus marinen sandig-tonigen Sedimenten mit

teilweise euxinischer Fazies (sulfidreiche Schwarzschiefer) hervorgegangen. Einzelne dicke Quarzitlagen (37) wurden in die Karte eingetragen. Die Schwarzschiefer enthalten dünne Graphitquarzit-Bänke (36). Selten sind Serpentin mit Talkschiefer (40) und Grünschiefer (39) eines basischen Magmatismus. Die Gesteinsmetamorphose und tektonische Beanspruchung nehmen von N (Fanningphyllit) nach S (Katschbergphyllit) zu. Dieser enthält in bedeutendem Ausmaß auch Phyllonite, regressiv metamorph nach Glimmerschiefer und Gneis.

Das altpaläozoische Alter wurde von SCHÖNLAUB mittels Silur-Conodonten in Eisendolomit und Bänderkalkmarmor, die dem Phyllit als linsenförmige Schollenzüge am Katschberg eingelagert sind, bestimmt. Im Eisendolomit der Gurpitscheck-W-Flanke konnten nur fragmentarisch erhaltene und nicht bestimmbare Conodonten sichergestellt werden (SCHÖNLAUB et al. 1976).

Die altpaläozoischen Karbonatgesteinszüge sind tektonisch zerrissen (boudiniert). Sie bestehen aus in frischem Zustand grauem, mittelkörnigem, selten grobkörnigem, braun anwitterndem und häufig von Quarzadern metasomatisch verdrängtem Eisendolomit (Ankerit, 34). Mit ihm zusammen oder auch selbständig treten marmorisierte Bänderkalke (35), Graphitkalk und Graphitquarzit (36) auf.

Solche Karbonatgesteinszüge bauen im Fanningphyllit den „Unteren Eisendolomitzug“ (Gollitschspitze-SW-Kamm bis Kernsee) und den „Oberen Eisendolomitzug“ (Felswand 850 m E Twenger Almkopf bis Kar 500 m NW Kernsee) auf. Im Trogwaldphyllit findet sich nur eine kleine Bänderkalklinse. Im Katschbergphyllit streichen die betreffenden Schollen aus dem Murtal (S Stranach) über den „Lieserbüchel“ (= „Lisa-bichl“ SW Paßhöhe) ins Katschtal bei Mühlbach und weiterhin SW St. Peter ins Gebiet der Geologischen Karte der Hafnergruppe.

6.1.2.3. Perm

Die zwar fossilereen, aber lithologisch charakteristischen, vom untertriadischen Lantschfeldquarzit deutlich abgrenzbaren Schichten werden als Perm (Alpiner Verrucano) interpretiert. Sie bilden einen 11 km langen Streifen an der E-Seite des Taurachtales im Liegenden des altpaläozoischen Phyllites, jedoch in der Moserkopfschuppe mit diesem verfaltet. Ein 0,8 km langer Streifen befindet sich im Liegenden der Schladminger Gneisdecke N Ulnhütte im Weißpriachtal.

Es handelt sich um Serizit-Quarz-Schiefer und kalkhaltigen Serizit-Chlorit-Phyllit (32) mit stellenweise bunten Farben. Kalkgehalt, bunte Farben und Zurücktreten oder Fehlen von Schwarzschiefer unterscheiden den permischen Phyllit vom altpaläozoischen. Die bunten Farben reichen von leuchtend grün über violett bis rosa. Es sind offensichtlich Reliktfarben des permischen Festlandsedimentes mit damaliger Fe-Oxidation in semiaridem jahreszeitlichem Klimarhythmus ohne Abfuhr des Fe durch Humussäure. Die Mächtigkeit des Perm-Phyllites beträgt maximal 80 m.

In seinem stratigraphisch unteren und mittleren Teil sind ihm bis 40 m mächtige Feinbreccie und Geröllschiefer (33) eingelagert. Die Komponenten im Geröllschiefer (Matrix: Serizit-Quarz-Schiefer und Serizit-Chlorit-Phyllit) erreichen bis 35 cm Durchmesser. Sie sind meist gerundet und parallel zur Lineation des Gesteines gestreckt. Sie bestehen aus rosa oder farblosem Quarz, farblosem Aplitgneis und braun anwitterndem, in frischem Zustand hellgrauem (wahrscheinlich paläozoischem) Dolomit und dolomitischem Kalk. Der intensiven Deformation des Geröllschiefers entspre-

chend, bleibt bei manchen Quarz- und Karbonatkomponenten die genetische Unterscheidung zwischen echtem Geröll und Pseudogeröll (boudinierte Knauer des metamorphen Stoffumsatzes) unbefriedigend.

Eine 30 m mächtige, extrem deformierte Augengneislage (51) innerhalb der permischen Schiefer des Moserkopfes kann eventuell als Porphyroid gedeutet werden. Doch sind keine vulkanischen Reliktstrukturen erhalten.

6.1.2.4. Trias

Die Gliederung erfolgt hier nach groben lithologischen Merkmalen (Formationsnamen) und nicht nach biostratigraphischer und fazieller Feingliederung, welche TOLLMANN besonders ausarbeitete. Der interessierte Leser sei auf die Arbeiten von TOLLMANN verwiesen. Fossilien sind in den höheren Radstädter Decken häufiger. Im Abschnitt der Weißeneckdecke der geologischen Karte des mittleren Lungaus wurden nur im anisischen Kalkmarmor nicht näher bestimmte Rundstiel-Crinoiden und im Wettersteindolomit Diploporen und Kleingastropoden gefunden.

Der **Lantschfeldquarzit** (31) ist im Kartenbereich ein meist kleinkörniger, ebenflächiger parallschiefriger, häufig spitz gefalteter, kalkfreier Quarzit, der aus reifem Sandstein hervorgegangen ist. Der Hellglimmer ist farbloser Serizit oder apfelgrüner Phengit. Rote Quarzgerölle sind vor allem in den oberen Teildecken des Radstädter Systems häufig und erreichen im Weißpriachtal bis 25 mm Durchmesser.

Mit der Signatur **Rauhwanke** (30) wurde hauptsächlich die Reichenhaller Rauhwanke erfaßt. Hingegen wurde die Rauhwanke der Raiblerschichten der Signatur (26) zugeteilt. Es handelt sich um gelb bis braun anwitternden Zellenkalk, der intensiv mit kalter HCl braust und häufig Brocken von Serizitschiefer enthält (Reste des Tonschiefers im marinen salinaren Bereich). Die Mobilität des einst anhydrit- und gipshältigen Sedimentgesteines kann aus den großen Mächtigkeitsschwankungen der Rauhwanke (60 m im Purngraben, hingegen andernorts nur cm-dick) abgelesen werden. Das mobile Sediment injiziert den in Schollen zerbrechenden Kalkmarmor (in der Kalkspitzen-synklinale am Karrenweg unter der Oberen Niederrainhütte).

Als **Kalkmarmor** (29) wurde hauptsächlich der anisische Kalkmarmor (Gutensteinerkalk) in der geologischen Karte ausgeschieden. Die geringmächtigen Kalkbänke der Raiblerschichten bleiben bei Signatur (26) und die meist glimmerreichen Jura-Kalkmarmore bei Signatur (23). Die dunkel- bis hellgrauen, auch farblosen, aber häufig gebänderten anisischen Kalkmarmore weisen besonders in den tektonisch höheren Lagen (verkehrte Serie unter dem Perm und im Sedimentkeil der Kalkspitzensynklinale) eine charakteristische Rosafarbe auf. Mitunter stellen sich Lagen von Dolomitschlierenkalk, endogener Breccie, Schwarz- und Kalkschiefer ein. Ankerit und Quarz verdrängen metasomatisch den anisischen Kalkmarmor in der tektonischen Schuppenzone unter dem Moserkopf (zwischen Veithütte und Langwiesen).

Anisischer Dolomit (28, meist grauer Trochitendolomit) tritt im Twenger Wandzug in der Pleißling- und Kesselspitzdecke sowie in der verkehrten Serie unter dem Perm auf und wurde aus TOLLMANN's Karte übernommen.

Mit der Signatur **Dolomit** (27) wird hauptsächlich der Wettersteindolomit erfaßt. Er ist kleinkörnig, dunkel- bis hellgrau, oder farblos, grob gebankt, bei stärkerer tektonischer Beanspruchung auch massiv entwickelt. Endogene Dolomitbreccien kommen vor. In der Weißeneckdecke bildet er den in der Landschaft auffallenden Zug hel-

ler Schrofen von der Lapernigspitze zum Sockel des Schlosses Mauterndorf und über das Großeck und Speiereck zum Tschaneck (W Katschberg) und in das Lieser- und Maltatal. In der Pleißling- und Kesselspitzdecke und in der verkehrten Serie unter dem Perm läßt sich der Wettersteindolomit stratigraphisch gut einordnen (TOLLMANN), ebenso in der Kalkspitzensynklinale.

Für zahlreiche kleine Dolomitvorkommen in tektonischen Schuppenzonen und Olistholithen kann nur „Triasdolomit im allgemeinen“ und somit die Signatur (27) angegeben werden.

Die Raiblerschichten (26) zeichnen sich in der Pleißling- und Kesselspitzdecke durch besondere Gesteinsvariation aus: dunkler Dolomit, Phyllit, Sandstein, Rauh- wacke, Breccie und Kalkbänke (TOLLMANN). In der Weißenneckdecke wurde nur ein Vorkommen von Sandstein und dunklem Dolomit über Wettersteindolomit berücksichtigt (SE Unterer Scharalm).

Hauptdolomit (25) der Pleißlingdecke im Twenger Wandzug wurde von CLAR gefunden und von TOLLMANN im Detail kartiert und dementsprechend in die vorliegende geologische Karte übernommen. Das darüberlagernde Rhät und der auflagernde belemniten- und crinoidenführende Lias von Schaidberg liegen auf Kartenblatt Muhr, knapp westlich unserer Karte.

6.1.2.5. Jura

Innerhalb des Gebietes der geologischen Karte des mittleren Lungaus hat der Jura keine Fossilien geliefert. Schwarzschiefer (24) und Kalkschiefer (23) mit Lagen von Kalkmarmor und Karbonatquarzit sind analog denen der penninischen Bündnerschiefer beschaffen.

Hornsteinquarzit (22, ab Malm) zeichnet sich durch ursprüngliche Feinkörnigkeit und Feinschichtigkeit der Quarzlagen aus. Im Streifen Scharalm—Laswald bildet er die streichende Fortsetzung des Hornsteinquarzites mit Radiolarit der Hochfeindgruppe (Kartenblatt Muhr) und enthält auch Manganschiefer (Lapernigspitze und Taurachtal SW Lagler). Die anderen Vorkommen weisen gröbere Umkristallisation auf und sind genetisch unsicher.

