

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50 000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

157 TAMSWEG

Von EWALD HEJL

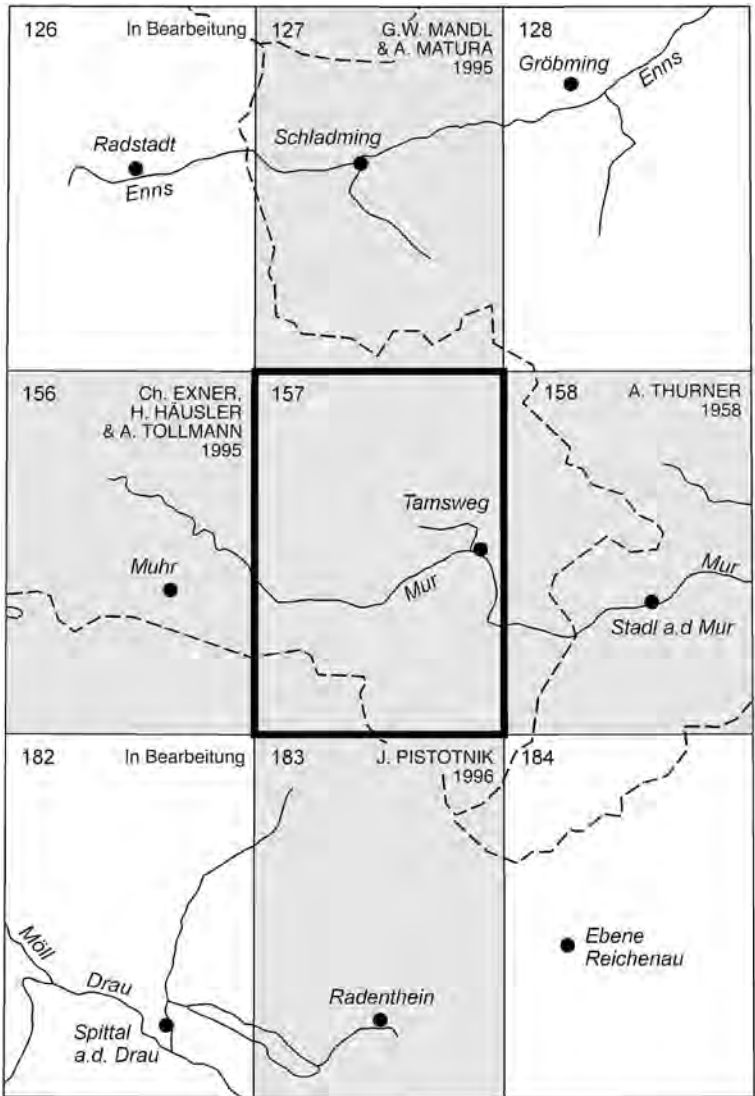
Mit einem Beitrag von PETER SLAPANSKY (Aerogeophysik)

11 Abbildungen, 1 Farbtafel



Wien 2005

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Geologische Bundesanstalt, A 1030 Wien, Neulinggasse 38



Blatt 157 Tamsweg
 und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (Mitte 2005)

Anschrift der Verfasser

Dr. EWALD HEJL
Universität Salzburg
Fachbereich für Geografie, Geologie und Mineralogie
Hellbrunnerstraße 34/III
A 5020 Salzburg

Dr. PETER SLAPANSKY
Geologische Bundesanstalt
Neulinggasse 38
A 1030 Wien

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-85316-024-7

Redaktion: GERHARD W. MANDL & HANS-GEORG KRENMAYR

Satz: Geologische Bundesanstalt
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges.m.b.H.

Inhalt

Vorwort	3
1. Geographischer Überblick und Anfänge menschlicher Besiedlung	4
2. Geologischer Überblick	10
3. Erforschungsgeschichte	11
4. Erläuterungen zur Kartenlegende (Gesteine und sonstige Legendenelemente)	20
4.1. Penninische Decken	20
4.1.1. Altkristallin-Komplexe	20
4.1.1.1. Storz-Komplex	20
4.1.1.2. Kareck-Komplex	21
4.1.2. Nordrahmenzone und Periphere Schieferhülle	21
4.1.2.1. Murtörl-Gruppe (Jungpaläozoikum, evtl. auch Bündnerschiefer)	21
4.1.2.2. Schrovín-Gruppe (Permotriadische Metasedimente)	21
4.1.2.3. Bündnerschiefer-Gruppe (Jura bis Unterkreide)	23
4.2. Ostalpine Decken	24
4.2.1. Radstädter Deckensystem (Unterostalpin sensu strictu)	24
4.2.1.1. Twenger Kristallinkomplex	24
4.2.1.2. Katschbergzone, Fanning-Phyllitzone	26
4.2.1.3. Permomesozoische Metasedimente	27
4.2.2. Schladminger Deckensystem und Schuppenzone des Gensgitsch	30
4.2.2.1. Schladminger Kristallinkomplex	30
4.2.2.2. Permomesozoische Metasedimente	33
4.2.3. Lessacher Phyllonitzone	34
4.2.4. Koralpe-Wölz-Deckensystem	36
4.2.5. Bundschuh-Deckensystem	39
4.3. Neogene Sedimente und Formen	41
4.4. Quartäre Sedimente und Formen	43
4.5. Diverse Zeichen	48
5. Geologischer Bau	50
6. Kurzgefasste Entwicklungsgeschichte	54
7. Rezente Tektonik und Seismizität	58
8. Aerogeophysikalische Landesaufnahme	59
9. Rohstoffe	62
9.1. Industriemineralien, Steine und Erden	62
9.1.1. Lockergesteine (Sand- und Kiesgruben)	62
9.1.2. Rohstoffe für Keramik (Tongruben)	62
9.1.3. Festgesteine (Steinbrüche)	63
9.2. Erze	64
9.3. Kohle und Torf	67
10. Hydrogeologie	68
11. Ingenieurgeologie und geogene Naturgefahren	69
12. Zukünftiger Forschungsbedarf	71
13. Museen, Lehrpfade und Exkursionspunkte	73
Literatur	75

Vorwort

Das vorliegende geologische Kartenblatt ist das Ergebnis der Aufnahmestätigkeit von Auswärtigen Mitarbeitern der Geologischen Bundesanstalt – insbesondere von Prof. Dr. Christof EXNER, dem wahrscheinlich besten Kenner des östlichen Tauernfensters und seines ostalpinen Rahmens.

Mein Dank gilt Prof. Dr. Paul NEY (Berchtesgaden), Prof. Dr. WERNER PAAR (Salzburg) und Dr. Ralf SCHUSTER (Geologische Bundesanstalt), die Fotografien und Grafiken für die Abbildungen dieses Erläuterungsheftes zur Verfügung gestellt haben. Unter den vielen Helfern an der Geologischen Bundesanstalt, durch deren Arbeitseinsatz der Druck dieser Karte erst möglich wurde, möchte ich ganz besonders Herrn Dr. Gerhard W. MANDL hervorheben. Seine redaktionelle Detailarbeit hat ganz entscheidend zur Qualitätsverbesserung des Endproduktes beigetragen.