Polygene Breccien (21) enthalten im Gegensatz zu monomikten endogenen Breccien Gesteinskomponenten, die von der Zusammensetzung der Matrix erheblich abweichen. Im Radstädter Deckensystem sind das die (1) polygenen Breccien des Lias und Dogger (Türkenkogelbreccie). Sie führen als Komponenten zumeist Triasgesteine (vor allem Dolomit) in Schwarzschiefer-, Kalkschiefer- und Karbonatquarzit-Matrix (ähnlich den penninischen Liasbreccien vom Typus Pfandscharte, siehe: Brennkogelserie!). Hingegen enthält die (2) polygene Breccie des Malm und eventuell ?Unterkreide (Schwarzeckbreccie) häufig auch Komponenten des Basement (Gneis etc.).

Sicher der Schwarzeckbreccie zuzuteilende Breccien befinden sich im Streifen Scharalm—Laswald in unmittelbarer streichender Fortsetzung der Schwarzeckbreccie der Hochfeindgruppe und Grubachspitze (Kartenblatt Muhr). An der W-Seite des Taurachtals (Aufschlüsse des neuen Güterweges, 1,1 km S Tweng) führt die Schwarzeckbreccie teils eckige, teils linsige, bis 0,5 m große Komponenten von Dolomit, Serizitquarzit, Rauh- wacke, Kalkschiefer, Gangquarz, Schachbrettalbitgneis, Hellglimmergneis, Aplitgneis und Gneisphyllonit. Die Matrix besteht aus Serizit-Chlorit-Quarzschiefer, Kalkschiefer und Karbonatquarzit.

Die Zuteilung anderer polygener Breccienvorkommen zur Türkenkogel-, oder zur Schwarzeckbreccie bleibt problematisch: N Mauterndorf, Holzeralm, Schöneck–NE-Kamm, Eschawald und Speiereck.

6.2. Hauptkörper der Ostalpinen Schubmasse

6.2.1. Schladminger Gneisdecke

Auf der geologischen Karte des mittleren Lungaus kommt nur ein kleines, südwestliches Teilgebiet der Schladminger Gneisdecke zur Darstellung (siehe: Nebenkärtchen auf Teil 1 der geologischen Karte und Abb. 1!). Charakteristisch für das vorliegende Teilgebiet ist ein Synklinalbau um NW–SE Faltenachse (Abb. 2, Profil 1).

Der Gneis der Weißpriach–E-Seite und des südlichen Lignitztales fällt mittelsteil nach NE. Im N liegt er auf dem Permo-Mesozoikum der Kalkspitzen, im S auf der angepreßten Lessacher Phyllonitzone. Der Muldenkern besteht aus Granatglimmerschiefer, Amphibolit und Gneis (Lignitztal, Gensgitsch). Der NE-Teil der Synklinale entspricht der S-Flanke des breiten Hochgolling-Gewölbes (Leßhöhe).

Es wird vermutet, daß die Schladminger Gneisdecke auf Pennin und Radstädter Deckensystem schwimmt. Fensterförmig taucht zwischen Gneis des Znachtals bei P. 1512 (N-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus) wahrscheinlich mitteltriadischer Kalkmarmor (2,5 m mächtig) innerhalb einer Gneisphyllonit-Zone auf. Übertrieben dick in der geologischen Karte eingetragen!

Die auffallenden Granatglimmerschieferlagen im gegenständlichen Teilbereich bilden die Fortsetzung der weiter E am S-Rand der Schladminger Gneisdecke bekannten, z.B. der am S-Kamm des Prebers aufgeschlossenen Granatglimmerschiefer, die mit denen der Wölzer Tauern zusammenhängen. Im vorliegenden Bereich der geologischen Karte des mittleren Lungaus bilden sie vorwiegend den Muldenkern der Gneissynklinale. Sie liegen hauptsächlich über den Schladminger Gneisen und bilden vielleicht eine jüngere Formation.

Die Gneise bestehen vorwiegend aus Paragneis (58), Bändergneis und Migmatit mit dünnen Lagen von Glimmerschiefer und Chlorit-Serizit-Phyllit. Die Gesteine sind ähnlich dem Basement des Radstädter Deckensystems, nur bedeutend mächtiger und ihr Primärbestand (voralpidische Amphibolitfazies) ist besser erhalten. Es herrscht aber auch hier regressive Metamorphose. Phyllonitlagen sind häufig.

Amphibolit (54) nimmt am Aufbau der Bändergneise teil und bildet auch selbständige, über 100 m mächtige Lagen. Er wird von Epidotgneis, Grünschiefer und chloritreichem Schiefer begleitet. Neben dem gewöhnlichen, klein- bis mittelkörnigen Amphibolit treten Granat-, Biotit-, Epidotamphibolit, Hornblendegarbenschiefer und Chlorit–Serizit-Schiefer auf.

Orthogneise treten analog dem Basement des Radstädter Deckensystems mengenmäßig zurück. Mikrokin-Augengneis (51, hervorgegangen aus Granitgneis) kommt bei der Schlickenhütte und am Muleteck vor, wo er einen 200 m mächtigen und im Streichen 3,7 km langen Gesteinszug bis Wieland im Lignitztal aufbaut. Die 3 cm großen Kalifeldspate (Mikrokin) sind teilweise schachbrettalbitisiert und zu pappendeckeldünnen Linsen ausgewalzt. Ein hornblendeführender Dioritgneis (53) W Zechnerkar-

spitze bildet eine ebenfalls 200 m mächtige Lage im Kar NE Karerhütte. Aplite und Aplitgneis (49) sind häufig. Der Letztgenannte wurde nur S Granitzleigens in der Karte vermerkt. Pegmatit fand sich nur in Lesesteinen.

Granatglimmerschiefer (46) bildet mehrere, bis 200 m mächtige Lagen und führt häufig Pseudomorphosen nach Staurolith (47). In ihnen findet man das Mineral Staurolith an einer Stelle auch noch stofflich erhalten (Weißpriachtal, N Forsthaus Grankler). Auch die Granatglimmerschiefer weisen regressive Metamorphose (Chloritisierung des Granats und Biotites, Albit anstelle von Oligoklas) auf und enthalten Partien phyllitischen Granatglimmerschiefers. Charakteristisch sind bis 0,4 m dicke Einlagen von Graphitquarzit (44).

6.2.2. Lessacher Phyllonitzone

Diese Zone erfuhr eine geologische Detailuntersuchung durch ZEZULA (1976). Sie streicht N Tamsweg in E–W Richtung. Im Gebiet der geologischen Karte des mittleren Lungaus sind nur isolierte inselförmige Aufschlüsse innerhalb Moräne (Niederrainwald und Sonndörfel bei Vorderweißpriach) und Bergsturzblockwerk (Hinterweißpriach) vorhanden (Abb. 1).

Im Niederrainwald streichen die Gesteine NNW (parallel zur Weißpriachstörung) und fallen mittelsteil nach ENE. Über Basement fraglicher tektonischer Zuordnung (Weißpriach-Gneislamelle oder Schladminger Gneisdecke), bestehend aus phyllonitischem Bändergneis, Grünschiefer und Mylonit, folgen phyllitischer Granatglimmerschiefer, Phyllit mit Graphitquarzit (36) und als höchste Lage: 30 m mächtiger, marmorisierter Bänderkalk (35) mit dünnblättrigen Lagen von 0,5 m mächtigem Graphitkalk.

Für den metamorphen Bänderkalk wird silurisches Alter vermutet, weil außerhalb der geologischen Karte des mittleren Lungaus analoger marmorisierter Bänderkalk in geologischem Verbände mit Silur-Conodonten führendem Eisendolomit vorkommt (am Zankwarner Berg, 2,5 km NE Niederrainwald, SCHÖNLAUB & ZEZULA 1975).

Bei Sonndörfel steht neben grobkörnigem Amphibolit an mehreren Stellen Serizit-Chlorit-Phyllit an. In der Mündungsschlucht des Hammerbaches bei Hinterweißpriach fällt 10 m mächtiger phyllitischer Granatglimmerschiefer mittelsteil nach ENE.

Die Lessacher Phyllonitzone verbindet sich anscheinend nicht mit dem Fanning-phyllit, sondern tritt in die tektonische Fuge zwischen Weißpriacher Gneislamelle und Schladminger Gneisdecke (Weißpriachstörung) ein.

6.2.3. Nock-Kristallin

Es besteht aus Gesteinen des vor-permischen Basement mit amphibolitfazieller vor-permischer Metamorphose. Darüber liegt sedimentär-transgressiv die nur schwach metamorphe permo-triadische Schichtfolge (außerhalb des gegenständlichen Kartenbereiches, bei Innerkrems auf Kartenblatt Radenthain). Die alpidische Metamorphose wirkte im Basement regressiv. Eine mächtige Diaphthoreszone (phyllitischer Granatglimmerschiefer) mit Mylonit kennzeichnet die Basis des Nock-Kristallins. Die Diaphthoreszone entstand während des Tangentialtransportes des Hauptkörpers der Ostalpinen Schubmasse über das Radstädter Deckensystem und über die penninischen

Decken. Analoge, aber weniger mächtige Diaphthoresozonen kennzeichnen diese Überschiebungsbahn auch sehr deutlich an der Basis des Kristallins der Schober-, Sadnig- und Kreuzeckgruppe längs des Südrandes des Tauernfensters.

Die geologischen Aufschlußverhältnisse der Nockberge und des Lungauer Bekkens, welche dem Nock-Kristallin zugehören, sind spärlich. Mit Hilfe zahlreicher künstlicher Aufschlüsse an Güterwegen wurde die vorliegende geologische Karte zustande gebracht.

Das Nock-Kristallin im Bereich der geologischen Karte des mittleren Lungaus setzt sich aus drei Zonen zusammen, die im allgemeinen SW–NE streichen und mittelsteil nach SE einfallen. Von unten nach oben handelt es sich um folgende Zonen (Abb. 2, Profil 2):

(1) Phyllitischer Granatglimmerschiefer, 1.000 m mächtig. Er bildet die basale Diaphthoreszone des Hauptkörpers der Ostalpinen Schubmasse.

(2) Granatglimmerschiefer (weniger regressiv metamorph), lagenförmig abwechselnd mit Biotit–Plagioklas-Gneis. Einige 100 m Mächtigkeit.

(3) Recht einheitlich beschaffener Biotit-Plagioklas-Gneis, 1.500 m mächtig.

Besonders dieser einheitliche Biotit-Plagioklas-Gneis stellt ein Charakteristikum des Nock-Kristallins dar. Im allgemeinen fehlen ihm Bändergneise, Amphibolite und Migmatite. Er zeigt nur lagenförmigen Wechsel glimmerreicher und -ärmerer Partien und lokale Einlagerungen von Glimmerschiefer, auf Grund deren er als Paragneis (Bundschuhparagneis) anzusprechen ist.

Dieser mittelkörnige Biotit-Plagioklas-Gneis (62) läßt noch gut den metamorphen vor-permischen Starkwirkungsbereich (Amphibolitfazies) im Mineralbestand erkennen: Andesin-Oligoklas, rotbrauner Biotit, Rutil, Granat, Quarz; hingegen Hellglimmer zurücktretend und Chlorit meist fehlend. Alpidisch erfolgte Kornzertrümmerung und geringe Rekristallisation im metamorphen Schwachwirkungsbereich (Albit, Serizit, Chlorit, Epidot) mit auffallend prächtiger Neubildung von Turmalin. Es gibt keine quergreifenden Aplite und Pegmatite. Sehr selten sind konkordante aplitische Mobilisate in glimmerreichen Partien. Häufig gibt es Quarzknuern, Quarzlagergänge und mit Gangquarz ausgefüllte Klüfte.

Der Paragneis geht kontinuierlich in gröberkörnigen, reichlich Hellglimmer führenden Biotit-Plagioklas-Gneis mit rundlichen bis linsenförmigen Plagioklasblasten (Andesin bis Oligoklas) über, die wie „Knötchen“ (THEINER 1987) aussehen. Größere Partien dieser Varietät haben wir auf der Karte als Paragneis mit Plagioklas-Knoten (60) ausgeschieden. Das größte Vorkommen befindet sich W Kramerbichl und im zugehörigen Bergsturzblockwerk gegen das Liesertal. Ein spektakuläres Gestein ist der analog beschaffene Paragneis mit bis 2 cm langen und bis 1 cm breiten Plagioklas-Augen (61). Er bildet nur dünne Lagen von einigen dm bis maximal 20 m Mächtigkeit. Seine anstehenden Vorkommen haben wir in der Karte maßstabmäßig übertrieben vermerkt. An lokalen Scherzonen ist der Paragneis phyllonitisiert zu Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Schiefer (59).

Amphibolit (54) bildet schmale Züge, die kaum 20 m Mächtigkeit überschreiten und mit Granatglimmerschiefer assoziiert sind. Neben gewöhnlichem Amphibolit finden sich Granat-, Biotitamphibolit, Hornblendegarbenschiefer und in Phyllonitizonen: Grünschiefer und chloritreicher Schiefer.

Orthogneise sind selten. Bemerkenswert ist ein 100 m mächtiger Mikroklin-Augengneis (51). Er baut die Steinwand S Rennweg auf. Es handelt sich um einen prächtigen Rotationstektonit mit mittelsteil SE-geneigter Faltenachse und mit teilweise er-

haltenem, primär-magmatischem Mineralbestand (rotbrauner Biotit mit geregelten Apatiteinschlüssen). Am E-Ufer der Lieser bei Brugg führt er einen 15 cm dicken Pegmatitlagengang.

W unter dem Gipfel des Ainecks befindet sich ein 10 m mächtiger leukokrater Orthogneis mit aplitischen und pegmatitischen Intrusionen im Granatglimmerschiefer. Außerdem wurden an einigen Stellen des Nock-Kristallins cm-dicke Aplitlagergänge und dünne lokale aplitische Mobilisationszonen beobachtet, jedoch wegen ihrer Kleinheit in der Karte nicht ausgeschieden.

Auffallend ist ein steil stehender, 8 m mächtiger, metamorpher Granodioritgang (48, SE Rennweg). Er streicht N 40° E und ist konform zum angrenzenden Granatglimmerschiefer orientiert. Der primär-magmatische Mineralbestand dieses Ganggesteines (Einsprenglinge von rotbraunem Biotit mit geregelten Apatiteinschlüssen; automorphe Plagioklasleisten) erlitt später eine Epimetamorphose. Eventuell gehört er zur Familie der oligozänen periadriatischen Magmatite.

Der Granatglimmerschiefer (46) der geologischen Zone Nr. 2 (siehe oben!) besitzt noch den alten Mineralbestand der Amphibolitfazies (2 cm großer Granat, rotbrauner Biotit, große Muskovitscheiter, Oligoklas, Quarz, Rutil), zeigt jedoch beginnende Epimetamorphose (Serizit, Chlorit, Albit, Epidot) und Kornzertrümmerung. Neusprossung von 25 mm langen und 5 mm breiten Turmalinsäulen. An mehreren Stellen wurden Pseudomorphosen nach Staurolith (47) gefunden. Außerdem treten einige m mächtige Quarzitlagen (45) auf.

Der Granatglimmerschiefer bildet in Abwechslung mit Paragneis vier NE-streichende Hauptzüge, die allerdings durch breite aufschlußlose Areale unterbrochen sind. Vom Liegenden zum Hangenden beobachtet man folgende Granatglimmerschieferzüge:

(1) Liesertal (Autobahn SE Rennweg) – Laußnitzhöhe – Pichlern – Erosionskappe am Mitterberg. Mächtigkeit: 200 bis 400 m.

(2) Bonnerhütte – Alpengasthof Bundschuh. Mächtigkeit 150 m.

(3) Atzensberger Alm – Laußnitzsee – Alter Hochofen bei Forsthaus Bundschuh. Mächtigkeit: 400 m.

(4) Ein Schwarm von Granatglimmerschieferlinsen im Paragneis. Schereck – Gmeinock – Otthütten – Weißseite. Mächtigkeit: Einige m bis 100 m.

Der phyllitische Granatglimmerschiefer (43) ist aus dem Vorgenannten durch regressive Metamorphose hervorgegangen. Er baut an der Basis des Nock-Kristallins den Gesteinszug: Rennweg – Aineck – St. Martin – St. Margarethen – Hollerberg – Sockel des Mitterberges – Nordseite des Taurachtales bei den Ortschaften Steindorf, Seitling und Fanning auf.

Vom vorgenannten Granatglimmerschiefer unterscheidet sich das Gestein durch seinen seidigen feinschuppigen Serizitfilz mit Chlorit und kleinem rehbraunem Biotit. Der 2 cm große Granat ist häufig chloritisiert. Quarz ist stellenweise stark postkristallin deformiert. Statt des kornzertrümmerten Oligoklases treten postkinematisch gesproßte Albitrundlinge mit 2 mm Durchmesser auf (Anklänge an die Tauernkristallisation). Das Titanmineral ist hier nicht Rutil, sondern Titanit. Die regressive Metamorphose wirkt selektiv. Sie erfaßt großräumig die bildsamen, dem metamorphen Lösungsumsatz (Fluide) besser zugänglichen Glimmerschiefer und verschont kompakte Einlagerungen von Quarzit (42, mit rotbraunem Biotit), Biotit-Plagioklas-Gneis (vom Typus Bundschuhparagneis) und Mikroklin-Augengneis (Steinwand, siehe oben!).

Das Gestein ist fein gefaltet, weist sehr unregelmäßiges Streichen und Fallen der s-Flächen und aberrant NE-streichende Lineation und Faltenachsen auf. Phylloniti-

sche Scherzonen und feinstkörnige schwarze Mylonite sind häufig.

In der geologischen Karte eingetragen wurde die deka-m mächtige Mylonitzone (41) an der Basis (Überschiebungsfläche über das Radstädter Deckensystem) des Nock-Kristallins bei Begöriach, im Gschwandgraben (S Stranach, NOWOTNY 1976) und im Wildbachgraben NE Lärchbichl (bei St. Georgen). Derartige schwarze, feinstkörnige Mylonite mit muscheligen Bruchflächen finden sich auch innerhalb des Nock-Kristallins (Teuerlnock und Schwarzwand).

7. Jungtertiär (?)

Die jungtertiären (hauptsächlich miozänen) Süßwassersedimente sind in der Umgebung von Tamsweg reichlich entwickelt (HEINRICH 1977). Im Bereich der geologischen Karte des mittleren Lungaus gibt es nur fragliche Reste. Hier werden noch sedimentologische und bodenkundliche Untersuchungen notwendig sein.

Am Plateau des Mitterberges in SH. 1500 bis 1560 m (1 km W Hohenbühel) gibt es eine Schotterflur (19) von flachen, 0,3 m großen Flußgeschieben, bestehend aus Glimmerschiefer und Gneis der Ostalpinen Decke und aus Quarz-Restschottern. An einer Stelle ist ein zugehöriges Konglomerat (20, am Güterweg, N Vordersdorf) aufgeschlossen. Dem Anschein nach entspricht es lithologisch der jungtertiären Basisbreccie von Tamsweg (Mündung des Preberbaches bei Sauerfeld). In grob- bis mittelkörniger, sandiger klastischer Matrix liegen eckige bis runde Blöcke der Gesteine, welche obige Flußgeschiebe zusammensetzen.

Im Hochtal des Laußnitzbaches (WSW Bonnerhütte) wurde in der Vergangenheit mehrfach kohleführendes jungtertiäres Konglomerat in 1670 m SH. vermutet. Die älteren Aufschlüsse sind nicht mehr vorhanden. Eine Konglomeratlage mit Kohlestückchen liegt unter Moräne in den Kiesgruben 500 m WSW Bonnerhütte (SCHNEIDER 1988, p. 201). Ob es sich um eine jungtertiäre, oder um eine pleistozäne (fluvioglaziale) Bildung handelt, ist vorläufig nicht geklärt.

Weite flache Hochplateaus ohne Felsaufschlüsse, bedeckt mit Rasen und Sumpf wurden in der geologischen Karte mit dem Buchstaben „N“ (18) als Nockfläche bezeichnet. An den wenigen vorhandenen künstlichen Aufschlüssen (Güterweg von Ebenwaldhütte zur nördlichen Atzensbergeralm und Karrenweg S Schereck) tritt rotbrauner Lehm auf. Da auch Glazialgeschiebe hier verhältnismäßig selten sind, kann jungtertiärer Reliktboden vermutet werden, ähnlich solchem am Alpenostrand (Ostkarawanken, Koralm etc.). Jedenfalls sind diesbezüglich spezielle bodenkundliche Untersuchungen erforderlich!