1. Geographischer Überblick und Anfänge menschlicher Besiedlung

Das Gebiet des Kartenblattes hat eine Fläche von ca. 525 km², wovon der weitaus größte Teil im Bundesland Salzburg (Lungau) liegt. Die Südwestecke des Gebiets, d.h. der Bereich südlich der Katschberghöhe (1641 m) bzw. westlich der Schwarzwand (2214 m), gehört zum Bundesland Kärnten. Der Lungauer Anteil ist ein Teil des politischen Bezirks Tamsweg und entfällt auf die Gemeindegebiete von Tweng, Weißpriach, Mariapfarr, Göriach, Lessach, Mauterndorf, Unternberg, St. Andrä, Tamsweg, St. Michael, St. Margareten, Thomatal und Ramingstein. Der Kärntner Anteil gehört zum Gemeindegebiet von Rennweg und ist Teil des politischen Bezirks Spittal an der Drau. Aufgrund der Daten der letzten Volkszählung (Stichtag 15. 5. 2001) lässt sich die Wohnbevölkerung des Kartengebiets (Hauptwohnstadt) mit ungefähr 18.000 Einwohnern beziffern. Das entspricht einer Bevölkerungsdichte von 34 Einwohnern pro km² (zum Vergleich: 72 Einw./km² im Land Salzburg, 96 Einw./km² im österr. Bundesdurchschnitt). Dabei ist freilich zu bedenken, dass der Anteil der landwirtschaftlich genutzten Fläche im Lungau relativ klein ist. Gut 20 % der Fläche liegen oberhalb der Waldgrenze und sind somit Ödland oder allenfalls extensives Weideland. Der Großteil des Gebiets ist bewaldet. Landwirtschaftlich genutzt werden fast nur die Tallagen unterhalb 1200 m SH – vor allem die Talsohle des Murtals zwischen St. Michael und Tamsweg sowie das flache Hügelland im Raum Mauterndorf und Mariapfarr.

Abgesehen vom Talgrund des Murtals unterhalb von Tamsweg liegt das Kartengebiet in über 1000 m Seehöhe. Der höchste Gipfel ist das Kasereck (2740 m; Abb. 1); der tiefste Punkt liegt knapp unterhalb der Murbrücke beim Bahnhof Ramingstein-Thomatal in ca. SH 965 m. Das entspricht einer Höhendifferenz von 1775 m.

Nicht nur diese große Höhendifferenz, sondern auch die topographische Gliederung der Landschaft bewirken ein kleinräumig differenziertes Klima. So bildet z. B. der Tauernhauptkamm eine Abschirmung gegen durchziehende tiefe Bewölkung von Westen oder Norden. Infolgedessen empfängt das Tamsweger Becken deutlich weniger Niederschläge als die umliegenden Bergketten. Im langjährigen Durchschnitt beträgt der Jahresniederschlag im Raum Tamsweg nur ungefähr 800 mm (Station Tamsweg: 742 mm), während der Hauptkamm der Radstädter und Schladminger Tauern oft mehr als 1500 mm Jahresniederschlag empfängt. Der niederschlagreichste Monat ist der August (ca. 110 mm bei Station Tamsweg), der niederschlagärmste ist der Februar (ca. 30 mm bei Station Tamsweg).

Die durchschnittliche Lufttemperatur des Tamsweger Beckens beträgt im Juli ca. +15°C und im Jänner ca. -7°C (zum Vergleich Stadt Salzburg – Flughafen 430 m: +18°C im Juli und -1,6°C im Jänner). Wegen der topographischen Abgeschlossenheit des Gaus gegen die von Westen oder Nordwesten kommenden ozeanischen Witterungseinflüsse und der besseren Öffnung gegen Osten ist das Klima des Tamsweger Beckens kontinental geprägt. Es ist durch strenge Winter und die bereits erwähnten geringen Jahresniederschläge charakterisiert. Im Winter herrschen Winde aus Nordwesten bis Norden vor, im Sommer gelegentlich auch aus Süden bis Südosten.

Im Jahresmittel hat Tamsweg 170 Frosttage – das sind Tage, an denen das Tagesminimum unter 0°C liegt – und 51 Eistage – das sind Tage, an denen auch das Maximum der Temperatur unter 0°C liegt, also ganztägig negative Temperaturen auftreten. Der sprichwörtliche „Kältesee“ tritt im Winter bei Inversionswetterlage auf. Es kommt dann zur Lagerung der Luft nach der Dichte, wobei sich kalte schwere Luft in Bodennähe sammelt und durch das enge Murtal zwischen Tamsweg und Madling nur langsam abfließen kann. In den Tallagen hält sich die Schneedecke durchschnittlich fast vier Monate lang. Im Beobachtungszeitraum

von 1961 bis 1990 wurde bei der Station Tamsweg (1012 m) im Jahresmittel an 109 Tagen eine Schneedecke von mindestens 1 cm Höhe gemessen. Im selben Zeitraum wurde hier an durchschnittlich 74 Tagen (Jahresmittel) eine Schneedecke von mindestens 10 cm Höhe gemessen.

Der ganze Lungauer Anteil des Blattgebietes entwässert zur Mur. Die auf Kärntner Gebiet gelegenen Kare zwischen der Schwarzwand (2214 m), dem Kramerbichl (2018 m) und der Ebenwaldhöhe (1848 m) entwässern über den Plareit-, Bundschuh- und Thomataler Bach ebenfalls zur Mur. Der Großteil des Kärntner Gebietsanteils entwässert aber über die Lieser zur Drau.

Das Gebiet des Kartenblattes Tamsweg kann in vier Großlandschaften gegliedert werden: Die Niederen und Hohen Tauern im Norden und Westen; das eiszeitlich geprägte Hügelland zwischen dem Südfuß der Niederen Tauern und dem Höhenrücken des Mitterberges (zentrales Lungauer Becken); die breite holozäne Talaue des Murtals zwischen Unterweißburg und Tamsweg; die Gurktaler Alpen einschließlich des Schwarzenberges mit ihren Relikten eines wahrscheinlich jungtertiären Reliefs in Höhen oberhalb von ca. 1600 m.

Die Hohen und Niederen Tauern haben eine relativ späte (d.h. spätmiozäne und jüngere) Heraushebung gegenüber den Gebieten im Süden und Osten erfahren. Sie sind tief zertalt und weisen schroffe Grate mit vielen Karen auf. Ihre Täler wurden durch glaziale Überprägung zu typischen Trogtälern geformt. Die Trogschultern der Haupttäler liegen in ungefähr SH 1700 bis 2000 m.

An der Linie Hinterweißpriach – Lignitz – Hintergöriach – Lessach enden die schroffen Formen der in N–S-Richtung verlaufenden Bergketten der Schladminger Tauern ziemlich plötzlich an einer topographisch auffälligen Stufe, die sowohl lithologisch als auch tektonisch bedingt ist (Gneise des Schladminger Kristallinkomplexes im Norden, Lessacher Phyllonitzone und Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes im Süden). Südlich dieser Linie setzen sich die Höhenzüge in sanft geformte, nahezu vollständig bewaldete Spornrücken mit Höhen bis ca. 1700 m fort (Zankwarner Berg, Wiesberg, Lercheck, Kögerl). Sie laufen gegen Süden in die hügelige Moränenlandschaft des zentralen Lungauer Beckens aus (Mauterndorf, Mariapfarr, Wölting). Dieses Becken lag während des Hochstandes der Würmvereisung, vor 20.000 Jahren, ungefähr 1000 m unter der Eisoberfläche; nur die Grate der Tauern und die höchsten Gipfel der Gurktaler Alpen ragten als Nunatakker aus dem Eisstromnetz heraus (SPREITZER, 1959/60; VAN HUSEN, 1987).

Zwischen der Mautstation der Tauernautobahn und dem Markt Tamsweg erstreckt sich die 500 bis 1000 m breite Talaue der Mur (Abb. 2). Das ebene Gelände des Talgrundes ist das Ergebnis einer Verfüllung des glazial geformten Murtals mit fluvialen Sedimenten des Spätglazials und der Nacheiszeit (Holozän) während der letzten ca. 13.000 Jahre. Die Mur ist heute in diesem Streckenabschnitt reguliert. Nur die freien Mäander südlich von Unterweißburg vermitteln noch einen Eindruck von dem ursprünglichen hydrologischen Verhalten des Flusses.