8. Quartär

Die Dicke des pleistozänen Eises über dem Lungauer Becken betrug 1.000 m (erratische Blöcke auf dem Tschaneck). Über dem Katschberg bestand eine Verbindung zwischen Mur- und Draugletscher. Moränen (16) haben eine weite Verbreitung. Sonderbar ist die Anhäufung erratischer Blöcke, die aus dem typischen Oberkarbonkonglomerat (17) der Gurktaler Decke bestehen. Sie befinden sich im Nockgebiet in der Hochregion um die Bonnerhütte (Quellgebiet des Laußnitz- und Leißnitzbaches).

Im felsigen Talgrund der Enge des Taurachtales NW Mauterndorf fand TOLL-

MANN die Gletschertöpfe (13) bei der Gastalm und Hammer, die als Naturdenkmale von der Gemeinde Mauterndorf betreut werden.

Unter der Würm-Moräne lagern Sand und Bänderton als Terrassensediment (15) im Murtal (ehemalige Ziegel-Tongruben bei Flatschach). Jünger als die Würm-Moräne sind spät- und postglaziale Stauseesedimente (11) im Liesertal und bei Hinterweißpriach. Im Nockgebiet befinden sich die durch Fließwülste charakterisierten periglazialen Schuttströme (12).

Die **Moränenwälle** (14) entsprechen Halte- und kurzfristigen Vorrückstadien der Gletscher am Ende der Würm-Kaltzeit. Solche Endmoränenwälle an der Mündung von Engtälern ins Lungauer Becken dürften dem Gschnitz-Stadium entsprechen: Ausgang des Murwinkels (NE Katschbergtunnel–N-Portal), Ausgang der Taurach-Enge (Kelchbrunn in Mauterndorf) und Ausgang des Weißpriachtales (Bruggarn und Bruckdorf).

Jüngere Haltestadien gibt es weiter innen im Gebirge an Talgabeln (S Tennfall im Taurachtal und bei der Mündung des Znachbaches ins Weißpriachtal).

Am jüngsten sind die zahlreichen Endmoränenwälle des Daun-Stadiums in den Hochkaren, häufig von den schönen Karseen begleitet. Rund um das Gurpitscheck sind mehrere Kare übereinander zu sogenannten Kartreppen gestaffelt.

Durch erosive Übersteilung der Berghänge entsteht **gravitative Hangtektonik**: Zerreißungsspalten, Fels-Rutschungen, Bergstürze und Gleitmassen. Dazu gehören:

Trümmergrate (10), wobei der Erosion ausgesetzte Felspartien in situ zusammenbrechen, so daß das Trümmerfeld am Grat liegenbleibt. Dieser Vorgang vollzieht sich in kompetenten (harten oder zähen) Gesteinen: In Augengneis (SE Tscheibitschsee), in Quarzit (Karneitschenhöhe), in Granatglimmerschiefer (SSE Falterscharte) und in Paragneis (Rupenhöhe-N-Kamm).

Abgerutschte Gesteinsmassen (9) bewahren mitunter den Schichtverband, der dann zumeist in gekippter oder verdrehter Stellung zu beobachten ist. Zahlreich sind **Bergzerreißungsspalten** (7) als Vorboten künftiger Bergstürze. Auf breiten Bergkämmen geben sie Veranlassung zur Bildung sogenannter „Doppelgrate“ mit Spalte längs der Mitte des Kammes und beginnender Abrutschung nach beiden Seiten (typisch entwickelt am Kamm Fanninghöhe–Karneitschenhöhe).

Trümmerfelder aus **Bergsturzblockwerk** (8) nehmen bedeutende Areale im mittleren Lungau ein. Meist folgen sie dem Prinzip des Abgleitens und der Zertrümmerung einer kompetenten, kluftrreichen Gesteinslage auf schiefer Ebene (isoklinal) über bildsamem, eher wasserundurchlässigem und daher wasserstauend gleitfähigem Phyllit. Hierher gehören die E-geneigten synthetischen Bergstürze an den W-Seiten des Weißpriach-, Taurach-, Zederhaus-, Klaus-, Fallbach- und Liesertales. Die Antithetischen an den E-Seiten der Täler sind selten (Purnalm, Kerschhacklhütte, Lanschützgräben).

Interglaziale Anlage (Moränenbedeckung) zeigen die Bergstürze von Weißpriach, Purnalm, Moserkopf-Süd, Speiereck Halterhütte, Zickenberg, Gantalscharte-Süd, Krangleralm und Kramerbichl-Süd. Mitunter sind sie postglazial nachgebrochen und rutschen auch heute weiter (z. B. der vor einigen Jahren erfolgte Blockstrom E Weißpriacher Skihütte). Die übrigen Bergstürze haben postglaziales Alter (ohne Moränenbedeckung). Vor einigen Jahren ging der 40 m hohe Bergsturz in phyllitischem Granatglimmerschiefer der Schlucht des Leißnitzbaches (1,45 km SW Pfarrkirche St. Margarethen) nieder. Als Abrißnische schuf er die sogenannte „Rote Wand“.

Karsterscheinungen treten in den Karbonatgesteinen des Radstädter Deckensystems auf. Karstquellen (5) gibt es an den W-Seiten des Taurach- und Weißpriachtales: SE Unterer Scharalm (nicht perennierend), 500 m NW Reiner (perennierend), „Frau-

enhöhle“ in Trogbachschlucht (trocken), 150 m NE Mörtlhütte (perennierend) und die große, bereits aus der Ferne sichtbare Höhle im Kalkmarmor E Tiefenbachsee (trocken). In denselben Tälern befinden sich Dolinen und Bachschlucklöcher (4) auf der Twengeralm und SE und E Tiefenbachsee.

Schuttkegel (2) an den Mündungen der Neben- in die Haupttäler sowie an steilen Bergflanken, ferner Talalluvionen und Gehängeschutt (1), Seen, jahreszeitliche Tümpel, Sumpf und Hochmoore (3) wurden in die geologische Karte eingetragen. Durch die postglaziale Talgeschichte des Lungauer Beckens entstanden die Hängetäler W Moosham und bei Pichlern (ehemalige Mündungen der Taurach und des Bundschuhbaches in die Mur) und das Trockental (6) bei Niederrain (ehemaliger Abfluß der Weißpriacher Ache zum Lignitzbach). Nur zwischen Hinterweißpriach und Bruggarn blieb die stimmungsvolle Alluviallandschaft des Lungaus mit freien Flußmäandern erhalten. In den übrigen Becken-Tälern herrscht die phantasielose künstliche Flußregulierung.

9. Strukturen

Die mit freiem Auge am anstehenden Fels beobachtbaren hauptsächlichen Flächen- und Linearstrukturen wurden in einer Strukturkarte im Maßstab 1:25.000 eingetragen und diese im Archiv der Geologischen Bundesanstalt in Wien deponiert. In die vorliegende geologische Karte des mittleren Lungaus konnte nur eine kleine repräsentative Auswahl von s-Flächen („Schichtung und Schieferung“) und Lineationen aus der genannten Strukturkarte übertragen werden.

Der Verfasser hat sich vor allem bemüht, die Beobachtungen (Messungen) nur an anstehendem Fels durchzuführen. Zonen mit gravitativer Sekundärtektonik (Bergsturzgebiete etc.) wurden ausgespart. Bloß im Nockgebiet bleiben die diesbezüglichen Bemühungen wegen schlechter Aufschlüsse und eventuell auch einer primärtektonischen und polyphasen Zerhackung des Gebirgskörpers in Einzelschollen unbefriedigend.

Für die auf der geologischen Karte dargestellten penninischen Decken und das Radstädter System N Mur, einschließlich dem N-fallenden Sockel der Schladminger Gneisdecke ergibt sich aus den Beobachtungen die recht regelmäßige Struktur des nach E eintauchenden Tauerngewölbes.

Von ihm zu unterscheiden sind die NE-Randpartie der Karte (S-fallende Hochgolling-Antiklinale der Schladminger Gneisdecke); ferner der vielfach zerstückelte und strukturell unregelmäßige Streifen des Katschbergphyllites (Radstädter Deckensystem S Mur) und des phyllitischen Granatglimmerschiefers (Basis des Nock-Kristallins) einschließlich einiger Außenpartien des Bundschuh-Paragneises (SW Ebenwald, Schlucht des Bundschuhbaches, Pichlern und Gruben). Der Innenteil des Bundschuh-Paragneises zeigt in der SE-Ecke und am S-Rand der geologischen Karte dann wiederum eine einheitlich SE-geneigte Struktur.

Das Tauerngewölbe ist charakterisiert durch die Firstlinie bei dem Speiereck mit umlaufendem Fallen der s-Flächen von NE (N-Schenkel des Gewölbes) zu E und SE (S-Schenkel des Gewölbes, anhaltend bis ins Drautal). Die genaue Firstlinie befindet sich in den tieferen penninischen Einheiten einige km weiter südlich, und zwar im Gebiet des N-Portals des Katschbergtunnels (SW St. Michael); im Fuscherphyllit und Radstädter Deckensystem hingegen weiter nördlich, und zwar längs der Linie:

Lanschützgräben – Zallinwand – Hammer (N Mauterndorf). Etwa an dieser Linie erfahren die Lineationen und Faltenachsen im Pennin und Weißeneckdecke eine Kulmination (horizontale Lage: „Speiereck-Kulmination“). Sie neigen sich N dieser Linie zu meist nach WNW (bis ins Rauristal!) und S der Linie nach SE (bis ins Drau – Möll-Tal!). Jünger ist eine NNE streichende Knitterungsachse, welche der Hauptlineation später im Zuge von Querfaltung aufgeprägt wurde. Sie umfaßt das gesamte Tauerngewölbe im Bereich unserer geologischen Karte bis zum Sockel der Schladminger Gneisdecke und ist als Hauptfaltenachse im Bereich des phyllitischen Granatglimmerschiefers im Nock-Kristallin vertreten. Im W anschließenden Gebiet der Hafnergruppe bezeichneten wir diese Faltenachse als Muhrbögen, weil sie in der Ortschaft Muhr prächtig aufgeschlossen ist. Im Alpenbau entspricht die ältere Lineation unseres Gebietes (NW – SE) der dinarischen und die jüngere (SSW – NNE) der karpatischen Richtung.

Der auf der geologischen Karte abgebildete Bereich der Schladminger Gneisdecke wird von SE geneigten Lineationen und Faltenachsen mit entsprechenden Teilwalzen (Teufelskirche, Zechnerkar Spitze und Gensgitsch) beherrscht. Der Synklinalbau zwischen Sockel im S und Hochgolling-Antiklinale im N bewirkt horizontale Lage der s-Flächen am Lahnkopf und Diskordanzen (disharmonische Bewegungen) in den Synklinen (S Zechnerkar Spitze und S Granitzl).

Der Katschbergphyllit ist geradezu sprichwörtlich tektonisch gequält und mit aberantem W-Fallen mancher s-Flächen zerstückelt (BECKE 1909, EXNER 1939). Längs der Bundesstraße S des Passes (Katschbach) und in den zahlreichen, gut aufgeschlossenen Tälchen N St. Georgen hat man den Eindruck von fault scarps: Vertikale Verstellungen an Erdbebenspalten, die so jung sind, daß sie noch morphologisch kenntlich sind. Der Katschbergphyllit kontrastiert gegen die schön regelmäßig SE fallenden s-Flächen und Lineationen der penninischen Decken. Er stellt anscheinend strukturell eine junge Quetschzone im Zuge der Alpen-Querfaltung zwischen dem eher kompetenten Tauerngewölbe und Bundschuh-Paragneis dar.

So ist wohl auch das unregelmäßige Gefüge des phyllitischen Granatglimmerschiefers an der Basis des Nock-Kristallins eher verständlich. Hier sind SE-fallende s-Flächen und NE streichende Lineationen vorherrschend, jedoch mit zahlreichen Abweichungen.

Im inneren Gebiet des Bundschuh-Paragneises herrscht ein recht regelmäßiger Bau mit SE fallenden s-Flächen und Hauptlineation und mit jüngerer Überprägung einer NE streichenden Knitterungsachse (Schereck und Otthütten). Die strukturellen Abweichungen im Außenteil werden sich eventuell in Zukunft durch geologische Kartierung des E-Teiles des Bundschuh-Paragneises (außerhalb der vorliegenden Karte) deutlicher darstellen.

Beobachtete steile spättektonische Störungen sind die sogenannte Fallbachstörung N Oberdorf im Liesertal (Absenkung des E-Flügels um einige deka-m) und die Rechtsseitenverschiebung im Niederrainwald bei St. Rupert im Weißpriachtal (mit 90 m langem horizontalem Verschiebungsbetrag).

Nur vermutet wird die Weißpriachstörung unter den Alluvionen des auffallend gerade verlaufenden Weißpriachtales in Fortsetzung der in gleicher Richtung auskeilenden Kalkspitzensynklinale. Beobachtbare Kennzeichen sind nur der gekippte Felsriegel W Lahnbrücke und Mylonit im Talfels beim Auergut.

10. Alter Bergbau, Steinbrüche, Kiesgruben etc.

Derzeit gibt es im mittleren Lungau keinen Bergbau. Die in der geologischen Karte eingetragenen Stollen, Schächte und Pingen ehemaligen Bergbaues beziehen sich auf folgende Vorkommen:

Kiesführender Lagerquarz in Storzserie. Pinge am Zickenberg-S-Hang (Murtal). Ausläufer der Goldlagerstätte Schellgaden, deren Zentrum auf Kartenblatt Hafnergruppe liegt.

Talkbergbau Schellgaden in Talkschiefer der Storzserie (in Fortsetzung eines Serpentinzugs). Stollen am W-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus, nahe dem S-Ufer der Mur.

Probestollen in Grammatit-Asbest als Begleitgestein von Serpentin in den Bündnerschiefern der Peripheren Schieferhülle (Brennkogelserie). S-Seite des Liesertales am W-Rand der geologischen Karte.

Kiesführende Quarzlager in Schwarzschiefer des altpaläozoischen Fanningphyllites. Stollen, Pingen und Schächte an der E-Seite des Taurachtales im Gebiet: Tauernhöhe – Kleines Gurpitscheck – Zechnerriegel – Fanninghöhe – Jaklhütte.

Uranprospektionsstollen auf Grund erhöhter radiometrischer Meßwerte in permischem Phyllit. Moserkopfschuppe des Radstädter Deckensystems. Zwischen Veitlhütte und Gamsstadl bei Moserkopf (N Mauterndorf).

Quarzlagergänge mit pyritführendem Quarzit in Paragneis der Schladminger Gneisdecke. Mehrere Pingen und Bergbauhalde. Am N-Rand der geologischen Karte des mittleren Lungaus im Znachtal, W P.1512.

Steinbrüche

Nur zwei Steinbrüche befinden sich heute in Betrieb (Kalkschiefer ENE Unterweißburg bei St. Michael und Triasdolomit bei Hammer NW Mauterndorf). Auf der geologischen Karte haben wir aber auch sämtliche beobachtete, derzeit verlassene Steinbrüche eingetragen, so daß sich die Gesamtliste von tektonisch unten nach oben folgendermaßen darstellt:

Phengit-Augengneis der Schrovinserie: N Hanslhütte (W Katschberg).

Antigoritserpentin der Brennkogelserie (Bündnerschiefer): NW Peitler bei St. Peter im Liesertal. Ziersteine für den Straßenbau.

Kalkschiefer der Glocknerserie (Bündnerschiefer): ENE Unterweißburg bei St. Michael (in Betrieb, Bausteine und Zierplatten). S-Ufer der Mur bei Feichten (Blöcke für Murregulierung). W Gantalscharte am Grenzkamm Salzburg/Kärnten (Bausteine für Hütten im Zuge der Lawinenverbauung).

Grünschiefer der Glocknerserie: Klausgraben bei Glashütte (SW St. Michael) und bei Saraberg (Liesertal).

Lantschfeldquarzit in Matreizone: Murtal zwischen Glashütte und Stranach.

Triasdolomit in Matreizone: Zwei Steinbrüche am Lärchkogel SW St. Michael (Splitt und Stützmauerwerk für Straßenbau).

Augen-Granitgneis der Radstädter Decken: N Schloß Mauterndorf.

Marmorisierter altpaläozoischer Bänderkalk der Radstädter Decken: Am „Lisa-bichl“ (SW Katschberg) und im Katschtal (NNE Mühlbach).

Lantschfeldquarzit der Radstädter Decken: N Purn im Taurachtal (Steingewinnung

aus Hangschutt und Steinbruch im Fels).

Triasdolomit der Radstädter Decken: 300 m NW Gasthof Hammer im Taurachtal (in Betrieb, Splitt für Straßenbau). 600 m NW Gasthof Hammer (mit Ruine eines Kalkofens). Im Weißpriachtal S Ulnhütte (für Güterwege). Ferner an der „Gantalstraße“ NW Katschberg.

Altpaläozoischer metamorpher Bänderkalk der Lessacher Phyllonitzone: Im Niederrainwald gegenüber St. Rupert im Weißpriachtal (15 Steinbrüche).

Phyllitischer Granatglimmerschiefer des Nock-Kristallins: S-Ufer der Mur bei St. Martin (Blöcke für Murregulierung).

Quarzit in phyllitischem Granatglimmerschiefer des Nock-Kristallins: Am Mitterberg SW Gröbendorf (für Güterwege).

Granatglimmerschiefer des Nock-Kristallins: In Ortschaft Pichlern (NE St. Margarethen) und bei Brugg im Liesertal.

Kies- und Sandgruben

Im Weißpriachtal: NW Hinterweißpriach (zeitweise in Betrieb). Bei Bruggarn (in Betrieb). Ferner: WNW Bruckdorf und bei Rader (NW Fanning).

Im Taurachtal: Bei Annakapelle (NW Mauterndorf) und bei Neuseß (NW Schloß Moosham).

Im Zederhaus- und Murtal: In den Alluvionen bei Ober-, Unterweißburg, St. Michael und St. Martin befinden sich ausgedehnte Gruben für Betonzuschlagstoffe (Tauernautobahn u. a.). Die Gruben stehen teilweise unter Wasser, teilweise sind sie zugeschüttet, oder werden örtlich auch wiederum betrieben.

Im Liesertal: S Katschberg neben der Bundesstraße bei P. 1477 (in Betrieb). Ferner: W Bonnerhütte und im Laußnitztal (S Sempel).

Tongruben, Torf und Kohle

Für die ehemalige Ziegelei Flatschach im Murtal befanden sich zwei Gruben in Bänderton. Heute sind sie teils von Vegetation bedeckt und teils verbaut.

Die ehemalige Torfstecherei im Hochmoor WNW St. Margarethen ist heute Naturschutzpark. Die beiden anderen erhaltenen Hochmoore bei Schloß Moosham und knapp außerhalb der geologischen Karte im Weißpriachtal bei Althofen stehen ebenfalls unter Naturschutz.

Den Probestollen auf Kohle im Laußnitztal bei P. 1628 (W Bonnerhütte) haben wir nach Angaben der Einheimischen in die geologische Karte eingetragen, obwohl das Stollenmundloch im Gelände nicht mehr sichtbar ist. Auf Grund der chemischen Analyse der dort beschürften Kohle vermutet STABER (1933), daß es sich um jungtertiäre Kohle handelte im Gegensatz zu reichlich vorhandenen Holzkohlenresten der Köhler vergangener Jahrzehnte und Jahrhunderte.

11. Druckfehlerberichtigung zur geologischen Karte

Auf Teil 1 der geologischen Karte gehört in die Parzelle „stht“ der Schrift

„Ernsttht“ (WSW Tweng) das Zeichen für Bergsturz-Blockwerk (8).

Auf Teil 2 gehört in die weiß gelassene Parzelle 10 mm W vom Buchstaben „l“ des Wortes „Klausgraben“ (NW Katschberg) die Signatur Lantschfeldquarzit (31). Ferner steht die Ziffer 47 bei der Schrift „Turnhöhe“ (ESE Rennweg) irrtümlich auf Moräne. Sie soll jedoch die violette Parzelle 15 mm NE erläutern. Schließlich wurde in der Felsinsel W Unterer Tonibaueralm (nahe SE-Ecke der Karte) in der betreffenden nördlichsten und südlichsten Parzelle die Farbe des Rasters verwechselt. Es handelt sich dort um Granatglimmerschiefer (46).