Das Blattgebiet östlich des Katschbergs und südlich der Mur gehört zu den Gurktaler Alpen. Die höchsten Gipfel dieses Gebiets (Aineck 2210 m, Schwarzwand 2214 m, Kleiner Königstuhl 2254 m) sind um 400 bis 500 m niedriger als jene im Blattgebiet der Tauern (Großes Gurpitscheck 2526 m, Hocheck 2638 m, Kasereck 2740 m). Somit liegt in den Gurktaler Alpen ein kleinerer Flächenanteil über der Waldgrenze; gut 80% sind bewaldet. Infolge der geringeren Hebung der Gurktaler Alpen während des Jungtertiärs und Quartärs ist deren Zertalung noch nicht so weit fortgeschritten wie in den Tauern. Zwischen den Tälern östlich der Linie Rennweg – Katschberg – St. Michael sind in höheren Lagen, oberhalb ca. 1600 m, alte Verflachungen erhalten geblieben, bei denen es sich höchstwahrscheinlich um Relikte eines jungtertiären Reliefs handelt. Zu diesen Verflachungen gehören z.B. das Gipfelplateau des Ainecks (ca. 2000 m), das Hochplateau westlich der Schwarzwand (ca. 2100 bis 2200 m) und die vermoorten Hochflächen des Schwarzenberges (ca. 1580 bis 1780 m).



Abb. 1: Der Hauptkamm der Schladminger Tauern mit dem Kasereck in der Bildmitte, Blickrichtung Südosten.
Foto: P. NEY.



Abb. 2: Das Murtal bei Schloss Moosham (am linken Hang) mit Blickrichtung NE.
Foto: E. HEJL.

Eine moderne Übersichtsdarstellung der Vegetationszonen des Lungaus verdanken wir KRISAI et al. (1991). In der Umgebung von Tamsweg ist ein erheblicher Teil der höheren Lagen von Wald bedeckt, der nur an manchen Südhängen gerodet wurde, um Platz für Bauernhöfe und Wiesen zu schaffen. Bis unge-



Abb. 3: Überschwemmungsgebiet der Lonka bei St. Rupert mit Blick ins hintere Weißpriachtal. Am unterspülten Ufer des Prallhanges sind feinsandig-schluffige Überschwemmungssedimente aufgeschlossen (siehe auch Abb. 11).
Foto: E. HEJL.

fähr SH 1500 m gehört der Wald zur so genannten Montanstufe. Er besteht heute vorwiegend aus Fichten (*Picea abies*); vereinzelt kommen Bergahorn (*Acer pseudoplatanus*), Esche (*Fraxinus excelsior*), Eberesche (*Sorbus aucuparia*), Birke (*Betula pendula*) und Hasel (*Corylus avellana*) vor. Die Tanne (*Abies alba*) ist im Lungau sehr selten geworden; die Rotbuche (*Fagus sylvatica*) fehlt gänzlich. Oberhalb von 1500 m SH beteiligen sich auch Lärchen (*Larix decidua*) und Zirben (*Pinus cembra*) am Waldbestand – Letztere besonders oberhalb von 1700 m SH. Die Waldgrenze liegt in ungefähr 1800 bis 2000 m SH. Darüber liegen der Zwergstrauchgürtel, einige Hochalmen, alpine Urwiesen sowie verschiedene Assoziationen von Pioniervegetation auf anstehendem Fels und Blockschutt.

Der Beginn der menschlichen Besiedlung des Lungaus lässt sich nicht genau belegen. Möglicherweise war das Gebiet während des Neolithikums und der Bronzezeit nur Durchzugsgebiet und wegen des rauen Klimas noch nicht dauernd bewohnt. Jedenfalls konnten Siedlungsreste aus dieser Zeit nicht nachgewiesen werden.

Als die ältesten bekannten Bewohner dieser Gegend gelten die Illyrer und die später eingewanderten Kelten. Von dem illyrisch-keltischen Volksstamm der Tau-



Abb. 4: Römische Meilensteine bei Tweng.

Der linke Stein wurde unter der Regentschaft von Kaiser PHILIPPUS ARAB (244 bis 249 n. Chr.) errichtet und kennzeichnete die 41. Meile ab Teurnia. Der rechte Stein wurde dem Sohn des Kaisers gewidmet. Beide Meilensteine bestehen aus Geröll führendem Alpinem Verrucano und stammen offenbar aus der näheren Umgebung.

Foto: E. HEJL.

riskier, der in der zweiten Hälfte des ersten vorchristlichen Jahrtausends erwiesenermaßen auch den Lungau bewohnt hat, leiten sich übrigens die Namen Tauern und Taurach ab (SCHITTER, 1975). Ein von den Römern um Christi Geburt benützter Saumweg führte über Kärnten, Neumarkt in der Steiermark, Murau, Seethal, Mariapfarr und das Weißpriachtal nach Juvavum, der späteren Stadt Salzburg. Erst um das Jahr 200 n. Chr. wurde unter Kaiser SEPTIMIUS SEVERUS und seinem Sohn CARACALLA eine Straße über das Liesertal, die Laußnitzhöhe, St. Margareten, Mauterndorf und den Radstädter Tauernpass gebaut (SCHWARZ, 2002). Diese Heerstraße war notwendig geworden, um nach den Markomannenkriegen die Versorgung des Limes und der Militäranlagen an der Donau sicherzustellen. Römische Meilensteine und Reste von römischen Gebäuden bezeugen im Lungau noch heute die strategische Bedeutung dieses alten Verkehrsweges über die Alpen (Abb. 4).

Nach dem Zusammenbruch des Weströmischen Reiches und der anschließenden Völkerwanderung drangen ungefähr 600 n. Chr. die Südslawen in den Lungau ein und wurden dort sesshaft. Die heutige Lungauer Bevölkerung stammt zumindest teilweise von ihnen ab. Viele slawische Topographiebezeichnungen für Berge, Flüsse, Fluren und Ortschaften sind bis heute in Gebrauch – z. B. Gurpitsch, Rupanin, Lonka, Granitzl, Granier, Göriach, Lasa oder das auf dem östlichen Nachbarblatt Stadl a. d. Mur gelegene Krakau. Auch die Bezeichnung Lungau ist wahrscheinlich slawischen Ursprungs (von Lonka = Sumpfgelände oder feuchte Wiese). Spätestens während dieser slawischen Besiedlungsperiode und des damit einhergehenden starken Bevölkerungswachstums dürften die letzten Urwälder entweder durch Rodungen oder durch intensive Nutzung zur Kulturlandschaft geworden sein.