12. Literatur

- ALBER, J. (1987): Radstädter Quarzphyllit. – [In:] Arbeitstagung Geol. B.-A. 1987 Blatt 127 Schladming, 25–32, Wien.
- BECKE, F. (1909): Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkernes. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 118, 1045–1072, Wien.
- CLAR, E. (1937): Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 146, 249–316, Wien.
- (1940): Vom Baustil der Radstädter Tauern. – Mitt. geol. Ges. Wien, 32, 125–138, Wien.
- (1973): Review of the Structure of the Eastern Alps. – [In:] A. DEJONG & R. SCHOLTEN (Hrsg.): Gravity and Tectonics, 253–270, New York (Wiley).
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1939): Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). – Abh. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenforsch. (Geol. B.-A.), 25, 306 S., Wien.
- DAL PIAZ, G.B. & BIANCHI, A. (1934): Monografia geologico – petrografica sull' Alto Adige Orientale. – Magistrato alle acque, 135, 243 S., Roma.
- DEMMER, W. (1976): Die geologische Bearbeitung des Tauernautobahntunnels. [In:] J. VILANEK (Hrsg.): Tauernautobahn, 491–512 (Tauernautobahn-AG) Salzburg.
- EXNER, CH. (1939): Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. I. Teil. – Jb. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenforsch. (Geol. B.-A.), 89, 285–314, Wien.
- (1940): Handkolorierte Manuskriptkarte 1:25.000 der geologischen Aufnahmen im Sommer 1939 auf Kartenblatt St. Michael im Lungau. Zentralstelle des Reichsamtes für Bodenforschung (verschollen), Berlin.
- (1971): Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., 114, 1–119, Wien.
- (1980a): Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – Jb. Geol. B.-A., 123, 343–410, Wien.
- (1980b): Das Kristallin östlich der Katschbergzone. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 167–189, Wien.
- (1983): Geologische Karte der Hafnergruppe 1:25.000, mit Erläuterungen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 29, 41–74, Wien.
- (1984): Der Südrand des Tauernfensters bei Spittal an der Drau. – Jb. Geol. B.-A., 127, 349–367, Wien.
- (1989): Geologie des mittleren Lungaus. – Jb. Geol. B.-A., 132, 7–103, Wien.

- FRANK, W. (1969): Geologie der Glocknergruppe. — *Wiss. Alpenvereinshefte*, 21, 95–111, München.
- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — *Jb. Geol. B.-A.*, 101, 323–472, Wien.
- FRECH, F. (1901): Geologie der Radstädter Tauern, mit geologischer Karte. — *Geol. Paläont. Abh.*, 9 (N.F. 5), 1–66, Jena.
- FRISCH, W. & LOESCHKE, J. (1986): Plattentektonik. — 190 S., Darmstadt (Wiss. Buchgesellschaft).
- FRISCH, W. et al. (1987): The Upper Bündner Schiefer of the Tauern window. A key to understanding Eoalpine orogenic processes in the Eastern Alps. — [In:] H.W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 55–69, Wien (Deuticke).
- GEYER, G. (1893): Vorlage des Blattes „St. Michael“, Zone 17, Col. IX. — *Verh. Geol. R.-A.*, 1893, 49–60, Wien.
- HÄUSLER, H. (1988): Unterostalpine Jurabreccien in Österreich. Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Breccienserien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg–Tirol). — *Jb. Geol. B.-A.*, 131, 21–125, Wien.
- HEINRICH, M. (1977): Zur Geologie des Jungtertiärbeckens von Tamsweg mit kristalliner Umrahmung. — *Jb. Geol. B.-A.*, 120, 295–341, Wien.
- HEJL, E. (1984): Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 30/31, 289–318, Wien.
- KOBER, L. (1922): Das östliche Tauernfenster. — *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, 98, 201–242, Wien.
- (1955): *Bau und Entstehung der Alpen*. — 2. Auflage, 379 S., Wien (Deuticke).
- MATURA, A. (1987): Schladminger Kristallinkomplex. — [In:] *Arbeitstagung Geol. B.-A. 1987 Blatt 127 Schladming*, 5–8, 13–24, Wien.
- NOWOTNY, A. (1976): Die Geologie des Katschberges und seiner Umgebung. — *Diss. phil. Fak. Univ. Wien*, 160 S., Wien.
- PISTOTNIK, J. (1980): Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). — [In:] R. OBERHAUSER (Hrsg.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 358–363, Wien (Springer).
- et al. (1989): Zur Geologie des Nockgebietes. — [In:] *Nationalpark Nockberge*, 9–28, Klagenfurt (Naturwiss. Ver. Kärnten).
- PREY, S. (1941): Über die Katschbergschiefer. — *Ber. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien (Geol. B.-A.)*, 1941, 115–119, Wien.
- SCHEINER, H. (1960): Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitze. — *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien*, 11, 67–110, Wien.
- SCHNEIDER, T. (1988): Die geomorphologische Entwicklung des Lungau im Jungtertiär. — *Augsburger geograph. Hefte des Lehrst. phys. Geogr. Univ. Augsburg*, 7, 267 S., Augsburg.
- SCHÖNLAUB, H.P. & ZEZULA, G. (1975): Silur-Conodonten aus einer Phyllonitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau/Salzburg). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1975, 253–269, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. et al. (1976): Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). — *Verh. Geol. B.-A.*, 1976, 115–145, Wien.
- SCHWAN, W. & ROSSNER, R. (1987): Deformationsereignisse im Grenzraum Rad-

- städter Tauern/Hohe Tauern, abgeleitet aus mesoskopischen Strukturen. — Jb. Geol. B.-A., 130, 505–527, Wien.
- SLAPANSKY, P. (1987): Geologische und geochronologische Untersuchungen im Grenzbereich Schladminger Kristallin — Radstädter Quarzphyllite (Seekarspitz-Geißstein-Gebiet, NE Radstädter Tauern). — Diss. formal.-naturwiss. Fak. Univ. Wien, 286 S., Wien.
- & FRANK, W. (1987): Structural evolution and geochronology of the northern margin of the Austroalpine in the northwestern Schladming crystalline (NE Radstädter Tauern). — [In:] H.W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 244–262, Wien (Deuticke).
- STABER, R. (1933): Tertiärkohlen in Oberkärnten. — Verh. Geol. B.-A., 1933, 108–112, Wien.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 52, 272 S., Bern.
- THEINER, U. (1987): Das Kristallin der NW-Nockberge. Eine kristallingeologische Neuuntersuchung. — Diss. formal.-naturwiss. Fak. Univ. Wien, 154 S., Wien.
- THIELE, O. (1980): Das Tauernfenster. — [In:] R. OBERHAUSER (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs, 300–314, Wien (Springer).
- TOLLMANN, A. (1961a): Der Twenger Wandzug (Radstädter Tauern). — Mitt. geol. Ges. Wien, 53, 117–131, Wien.
- (1961b): Bericht 1960 über die geologischen Aufnahmen in den südlichen Radstädter Tauern (Blatt 156 Muhr, 157 Tamsweg). — Verh. Geol. B.-A., 1961, A 82–84, Wien.
- (1962): Aufnahmsbericht 1961 über das SE-Ende der Radstädter Tauern zwischen Mauterdorf und St. Michael (Blatt 157 Tamsweg). — Verh. Geol. B.-A., 1962, A 77–81, Wien.
- (1964): Aufnahmsbericht 1963 über die Südseite der Hochfeindgruppe. — Verh. Geol. B.-A., 1964, A 51–54, Wien.
- (1966): Aufnahmsbericht 1965 über den Südostrand der Radstädter Tauern (Blatt 157 Tamsweg). — Verh. Geol. B.-A., 1966, A 58–60, Wien.
- (1977): Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. — 766 S., Wien (Deuticke).
- (1980): Geology and Tectonics of the Eastern Alps (Middle Sector). — Abh. Geol. B.-A., 34, 197–255, Wien.
- (1986): Die Entwicklung des Reliefs der Ostalpen. — Mitt. österr. geograph. Ges., 128, 62–72, Wien.
- UHLIG, V. (1908): Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 117, 1379–1422, Wien.
- WEISS, E.H. (1976): Die geologischen Verhältnisse und die baueologischen Erfahrungen im Katschbergtunnel. — [In:] J. VILANEK (Hrsg.): Tauernautobahn, 513–528, Salzburg (Tauernautobahn-AG).
- ZEZULA, G. (1976): Die Lessacher Phyllonitzone am Südrand der Schladminger Tauern (Lungau, Salzburg). — Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 194 S., Wien.

GEOLOGISCHE KARTE DES MITTLEREN LUNGAUS

Blatt TAMSWEG, Ö.K. 157 - Westteil

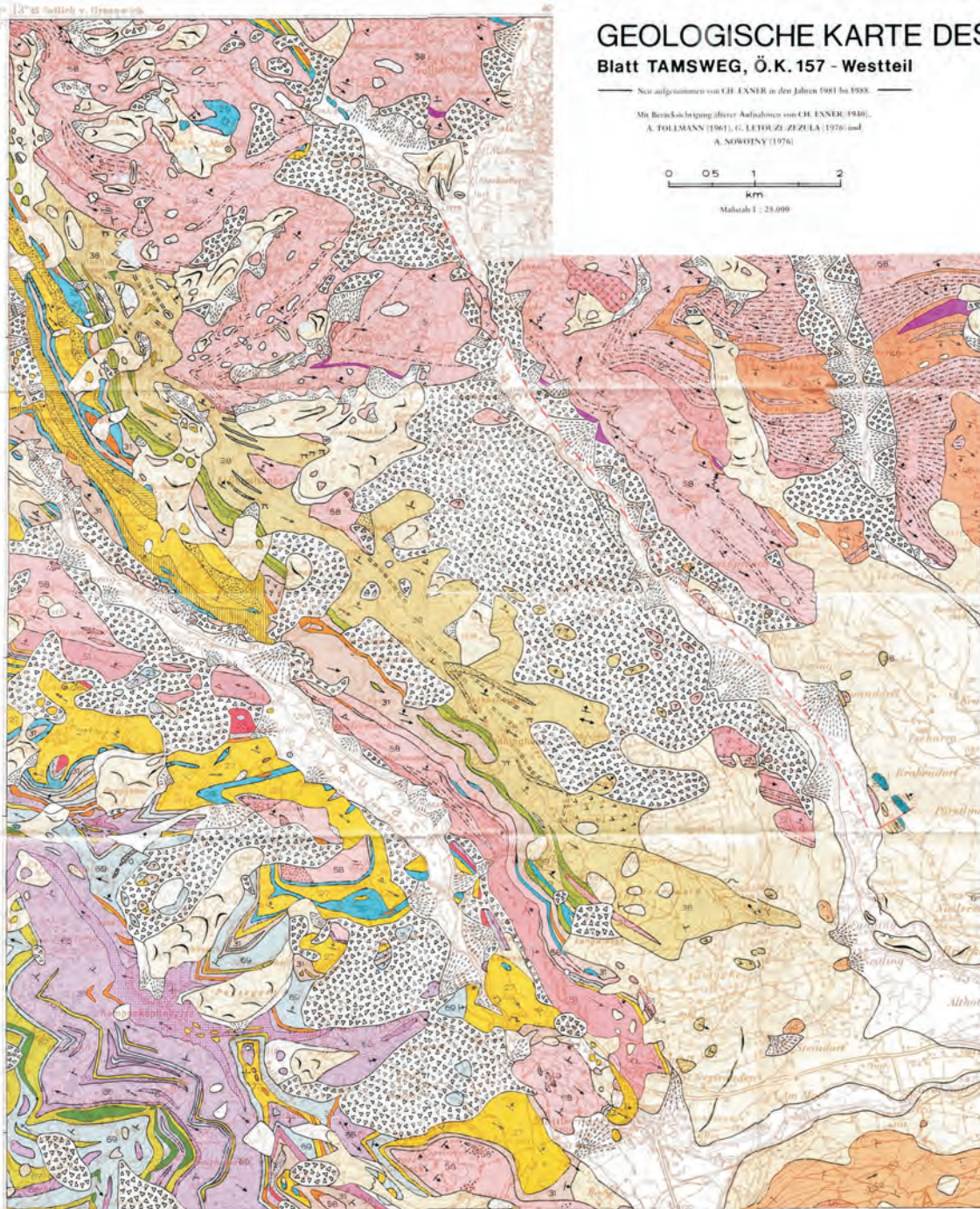
Teil 1

Neu aufgenommen von CH. EXNER in den Jahren 1981 bis 1988.

Mit Berücksichtigung älterer Aufnahmen von CH. EXNER (1940),
A. TOLLMANN (1961), G. LETOUZE, ZEZULA (1976) und
A. NOWOJNY (1976)



Maßstab 1 : 25.000



TEKTONISCHE ÜBERSICHT



- ÖSTALPINE DECKEN**
Hauptkörper der Ostalpinen Scholle:
- Neck-Kernzone
 - Lawaböden-Phyllonitzone
 - Neotauerngebirge (Gneiss)
 - Rudalärer Deckensystem (interostalpinen Position)
- PENNINISCHE DECKEN**
- Nachabnahme der Hohen Tauern (Fuchsephyllit-Matrixzone)
 - Deckensystem der peripheren Schieferhöfe

Quartär

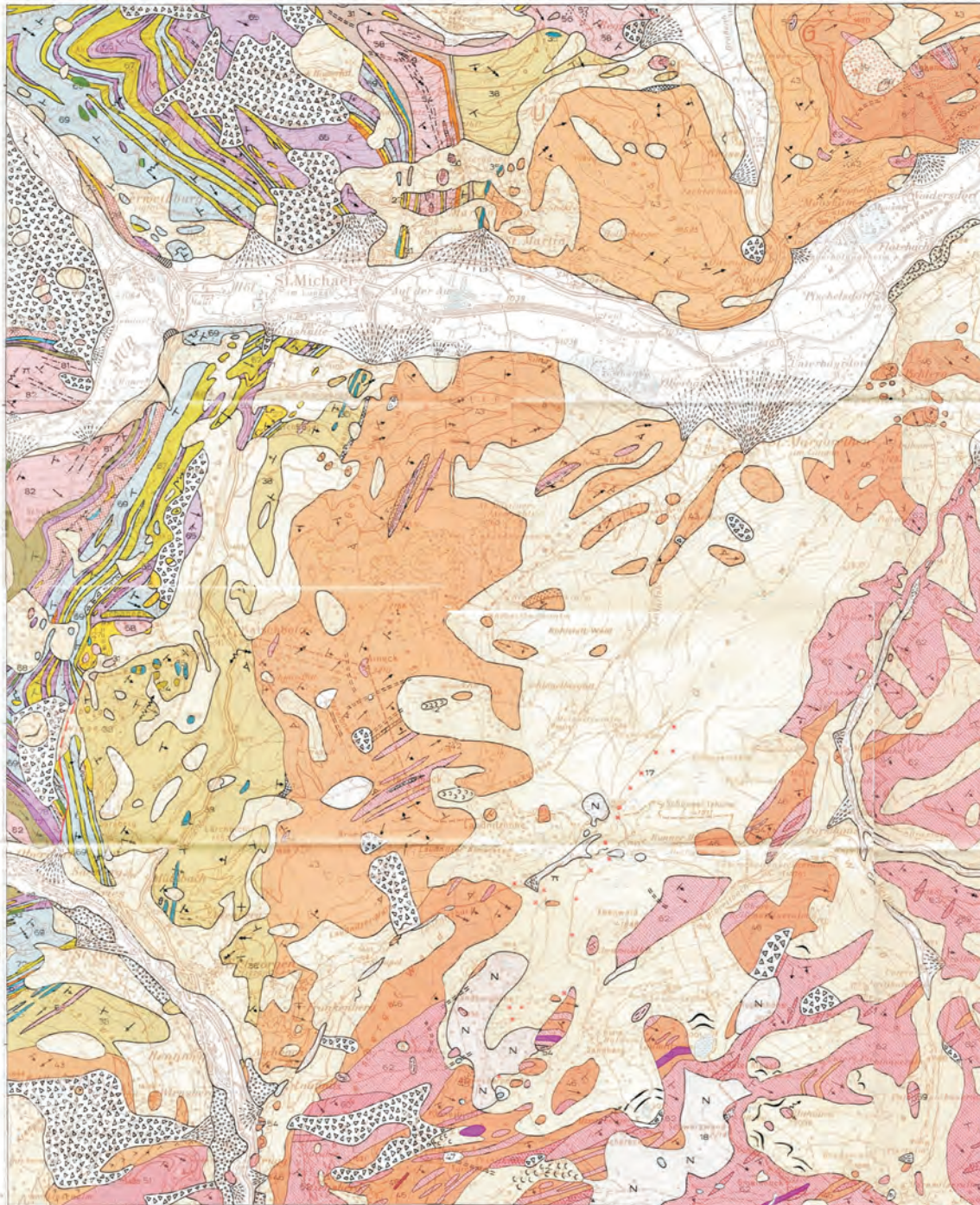
- 1 Tuffkorn- und Kollektorkorn
- 2 Schotter
- 3 See- / abflussfreie Täler (Dübelma) und Lutz
- 4 Sedimentäre Sand- / Schluff
- 5 Karstkarbonat
- 6 Flugsand / Schluff
- 7 Sedimentäre Sand / Schluff
- 8 Sedimentäre Sand / Schluff
- 9 Sedimentäre Sand / Schluff
- 10 Sedimentäre Sand / Schluff
- 11 Sedimentäre Sand / Schluff
- 12 Sedimentäre Sand / Schluff
- 13 Sedimentäre Sand / Schluff
- 14 Sedimentäre Sand / Schluff
- 15 Sedimentäre Sand / Schluff
- 16 Sedimentäre Sand / Schluff
- 17 Sedimentäre Sand / Schluff
- 18 Sedimentäre Sand / Schluff
- 19 Sedimentäre Sand / Schluff
- 20 Sedimentäre Sand / Schluff
- 21 Sedimentäre Sand / Schluff
- 22 Sedimentäre Sand / Schluff
- 23 Sedimentäre Sand / Schluff
- 24 Sedimentäre Sand / Schluff
- 25 Sedimentäre Sand / Schluff
- 26 Sedimentäre Sand / Schluff
- 27 Sedimentäre Sand / Schluff
- 28 Sedimentäre Sand / Schluff
- 29 Sedimentäre Sand / Schluff
- 30 Sedimentäre Sand / Schluff
- 31 Sedimentäre Sand / Schluff
- 32 Sedimentäre Sand / Schluff
- 33 Sedimentäre Sand / Schluff
- 34 Sedimentäre Sand / Schluff
- 35 Sedimentäre Sand / Schluff
- 36 Sedimentäre Sand / Schluff
- 37 Sedimentäre Sand / Schluff
- 38 Sedimentäre Sand / Schluff
- 39 Sedimentäre Sand / Schluff
- 40 Sedimentäre Sand / Schluff
- 41 Sedimentäre Sand / Schluff
- 42 Sedimentäre Sand / Schluff
- 43 Sedimentäre Sand / Schluff
- 44 Sedimentäre Sand / Schluff
- 45 Sedimentäre Sand / Schluff
- 46 Sedimentäre Sand / Schluff
- 47 Sedimentäre Sand / Schluff
- 48 Sedimentäre Sand / Schluff
- 49 Sedimentäre Sand / Schluff
- 50 Sedimentäre Sand / Schluff
- 51 Sedimentäre Sand / Schluff
- 52 Sedimentäre Sand / Schluff
- 53 Sedimentäre Sand / Schluff
- 54 Sedimentäre Sand / Schluff
- 55 Sedimentäre Sand / Schluff
- 56 Sedimentäre Sand / Schluff
- 57 Sedimentäre Sand / Schluff
- 58 Sedimentäre Sand / Schluff
- 59 Sedimentäre Sand / Schluff
- 60 Sedimentäre Sand / Schluff
- 61 Sedimentäre Sand / Schluff
- 62 Sedimentäre Sand / Schluff
- 63 Sedimentäre Sand / Schluff
- 64 Sedimentäre Sand / Schluff
- 65 Sedimentäre Sand / Schluff
- 66 Sedimentäre Sand / Schluff
- 67 Sedimentäre Sand / Schluff
- 68 Sedimentäre Sand / Schluff
- 69 Sedimentäre Sand / Schluff
- 70 Sedimentäre Sand / Schluff
- 71 Sedimentäre Sand / Schluff
- 72 Sedimentäre Sand / Schluff
- 73 Sedimentäre Sand / Schluff
- 74 Sedimentäre Sand / Schluff
- 75 Sedimentäre Sand / Schluff
- 76 Sedimentäre Sand / Schluff
- 77 Sedimentäre Sand / Schluff
- 78 Sedimentäre Sand / Schluff
- 79 Sedimentäre Sand / Schluff
- 80 Sedimentäre Sand / Schluff
- 81 Sedimentäre Sand / Schluff
- 82 Sedimentäre Sand / Schluff
- 83 Sedimentäre Sand / Schluff
- 84 Sedimentäre Sand / Schluff
- 85 Sedimentäre Sand / Schluff
- 86 Sedimentäre Sand / Schluff
- 87 Sedimentäre Sand / Schluff
- 88 Sedimentäre Sand / Schluff
- 89 Sedimentäre Sand / Schluff
- 90 Sedimentäre Sand / Schluff
- 91 Sedimentäre Sand / Schluff
- 92 Sedimentäre Sand / Schluff
- 93 Sedimentäre Sand / Schluff
- 94 Sedimentäre Sand / Schluff
- 95 Sedimentäre Sand / Schluff
- 96 Sedimentäre Sand / Schluff
- 97 Sedimentäre Sand / Schluff
- 98 Sedimentäre Sand / Schluff
- 99 Sedimentäre Sand / Schluff
- 100 Sedimentäre Sand / Schluff

Jungtertiär (?)