Um das Jahr 740 wurden die Slawen im Lungau von den Bajuwaren unterworfen und christianisiert. Das noch aus der Römerzeit stammende altchristliche Zentrum St. Laurenzen in Althofen (bei Mariapfarr) wurde wieder errichtet und durch Modestus im Jahre 754 eingeweiht. In einer Urkunde vom 26. Oktober 923, in der ein Tauschgeschäft zwischen Erzbischof ODALBERT von Salzburg und seinem Weihbischof GOTABERT von Maria Saal in Kärnten bestätigt wurde, findet sich die älteste Erwähnung einer Gegend namens Lungau. GOTABERT übergab an die Kirche von Salzburg zwei Dörfer der Grafschaft Norital (bei Bozen im heutigen Südtirol) und erhielt als Gegenleistung die Kirche beim Lungau („aecclesiam ad loungouve casam cum curte“) samt Haus, Hof und Leibeigenen beiderlei Geschlechts. Es handelte sich dabei um die Umgebung der Kirche von Althofen bei Mariapfarr und um das Weißpriachtal (Abb. 3). Der Sitte der Zeit entsprechend wurden die Zeugen dieses Tauschhandels auf schmerzhaft Weise an den Ohren herbeigezogen, auf dass sie sich noch lange an diesen denkwürdigen Tag erinnern mögen. Das Original der Urkunde ist zwar verschollen, es existiert aber eine nur um zwölf Jahre jüngere Abschrift, nämlich ein Kodex aus dem Jahr 935, in dem alle Schriftzeugnisse der von Erzbischof ODALBERT geschlossenen Verträge kopiert und zusammengefasst wurden. Dieses wertvolle Buch wird im „Haus-, Hof- und Staatsarchiv“ am Minoritenplatz in Wien aufbewahrt. Die weitere Geschichte des Lungaus und des Erzbistums Salzburg ist nicht Gegenstand dieser Erläuterungen. Sie kann z. B. in den Ortschroniken von Mariapfarr und Weißpriach nachgelesen werden (SCHITTER, 1975, 1979).

Nachdem das Territorium des Erzbistums Salzburg auf dem Wiener Kongress 1815 dem Kaiserreich Österreich angegliedert worden war, blieb der Lungau noch lange eine sehr abgeschiedene Gegend, deren einzige Verkehrsverbindung mit dem Salzburger Zentralraum die Straße über den Radstädter Tauern war. Für die spätere verkehrstechnische Erschließung des Lungaus waren vor allem zwei Großbauprojekte von herausragender Bedeutung: Die Murtalbahn und die Tauernautobahn. Am 9. Oktober 1894 wurde die 76 km lange Murtalbahn (Spurweite 760 mm) von Unzmarkt bis Mauterndorf eröffnet. Der öffentliche Personenverkehr auf ihrem letzten Streckenabschnitt von Tamsweg bis Mauterndorf

wurde zwar 1973 eingestellt, wird aber seit 1988 in den Sommermonaten als Museumsbahn geführt. Der Bau der Scheitelstrecke der Tauernautobahn A10 wurde 1969 unter der zweiten Regierung KLAUS beschlossen und am 21. Juni 1975, gegen Ende der zweiten Regierung KREISKY, für den Verkehr freigegeben.

2. Geologischer Überblick

Das Gebiet des Kartenblattes Tamsweg liegt im zentralalpinen Teil der Ostalpen, dessen platten- und deckentektonische Strukturprägung gegen Ende des Eozäns, d. h. vor rund 35 Millionen Jahren im Wesentlichen abgeschlossen war. Danach bildete sich ein erstes zusammenhängendes Relief im Ostalpenraum, weshalb aus dieser Zeit nur wenige zumeist festländische Sedimente erhalten geblieben sind. Innerhalb des Blattgebiets kommen jungtertiäre Sedimente nur im tektonisch eingesenkten Tamsweger Becken und als spärliche Reste am Oberlauf des Laußnitzbaches in der Nähe der Bonner Hütte vor.

Es erscheint daher sinnvoll, die Gesteine des Blattgebiets in neogene und jüngere Sedimente einerseits und ein präneogenes Grundgebirge andererseits zu gliedern. Letzteres umfasst zwei plattentektonische Großeinheiten, nämlich das Ostalpin, das als nördlicher Teil der Apulisch-Adriatischen Platte aufzufassen ist, und das Penninikum, das zumindest teilweise aus der Kruste eines Ozeans hervorgegangen ist, der vom Oberjura bis mindestens zur tieferen Oberkreide (vor ca. 150 bis 90 Millionen Jahren) mit dem Nordatlantik in Verbindung gestanden hatte.

Im Zuge der alttertiären Gebirgsbildung wurden die letzten Reste dieses Ozeans geschlossen und das Penninikum unter die nördliche Stirn des Ostalpins subduziert. Die deckentektonische Nomenklatur beider Einheiten bezieht sich auf die tektonischen Bewegungen vom Jura bis zum Ende des Eozäns. Jüngere Gesteine und spätere Bewegungen müssen gesondert betrachtet werden.

Der interne Deckenbau des Ostalpins entwickelte sich während der eoalpinen (jurassisch-kretazischen) Gebirgsbildung und war in seinen Grundzügen schon vor rund 90 Millionen Jahren festgelegt. Neue ^{40}Ar - ^{39}Ar -Datierungen an Muskoviten aus dem Permomesozoikum der NW-Ecke des Tauernfensters (LIU et al., 2001) belegen zwei Altersgruppen: eine kretazische (83 bis 73 Ma) und eine alttertiäre (54 bis 51 Ma). Die jüngere dieser beiden Altersgruppen, die einstweilen nur in der Hochfeinddecke des Radstädter Deckensystems nachgewiesen werden konnte, wird von LIU et al. (2001) auf eine Metamorphose und Deformation im Zuge der endgültigen (d. h. alttertiären) Platznahme des Ostalpins auf dem Penninikum zurückgeführt. Die Frage, ob das Südpenninikum, dem z. B. die periphere Schieferhülle des Tauernfensters angehört, schon in der mittleren Kreide vollständig unter die Stirn des Ostalpins subduziert wurde, lässt sich gegenwärtig noch nicht mit letzter Sicherheit beantworten.

Das Modell einer zweiphasigen Subduktion des Penninikums, bei der ab der späten Unterkreide zunächst das Südpenninikum und erst im späten Eozän das Nordpenninikum des Unterengadiner Fensters und der Rhenodanubischen Flyschzone subduziert wurden, findet jedenfalls breite Zustimmung und wurde in den letzten 30 Jahren zwar modifiziert, aber nicht grundsätzlich verworfen (siehe z. B. FRISCH, 1977; FAUPL, 1978; NEUBAUER, GENSER & HANDLER, 2000; FAUPL & WAGREICH, 2000; WAGREICH, 2001; SCHUSTER et al., 2004). Für eine bedeutende alttertiäre (= mesoalpine) Subduktion spricht die zweifelsfrei erwiesene Existenz eoazäner Hochdruckmetamorphite im Tauernpenninikum und in seinem unterostalpinen Rahmen (ZIMMERMANN et al., 1994). Allerdings konnte die Existenz spät-kretazischer oder gar alttertiärer Metasedimente innerhalb des Tauernfensters biostratigraphisch bisher nicht nachgewiesen werden und es bleibt abzuwarten, ob dies jemals gelingt.

Im präneogenen Grundgebirge des Blattgebietes treten die folgenden tektonischen Großeinheiten auf: Im W liegen die penninischen Decken des Tauernfensters, die hier durch Altkristallin-Komplexe, die periphere Schieferhülle und die Nordrahmenzone vertreten sind. Darüber bzw. gegen E anschließend folgt der unterostalpine Rahmen des Tauernfensters, der hier durch das Radstädter Deckensystem einschließlich der Katschbergzone vertreten ist. Im N bzw. im Hangenden der unterostalpinen Decken *sensu stricto* liegen das Schladminger Deckensystem und die Schuppenzone des Gensgitsch. Die Lessacher Phyllonitzone folgt ungefähr dem Südfuß der Schladminger Tauern und bildet die Grenze zu dem südlich anschließenden Areal des Wölz-Komplexes, der vorwiegend aus relativ monotonen, phyllitischen Granatglimmerschiefern besteht. Gemeinsam mit dem Bundschuh-Priedröf-Komplex gehört er zur Hauptmasse des Ostalpins. Der tektonische Kontakt zwischen dem im Liegenden befindlichen Wölz-Komplex und dem auflagernden Bundschuh-Priedröf-Komplex ist das Ergebnis einer sehr wahrscheinlich früh-eoalpinen Deckenüberschiebung, die aber auf jeden Fall noch vor dem thermischen Höhepunkt der eoalpinen Metamorphose erfolgt sein muss (SCHUSTER & FRANK, 1999).

Das Neogen des Tamsweger Beckens und der Laußnitzalm bildet den westlichsten Teil der Norischen Senke, die sich entlang der alpinen Längstalung der Mur-Mürzfurche vom Ostrand des Tauernfensters bis an den Südrand des Wiener Beckens erstreckt. In tektonisch isolierten Becken dieser Norischen Senke sind Reste einer ehemals ausgedehnteren Sedimentbedeckung von fluviatilen und limnischem Miozän mit zumeist geringmächtigen Kohlenflözen erhalten geblieben (TOLLMANN, 1985; WEBER & WEISS, 1983). Das Neogen des Tamsweger Beckens und sein Rahmen aus kristallinem Grundgebirge wurden zuletzt von HEINRICH (1977) vollständig kartiert und sedimentologisch-petrographisch beschrieben. Der Inkohlungsgrad reicht im Tamsweger Becken vom Mattbraunkohlen- bis zum Flammkohlenstadium (SACHSENHOFER, 1989).

Die erosive Freilegung des Tauernpenninikums und seines unterostalpinen Rahmens fand jedoch erst nach der Sedimentation des Tamsweger Miozäns statt. Die von STAUFENBERG (1987) gemessenen Apatit-Spaltspuralter belegen für das östliche Tauernfenster Abtragungsraten von ungefähr 0,2 mm pro Jahr (das entspricht 200 m pro Million Jahre) während der letzten ca. 20 Millionen Jahre. Die Abtragung des Ostalpins östlich der Katschbergzone (Umgebung Innerkrems – Turrach) war im gleichen Zeitraum deutlich geringer (HEJL, 1997a, 1998). Diese unterschiedlich schnelle Denudation innerhalb und außerhalb des Tauernfensters wurde durch abschiebende Bewegungen und eine Flexur am Ostrand des Tauernfensters ermöglicht, worauf bereits EXNER (1949) hingewiesen hat.

Vor ungefähr 20.000 Jahren, während des Hochstandes der Würmvereisung, lag das zentrale Lungauer Becken ungefähr 1000 m unter der Oberfläche des nach Osten abfließenden Murgletschers (SPREITZER, 1959/60). Über den Katschberg bestand eine Verbindung mit dem Draugletscher (PENCK & BRÜCKNER, 1909). Im Zuge des spätglazialen Eisrückzuges wurde zunächst der Lungauer Zentralraum eisfrei, während in den Tauerntälern noch für kurze Zeit Talgletscher bestanden. Die Endmoränenwälle am Ausgang der engeren Tauerntäler ins Lungauer Becken könnten dem Gschnitzstadium entsprechen (EXNER, 1989a, 1990). Die Korrelation spätglazialer Haltestadien im Lungau mit jenen anderer Gebiete der Ostalpen ist jedoch noch mit einigen Unsicherheiten behaftet (siehe VAN HUSEN, 2000).

3. Erforschungsgeschichte

Der penninische und unterostalpine Gebietsanteil des Kartenblattes Tamsweg ist durch die Bearbeitungen von UHLIG, BECKE, KOBER, CLAR, EXNER und TOLLMANN ein klassisches Gebiet der alpinen Deckenlehre. Das kristalline Grundge-

birge des Hauptkörpers der ostalpinen Schubmasse (Schladminger Kristallinkomplex, Lessacher Phyllonitzone und Koralpe-Wölz-Deckensystem) hat zwar etwas weniger Beachtung erfahren, doch haben petrographische und geochronologische Befunde der jüngeren Vergangenheit auch hier zu bedeutenden Erkenntnissen über die Entwicklung des Ostalpins geführt. Im Sinne besserer Übersichtlichkeit möchte ich die Erforschungsgeschichte so weit wie möglich in der Reihenfolge der tektonischen Großeinheiten besprechen.

Penninikum des Tauernfensters

Die systematische geologische Erforschung entsprechender Gebiete der Hohen Tauern begann um die Mitte des 19. Jahrhunderts mit Übersichtsaufnahmen des k. u. k. Reichsanstaltsgeologen STUR, der 1854 die Geologie der Zentralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger beschrieb. In den Hohen Tauern unterschied er mehrere „Massen von Centralgneiss“ und eine „Schieferhülle“, erkannte aber noch nicht die deckentektonischen Fernüberschiebungen und daher auch nicht die Fensteratur der Hohen Tauern.

Erst die Entdeckung dieser Großstruktur durch TERMIER im Jahre 1903 ermöglichte eine sinnvolle tektonische und paläogeographische Interpretation der lokalen Gegebenheiten (TERMIER, 1904). Obwohl der Begriff „Fenster“ schon vorher von SUESS (1901) auf die Geologie anderer Gebiete angewendet worden war, trug die Entdeckung TERMIERS ganz wesentlich zur allgemeinen Akzeptanz dieses Begriffes in der Fachliteratur bei. Unter diesem deckentektonischen Gesichtspunkt verfasste KOBER (1922a) eine geologische Gesamtdarstellung des östlichen Tauernfensters. Als Grundproblem für das Verständnis der alpidischen Tektonik innerhalb des penninischen Fensterinhalts erwies sich die stratigraphische Gliederung der Schieferhülle, also die Alterseinstufung ihrer Edukte. Eine der Hauptbestrebungen war zunächst die Unterscheidung paläozoischer und mesozoischer Anteile der Schieferhülle.

Unter Berücksichtigung der Ergebnisse von CORNELIUS & CLAR (1939) entwickelte FRASL (1958) für das mittlere Tauernfenster einen ersten großregional anwendbaren, lithostratigraphischen Standard. Er gliederte die vormesozoischen Serien in einen altkristallinen Anteil mit starker voralpidischer Metamorphose und in die altpaläozoische Habachserie, deren wesentliche Metamorphoseprägung alpidisch ist. Die älteste postvariszische Formation (Permoskyth) ist die Wustkogelserie FRASLS, die aus Quarziten, Metaarkosen und Phengitschiefern besteht. Als weitere postvariszische Formationen wurden die Triaskarbonatgesteine (Kalk- und Dolomitmarmore, Rauwacke, Gips) mit den begleitenden Chloritoidschiefern und die Serie der Bündnerschiefer ausgeschieden.

Die Anwendung und Erweiterung eines solchen stratigraphisch-tektonischen Schemas auf die Gegebenheiten im östlichen Tauernfenster ist vor allem das Verdienst EXNERS, der sich seit 1939 in vielen Arbeiten mit diesem Gebiet befasst hat. Trotz einer nicht ganz einheitlichen Handhabung lithostratigraphischer Begriffe gibt es kaum noch wesentliche Meinungsverschiedenheiten über die großräumige Parallelisierung der Haupteinheiten. So entspricht beispielsweise der Storz-Komplex EXNERS ungefähr dem Komplex der Alten Gneise und der Habachformation des mittleren Tauernfensters, und die Schrovlin-Gruppe EXNERS entspricht der Wustkogelserie zuzüglich der Triaskarbonatgesteine.