- 101 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 102 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 103 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 104 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 105 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 106 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 107 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 108 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 109 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 110 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 111 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 112 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 113 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 114 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 115 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 116 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 117 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 118 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 119 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 120 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 121 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 122 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 123 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 124 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 125 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 126 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 127 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 128 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 129 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 130 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 131 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 132 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 133 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 134 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 135 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 136 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 137 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 138 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 139 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 140 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 141 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 142 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 143 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 144 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 145 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 146 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 147 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 148 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 149 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor
- 150 Kalkstein / Karbonat / Dolomit / Marmor

Ostalpine Decken

- 151 Gneiss / Granit
- 152 Gneiss / Granit
- 153 Gneiss / Granit
- 154 Gneiss / Granit
- 155 Gneiss / Granit
- 156 Gneiss / Granit
- 157 Gneiss / Granit
- 158 Gneiss / Granit
- 159 Gneiss / Granit
- 160 Gneiss / Granit
- 161 Gneiss / Granit
- 162 Gneiss / Granit
- 163 Gneiss / Granit
- 164 Gneiss / Granit
- 165 Gneiss / Granit
- 166 Gneiss / Granit
- 167 Gneiss / Granit
- 168 Gneiss / Granit
- 169 Gneiss / Granit
- 170 Gneiss / Granit
- 171 Gneiss / Granit
- 172 Gneiss / Granit
- 173 Gneiss / Granit
- 174 Gneiss / Granit
- 175 Gneiss / Granit
- 176 Gneiss / Granit
- 177 Gneiss / Granit
- 178 Gneiss / Granit
- 179 Gneiss / Granit
- 180 Gneiss / Granit
- 181 Gneiss / Granit
- 182 Gneiss / Granit
- 183 Gneiss / Granit
- 184 Gneiss / Granit
- 185 Gneiss / Granit
- 186 Gneiss / Granit
- 187 Gneiss / Granit
- 188 Gneiss / Granit
- 189 Gneiss / Granit
- 190 Gneiss / Granit
- 191 Gneiss / Granit
- 192 Gneiss / Granit
- 193 Gneiss / Granit
- 194 Gneiss / Granit
- 195 Gneiss / Granit
- 196 Gneiss / Granit
- 197 Gneiss / Granit
- 198 Gneiss / Granit
- 199 Gneiss / Granit
- 200 Gneiss / Granit
- 201 Gneiss / Granit
- 202 Gneiss / Granit
- 203 Gneiss / Granit
- 204 Gneiss / Granit
- 205 Gneiss / Granit
- 206 Gneiss / Granit
- 207 Gneiss / Granit
- 208 Gneiss / Granit
- 209 Gneiss / Granit
- 210 Gneiss / Granit
- 211 Gneiss / Granit
- 212 Gneiss / Granit
- 213 Gneiss / Granit
- 214 Gneiss / Granit
- 215 Gneiss / Granit
- 216 Gneiss / Granit
- 217 Gneiss / Granit
- 218 Gneiss / Granit
- 219 Gneiss / Granit
- 220 Gneiss / Granit
- 221 Gneiss / Granit
- 222 Gneiss / Granit
- 223 Gneiss / Granit
- 224 Gneiss / Granit
- 225 Gneiss / Granit
- 226 Gneiss / Granit
- 227 Gneiss / Granit
- 228 Gneiss / Granit
- 229 Gneiss / Granit
- 230 Gneiss / Granit
- 231 Gneiss / Granit
- 232 Gneiss / Granit
- 233 Gneiss / Granit
- 234 Gneiss / Granit
- 235 Gneiss / Granit
- 236 Gneiss / Granit
- 237 Gneiss / Granit
- 238 Gneiss / Granit
- 239 Gneiss / Granit
- 240 Gneiss / Granit
- 241 Gneiss / Granit
- 242 Gneiss / Granit
- 243 Gneiss / Granit
- 244 Gneiss / Granit
- 245 Gneiss / Granit
- 246 Gneiss / Granit
- 247 Gneiss / Granit
- 248 Gneiss / Granit
- 249 Gneiss / Granit
- 250 Gneiss / Granit
- 251 Gneiss / Granit
- 252 Gneiss / Granit
- 253 Gneiss / Granit
- 254 Gneiss / Granit
- 255 Gneiss / Granit
- 256 Gneiss / Granit
- 257 Gneiss / Granit
- 258 Gneiss / Granit
- 259 Gneiss / Granit
- 260 Gneiss / Granit
- 261 Gneiss / Granit
- 262 Gneiss / Granit
- 263 Gneiss / Granit
- 264 Gneiss / Granit
- 265 Gneiss / Granit
- 266 Gneiss / Granit
- 267 Gneiss / Granit
- 268 Gneiss / Granit
- 269 Gneiss / Granit
- 270 Gneiss / Granit
- 271 Gneiss / Granit
- 272 Gneiss / Granit
- 273 Gneiss / Granit
- 274 Gneiss / Granit
- 275 Gneiss / Granit
- 276 Gneiss / Granit
- 277 Gneiss / Granit
- 278 Gneiss / Granit
- 279 Gneiss / Granit
- 280 Gneiss / Granit
- 281 Gneiss / Granit
- 282 Gneiss / Granit
- 283 Gneiss / Granit
- 284 Gneiss / Granit
- 285 Gneiss / Granit
- 286 Gneiss / Granit
- 287 Gneiss / Granit
- 288 Gneiss / Granit
- 289 Gneiss / Granit
- 290 Gneiss / Granit
- 291 Gneiss / Granit
- 292 Gneiss / Granit
- 293 Gneiss / Granit
- 294 Gneiss / Granit
- 295 Gneiss / Granit
- 296 Gneiss / Granit
- 297 Gneiss / Granit
- 298 Gneiss / Granit
- 299 Gneiss / Granit
- 300 Gneiss / Granit



- 44 Melan
- 45 Quarzlage in grey Breccien-Grauwacken-schiefer
- 46 Weißtuffe in Grauwacken-schiefer
- 47 Hauptgneis
- 48 Quarzlage in Grauwacken-schiefer
- 49 Grauwacken-schiefer
- 50 Grauwacken-schiefer mit Gneisschichten (nach Stauder)
- 51 Metakonglomerat (SE Lungau)
- 52 Amphibol
- 53 Kleinblauer Plagioklas-Anorthosit (NE St. Michael und S. Ragnitz)
- 54 Grauwacken- und Mikulke-Anorthosit
- 55 Grauwacken (Wolfsalm und Ragnitz)
- 56 Dufingener W Zwickelschiefer
- 57 Amphibol-Anorthosit, Gneisschiefer und Mikulke-schiefer
- 58 Rohnsteinische Phyllite (regional metamorphisch) (Krausener Gneisschiefer, S und E Spöck, NE Talsiedl)
- 59 Grauwacken Paragneis mit Lager von Grauwacken-schiefer (E Gneis)
- 60 Chlornitrat (W Ragnitz)
- 61 Pargasit, Bändergneis und Migmatit mit Lager von Phyllit, Gneisschiefer und Chlor-Schiefer
- 62 Phyllit nach Pargasit (Nackgöhr)
- 63 Gneis mit Plagioklas-Knoten (Nackgöhr)
- 64 Pargasit mit Plagioklas-Anorthosit (Nackgöhr)
- 65 Metakonglomerat Plagioklas-Gneis (Nackgöhr)
- 66 Metakonglomerat (Nackgöhr)

Penninische Decken

67 Chlornitrat (Krausener Phyllite)	Bündner Jura (Bündner Jura)
68 Quarzlage in Gneisschiefer	
69 Gneisschiefer	
70 Schwarzschiefer	
71 Gneisschiefer	Bündner Jura (Bündner Jura)
72 Serpentin und Talk-schiefer	
73 Kalk-schiefer mit Lager von Kalkstein und Kohlenstein	
74 Quarz (post „Tria“, Schwarz)	„Tria“
75 Schwarzschiefer („Luz“ und jünger)	
76 Dolomit	„Tria“
77 Kalkstein	
78 Karbonat	„Tria“
79 Löss-schiefer	
80 Löss-schiefer	„Tria“ und Schotter-lager von Obdauern
81 Klein bis mittelblauer Mikulke-Anorthosit, Albit-haltige Amphibol-Anorthosit	
82 Kalk-schiefer (N. Ragnitz)	Miozän
83 Schwarzschiefer und dunkler Albit-haltiger-schiefer	
84 Stark verschufener opthalmischer Gneis, Migmatit und Amphibol-Anorthosit (S. Lungau)	Kretazium „Albit-haltige“ und Phyllite
85 Talk-schiefer	
86 Mittel bis Kleinblauer Amphibol	Jura (Bündner Jura)
87 Pargasit, Bändergneis, Migmatit und kleine Chlornitrat-Lager	

Schichtung und Schieferung

- + Senkrechte Lage
- + Fallen 0° - 30°
- + Fallen 31° - 60°
- + Fallen 61° - 84°
- + super-Stellung

Linienart (meist ident mit der Hauptlinienart)

- horizontal Lage
- ↘ Steigung 0° - 30°
- ↘ Steigung 31° - 60°
- ↘ Steigung 61° - 84°
- ↘ Übergang einer jüngeren auf eine ältere Einheiten

— mit optischen Streifung

- TT Stollen, Kellertür und Fugen chemisches Bergwerk
- ⊞ Aufgehörter (Hütte, Antiklinale und Leuzener Kar)
- ⊟ Stollen
- ⊟ Kies-, Sand-, Trümpel- und Sprengsteinung aus Hauptort

0 0.5 1 2 km
Maßstab 1 : 25.000

Nachdruck mit Genehmigung des Verfassers im 1988 und Vervielfältigung: Landesanstalt für Umwelt, Wasser und Energie, Wien, Zf. L. 60 227/89

© Copyright by Ges. d. Geol. Bergbauwissenschaften in Austria, 1989. Mit d. Ges. Geol. u. Bergbauwissenschaften in Österreich, 38, 1989

Neu aufgenommen von CH. ENNER in den Jahren 1981 bis 1988.
Mit Berücksichtigung älterer Aufnahmen von CH. ENNER (1940);
A. TOLMANN (1961), G. LETOUZE ZEZULA (1976) und
A. NOWOTNY (1976).