Auch die Metamorphoseentwicklung des Tauernpenninikums war Gegenstand vieler Untersuchungen, wobei in den letzten dreißig Jahren neben der klassischen Polarisationsmikroskopie in zunehmendem Maße auch die Elektronenstrahl-Mikrosonde eingesetzt wurde. Die voralpidische Metamorphose beschränkt sich im Bereich des Blattes Tamsweg naturgemäß auf den Storz- und Kareck-Komplex, wo sie sich in amphibolitfaziellen Reliktparagenesen und in der Migmatisierung der alten Gneise manifestiert (EXNER, 1971a, 1989). Für den Mittelabschnitt des Tauernfensters konnten zumindest drei alpidische Metamor-

phoseereignisse nachgewiesen werden (FRANK et al., 1987; HÖCK et al., 1994; SCHUSTER et al., 2004), nämlich eine eklogitfazielle Metamorphose, eine Blauschiefermetamorphose und eine jüngste Metamorphose (Tauernkristallisation) unter den Bedingungen der Grünschiefer- bis Amphibolitfazies. Während sich die alpidische Eklogit- und Blauschieferfazies bislang nur im Mittelabschnitt bzw. Letztere auch am Südrand des Tauernfensters nachweisen ließen, erfasste die oligozäne Tauernkristallisation den gesamten Fensterinhalt. Anhand von Ar-Ar-Datierungen an Phengiten in den Eklogiten glaubten ZIMMERMANN et al. (1994) ein eozänes Alter der Hochdruckmetamorphose nachweisen zu können. Es ist aber noch nicht ganz geklärt, ob diese eozänen Glimmeralter dem Zeitpunkt der eklogitfaziellen Metamorphose oder jenem einer späteren blauschieferfaziellen Überprägung entsprechen. Auf jeden Fall sollte zumindest die Blauschiefermetamorphose nicht vor dem Eozän stattgefunden haben. Die vorherrschende Metamorphoseprägung im östlichen Tauernfenster ist die oligozäne Tauernkristallisation. Ihre regionale Metamorphosezonierung wurde anhand der Verteilung charakteristischer Mineralparagenesen untersucht (HÖCK, 1980; HÖCK et al., 1994; SCHUSTER et al., 2004). Der Zentralbereich des Hochalmskernes ist amphibolitfaziell geprägt. Die nördlich angrenzende obere Schieferhülle, die Nordrahmenzone und ein schmaler penninischer Streifen entlang des Tauernfensterostrandes haben aber nie die Druck- und Temperaturbedingungen der Grünschieferfazies überschritten. Zahlreiche isotopengeologische Mineralalter (Rb-Sr und K-Ar an Glimmern; Spaltspurdaterungen an Apatiten und Zirkonen) aus dem östlichen Tauernfenster belegen die späte Abkühlungsgeschichte nach dem thermischen Höhepunkt der Tauernkristallisation (FRANK et al., 1987; STAUFENBERG, 1987).

Ein anderes geologisches Problemfeld des Tauernfensters betraf das Alter, die magmatische Petrologie und tektonische Entwicklung der Zentralgneise. Da diese auf Blatt Tamsweg nicht vorkommen, begnüge ich mich mit dem Hinweis auf die Arbeiten von FINGER & STEYRER (1988) und HOLUB & MARSCHALLINGER (1989, 1990), in denen auch die älteren Vorstellungen diskutiert werden. Wesentlich ist, dass in den Zentralgneisen des Hochalm-Ankogel-Massivs der Intrusionsverband der variszischen Granitoide von alpidischen Deformationen weitgehend verschont blieb. Die ältere Auffassung, wonach innerhalb dieses Zentralgneisareals ein großräumiger Deckenbau existiert, konnte widerlegt werden.

Radstädter Deckensystem

Nachdem das mesozoische Alter der Radstädter Karbonatgesteine schon um die Mitte des 19. Jahrhunderts anhand von Fossilfunden erkannt worden war (MURCHISON, 1850; STUR, 1854a; PETERS, 1854), begann noch vor der Jahrhundertwende eine heftige Kontroverse um die Stratigraphie und Tektonik dieses Gebiets, wobei die Vorstellung VACEKS einer kanalförmigen sedimentären Einlagerung des Mesozoikums in ein altkristallines Relief schon damals durch den von FRECH erkannten Faltenbaustil widerlegt werden konnte (siehe TOLLMANN, 1977). Die großen tektonischen Komplikationen hatte schon STUR (1854a, S. 852) lange vor der Einführung deckentektonischer Konzepte mit folgenden Worten angedeutet: „Dann folgte aber eine mechanische zerstörende Kraft von ungeheurer Wirkung. Sie ist es, die es vermochte, die bisher wenig gestörte Ordnung der Dinge, die regelmässig auf einander folgenden Formationen durcheinander zu werfen, das Jüngste unter das Älteste zu lagern, überhaupt die fächerförmige Stellung der Schichten zu erzeugen.“ Mit der Anwendung der Deckenlehre durch TERMIER (1904) sollte das Radstädter Mesozoikum dann zum Schlüsselgebiet für das tektonische Verständnis des östlichen Tauernfensters werden.

Im Rahmen von Forschungsarbeiten der Akademie der Wissenschaft setzte noch vor dem ersten Weltkrieg eine intensive geologische Bearbeitung der Radstädter Tauern ein (BECKE & UHLIG, 1906; UHLIG, 1908; KOBER, 1912a,b,c), deren Ergebnisse aber erst nach dem Krieg zusammenfassend dargestellt wurden (KO-



Abb. 5: Friedrich BECKE (1855–1931).

Mineraloge und Petrograph, Universitätsprofessor in Cernowitz, Prag und ab 1898 in Wien.

BER, 1922a,b; SCHMIDT, 1924; TRAUTH, 1927; BLATTMANN, 1937). Spätere Neuaufnahmen des Südtails der Radstädter Tauern stammen von CLAR (1937, 1940), TOLLMANN (1956, 1958, 1961a,b, 1962, 1964a,b, 1966) und THALMANN (1962). Auch in seiner „Ostalpensynthese“ und seiner „Geologie von Österreich“ behandelt TOLLMANN (1963, 1977) das Radstädter Deckensystem sehr ausführlich.

Der Begriff der Diaphthorese gehört heute zum internationalen petrologischen Begriffsinventar. Allerdings dürfte nur mehr wenigen Petrologen außerhalb der deutschsprachigen Länder bekannt sein, dass sich die Typlokalität der retrograden Metamorphose, d. h. jener Ort, an dem das Phänomen erstmals erkannt und beschrieben wurde, im Taurachtal bei Tweng befindet, und eine noch viel kleinere Zahl von Petrologen hat diese klassische Lokalität jemals besucht. Zu den wissenschaftshistorischen Merkwürdigkeiten gehört auch der Umstand, dass die retrograde Metamorphose des Twenger Kristallins – also jene der Typlokalität – noch nie mit modernen phasenpetrologischen Methoden (z. B. unter Einsatz der Elektronenstrahl-Mikrosonde) untersucht wurde.

In seiner „Geologie des mittleren Lungaus“ hat EXNER (1989a, S. 44–45) die wichtigsten Schritte zur grundsätzlichen Erkenntnis retrograder Gesteinsmetamorphose rekapituliert. Ich gebe hier nur eine kurze Zusammenfassung seiner ausführlicheren Darstellung: STUR (1854a, S. 844–845) findet den Gneis bei Mauterdorf, östlich der Taurach. VACEK (1882a,b, 1893) erkennt und sammelt

verschiedene Gneise und Glimmerschiefer zwischen Mauterndorf und Tweng und veranlasst deren mikroskopische Untersuchung durch ROSIWAL (1893). FRECH (1901) verbindet – ganz im Sinne des heutigen tektonischen Verständnisses – die phyllitischen Gesteine bei den Ernsthütten (damals „Ambrosalm“ genannt) kartenmäßig richtig mit jenen von Tweng bis Mauterndorf, leugnet aber weitgehend die Existenz der von VACEK und ROSIWAL nachgewiesenen Gneise. Die dadurch ausgelöste hitzige Debatte zwischen VACEK und FRECH wird von UHLIG (1908) diplomatisch entschärft, indem dieser in den phyllitähnlichen Gesteinen bei den Ernsthütten größtenteils „entartete“ Gneise erkennt. Es gelingt ihm auch, diese entarteten Gneise bis in das Lantschfeld zu verfolgen. Unter der Führung von UHLIG sammelt BECKE im Jahre 1907 retrograde Serizit-Chlorit-Phyllite entlang des Weges von Tweng zu den heutigen Ernsthütten. Unter dem Mikroskop findet BECKE (1909a,b) reliktsche Gneisgefüge und in einem Falle Orthit als Reliktmineral. Er schließt daraus, dass für die Unterscheidung progressiv und regressiv metamorpher Gesteine einerseits Mineral- und Gefügerelikte, andererseits aber auch die feldgeologischen Zusammenhänge entscheidend sind. Der Nomenklaturvorschlag BECKES (1909b) lautet: „diaphthoritisch“ für regressiv metamorphe Gesteine, deren Edukt reliktsch erhalten ist, und „Diaphthorit“ für regressiv metamorphe Gesteine, deren Edukt nur mehr feldgeologisch nachweisbar ist.

Schladminger Kristallinkomplex

Aufnahmen für das geologische Kartenwerk 1:75.000 stammen von GEYER und VACEK. In mehreren Arbeiten beschäftigte sich GEYER (1891, 1892, 1893a,b) mit der Geologie des oberen Murtales im Bereich der damaligen Specialkartenblätter Murau und St. Michael. Er interpretierte die Schladminger Masse als Teil eines „Hornblendegneiss-Complexes“, der in den östlichen Hohen Tauern das Hangende der Zentralgneise bildet, und meinte damit anscheinend den Storz-Komplex der heutigen Nomenklatur (siehe GEYER, 1893, S. 51). Er glaubte, dass unter der Schieferhülle der östlichen Hohen Tauern eine direkte Verbindung zwischen dem alten Dach der Zentralgneise und dem Schladminger Kristallinkomplex besteht. Den gleichen Standpunkt vertrat VACEK (1893, S. 392), als er meinte, dass „die alten Massen des Ankogel und Hochgolling“ nur oberflächlich durch eine „Kalkphyllitgruppe“ (= Schieferhülle) voneinander getrennt werden. Folgerichtig sprach VACEK daher von einer „Schladminger Gneisinsel“.

Diese Einschätzung sollte sich nach der Einführung der Deckenlehre grundlegend ändern. In der 1922 erschienenen „Regionaltektonischen Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone“ zählte KOBER den Schladminger Kristallinkomplex zur „unterostalpinen Deckenmasse“, der er auch das Permo-mesozoikum der Radstädter Tauern zuordnete. Auch in späteren Arbeiten favorisierte KOBER (1923, 1938) eine primäre Verbindung des Schladminger Kristallins mit dem Radstädter Paläo- und Mesozoikum und stellte diese Einheiten gemeinsam ins Unterostalpin.

TOLLMANN (1958) schloss sich dieser Deutung zunächst an, da unter dem Alt-kristallin eine inverse Serie aus Quarzphyllit und zentralalpinem Mesozoikum vorhanden ist, wies aber auf die vorwiegend aufrechte Lagerung der tieferen Radstädter Decken hin. Letztere waren von KOBER (1938) zuvor als Liegendfallen beschrieben worden. Später nahm TOLLMANN (1963) eine bedeutende Deckengrenze zwischen seiner inversen Radstädter Quarzphyllitdecke und dem Schladminger Kristallinkomplex an, wobei diese hypothetische Fernüberschiebung auch die Grenze zwischen seinem Unter- und Mittelostalpin bilden sollte. Durch spätere feldgeologische Befunde (SCHEDL, 1981; HEJL, 1985; SLAPANSKY, 1987; SLAPANSKY & FRANK, 1987) wurde jedoch gezeigt, dass diese Deckengrenze nicht existiert.

In den Fünfziger- und frühen Sechzigerjahren des 20. Jahrhunderts wurde ein großer Teil der zentralen und nördlichen Schladminger Tauern durch Dissertanten des Geologischen Instituts der Universität Wien feldgeologisch kartiert. Die meisten dieser Arbeiten betrafen zwar das Gebiet des nördlich angrenzenden Kartenblattes Schladming, trugen aber auch zum besseren Verständnis der Tektonik und Metamorphosegeschichte des gesamten Schladminger Kristallinkomplexes bei. Hervorheben möchte ich die Dissertationen von SCHEINER (1960), der das Gebiet der Kalkspitzen kartierte, und von FORMANEK (1964), der das Preuneggatal (Blatt Schladming) bearbeitete. Beide Arbeiten belegen einen alpidischen Decken- und Liegendfaltenbau nicht nur des Schladminger Kristallinkomplexes als Ganzes, sondern auch eine dementsprechende Gliederung des Kristallins in tektonisch individualisierte Teileinheiten. FORMANEK, KOLLMANN & MEDWENITSCH (1961) sowie FORMANEK (1964) erkannten im Schladminger Kristallinkomplex eine Stockwerkstektonik, die sich als basale Aufspaltung des variszischen Grundgebirges und eine darauf zurückzuführende Verzahnung mit dem Radstädter Permomesozoikum äußert. Die Autoren gliederten das Schladminger Kristallin in eine höhere Obertaleinheit und eine tiefere Duisitzereinheit, die durch einen aus dem unterlagernden, invertierten Permomesozoikum einspießenden (Meta-)Sedimentgesteinsspan getrennt werden.

Später sollte EXNER (1989) eine ähnliche Vorstellung von Stockwerkstektonik auf das Gebiet von Blatt Tamsweg übertragen, als er seine „Weißpriach-Gneislamelle“ zum Radstädter Deckensystem zählte, während er den Rest des Schladminger Kristallinkomplexes als „Schladminger Gneisdecke“ dem Hauptkörper der ostalpinen Schubmasse zuordnete. Beide Einheiten werden im hinteren Weißpriachtal (Umgebung Ulnhütte) durch den nach SE ausspitzenden, isoklinalen Muldenkern des Kalkspitzen-Permomesozoikums getrennt. Weiter im S ist die Situation jedoch unklar, da die Hangendgrenze der Weißpriach-Gneislamelle im mittleren und südlichen Abschnitt des Weißpriachtales von Bergsturzblockwerk, Murenkegeln und Alluvionen verdeckt ist. Die feldgeologische Situation lässt sowohl die Deutung als Decken- oder Schuppengrenze als auch die eines eng zusammengepressten und ausgewalzen Isoklinalfaltenbaues zu. Eine regionale Fernüberschiebung entlang einer NE-fallenden Deckengrenze, deren Ausbisslinie dem Weißpriachtal folgt, lässt sich jedenfalls nicht nachweisen.

Ich möchte mich der allzu schematischen Gliederung des Schladminger Kristallinkomplexes in einen unterostalpinen und tektonisch höheren (mittel- oder oberostalpinen) Anteil nicht anschließen, da auch die Schladminger Gneisdecke EXNERS im N (Blatt Schladming) zweifelsfrei mit dem invertierten Permomesozoikum des hangenden Radstädter Deckensystems sedimentär verbunden ist (SCHEDL, 1981; HEJL, 1985; SLAPANSKY, 1987; SLAPANSKY & FRANK, 1987). Dessenungeachtet dürften große Bereich des Schladminger Kristallinkomplexes tektonisch invertiert und tatsächlich in mehrere Liegendfalten und abgescherte Teildecken im Sinne einer alpidischen Stockwerkstektonik gegliedert sein (siehe auch MATURA, 1980, 1987).

K-Ar- und Rb-Sr-Mineralalter aus dem Schladminger Kristallinkomplex wurden von HEJL et al. (19787) zusammenfassend dargestellt. Neuere ^{40}Ar - ^{39}Ar -Alter von Muskoviten aus dem westlichen Teil des Schladminger Kristallinkomplexes stammen von LIU et al. (2001). Während im W (Weißpriach-Gneislamelle) variszische Glimmeralter (>250 Ma) vorherrschen, sind die östlichen Teile des Schladminger Kristallinkomplexes durch kretazische bzw. eozäne Glimmeralter (um ca. 90 Ma) gekennzeichnet.

Lessacher Phyllonitzone

Erste Beschreibungen dieser vorwiegend regressiv metamorphen Zone verdanken wir GEYER (1893) und PREY (1939, 1941). Die Bezeichnung „Lessacher Phyllonitzone“ stammt von ZEJULA (1976), der dieses Gebiet im Rahmen seiner

Dissertation kartierte und petrographisch bearbeitete. Abgesehen von kleineren Revisionen und Ergänzungen bildet seine Kartierung die Grundlage für die Darstellung dieser Zone auf der aktuellen Version des geologischen Kartenblattes Tamsweg. ZEZULA fand auch den Eisendolomit am Zankwarner Berg, aus dem oberilurische Conodonten gewonnen werden konnten (SCHÖNLAUB & ZEZULA, 1975). In seiner „Geologie des mittleren Lungaus“ interpretiert EXNER (1989) die altpaläozoischen Gesteine der Lessacher Phyllonitzone als Fortsetzung des Murauer Paläozoikums über die Schollenreihe Ranten – Prebersee.

Koralpe-Wölz-Deckensystem und Bundschuh-Deckensystem

Eine erste geologische Kartierung dieser Einheiten im Gebiet von Blatt Tamsweg stammt von GEYER aus dem Jahre 1893. Es handelte sich um einen Gebietsanteil des damaligen Blattes St. Michael 1 : 75.000. GEYERS Aufnahmen erfassten zwar die hauptsächliche Verbreitung von Gneisen, Glimmerschiefern und Quartär, gingen aber nicht sehr ins Detail. Trotzdem blieb seine Kartierung fast hundert Jahre lang die Grundlage regionaler Interpretationen und fand Eingang in geologische Übersichtskarten Österreichs (VETTERS, 1937; BECK-MANNAGETTA, 1964) und des Bundeslandes Salzburg (BISTRITSCHAN, 1952). Erst EXNER nahm ab 1982 als auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt eine flächendeckende Neuaufnahme der Gebiete südlich der Mur und am Schwarzenberg in Angriff (siehe EXNER, 1989a, 1990, 1991, 1994a), nachdem er bereits vorher Übersichtsbegehungen durchgeführt hatte (EXNER, 1980). Kleinere Gebietsanteile am östlichen Mitterberg und in den südlichen Vorbergen der Schladminger Tauern wurden von HEJL (1993 bis 1999) kartiert. GRUM (1989) lieferte eine geologische Manuskriptkarte des westlichen Schwarzenberges.

Nachdem durch isotopengeologische Mineraldatierungen FRANKS und seiner Arbeitsgruppe eine kretazische Regionalmetamorphose für große Teile des ostalpinen Grundgebirges östlich des Tauernfensters nachgewiesen worden war (z. B. HEJL, 1984; SCHIMANA, 1986, 1987; HEJL et al., 1987; FRANK et al., 1987) änderten sich auch die Vorstellungen über das Alter der Tektonik und Gefügeprägung dieser Kristallgebiete.

TOLLMANN (1963, 1977) hatte die Kristallgebiete östlich der Katschbergzone zuvor seinem „Mittelostalpin“ zugeordnet, ihren metamorphen Mineralbestand im Wesentlichen auf die variszische Metamorphose zurückgeführt und nur eine relativ unbedeutende alpidische Deformation dieser Einheiten angenommen. Er vertrat die Ansicht, das Mittelostalpin sei als zusammenhängende, aufrechte Abscherungsdecke mit basalem Schrägzuschnitt über die tieferen tektonischen Großeinheiten (Penninikum und Unterostalpin) überschoben worden. Ein interner Deckenbau des Mittelostalpins wurde zwar nicht in Abrede gestellt, sollte aber voralpidisch, und zwar variszisch angelegt worden sein. In diesem Sinne wurde auch der tektonische Kontakt zwischen den Bundschuhgneisen und den unterlagerten Wölzer Glimmerschiefern sowie insbesondere das Fenster von Ramingstein gedeutet (TOLLMANN, 1977, S. 314).

In Anlehnung an die Nomenklatur KOBERS (1938) stellten NEUBAUER & FRISCH (1993) den Bundschuh-Komplex zu den Koriden und die Wölzer Glimmerschiefer („Micaschist-Marble Complex“) zu den Muriden, ohne das Alter des tektonischen Kontakts altersmäßig einzustufen.

Diesbezüglich nahmen erst SCHUSTER & FRANK (1999) eindeutig Stellung, indem sie die Überschiebung des Bundschuh-Komplexes auf den Wölz-Komplex auf die eoalpine Tektonik, vor ca. 100 Ma (mittlere Kreide) zurückführten. Sie begründen diese Einstufung mit petrologischen und geochronologischen Argumenten: Der polymetamorphe Bundschuh-Komplex hat eine amphibolitfaziale, variszische Metamorphose, während der heute unterlagernde Wölz-Komplex während der variszischen Metamorphose höchstens die Bedingungen der unteren Grünschieferfazies erreicht hat. Daraus ergibt sich zwingend, dass die tektoni-

sche Stapelung beider Einheiten erst nach dem Höhepunkt der variszischen Metamorphose stattgefunden haben kann. SCHUSTER & FRANK (1999, S. 50) räumen ein, dass die Überschiebung spätvariszisch oder eoalpin sein könnte, bevorzugen aber Letzteres. Ihre Argumente sind das Vorhandensein gut erhaltener variszischer Granate unmittelbar über der Überschiebungsbahn sowie das wahrscheinlich eoalpine Alter der Mylonite an der Überschiebung (synkinematische Einschlusszüge in alpidischen Granaten des Wölz-Komplexes). Die eoalpine (kretazische) Metamorphose zeigt eine kontinuierliche Zonierung von der Amphibolitfazies im Liegenden bis zur Grünschieferfazies im Hangenden. Der guten Ordnung halber sei darauf hingewiesen, dass ein alpidischer Metamorphose-sprung zwischen beiden Einheiten nicht nachgewiesen werden konnte. Die alpidische Metamorphosezonierung (SCHUSTER & FRANK, 1999, S. 49, Abb. 6) erweckt den Eindruck, als seien beide Einheiten durch die eoalpine Metamorphose verschweißt worden. Demnach müsste die Überschiebung vor dem Höhepunkt der eoalpinen Metamorphose stattgefunden haben.

Neogen, Quartär und geomorphologische Entwicklung

Das Tertiärbecken von Tamsweg wird seit der Mitte des 19. Jahrhunderts in der geologischen Literatur erwähnt. STUR (1855, 1864) beschrieb erstmals die Schichtfolge, erwähnte Schiefertone mit Blattabdrücken und fand auch ein Braunkohlenflöz bei Wölting im Vorderen Lessachtal. Das kleine Kohlen führende Tertiärvorkommen der Laußnitzalm (SE Aineck) wurde erst durch STABER (1933) bekannt. Im selben Jahr veröffentlichte HOFMANN (1933) eine detaillierte Florenliste des Tamsweger Miozäns. HEINRICH (1977) beschreibt weitere Pflanzenfundstellen und gibt eine paläoökologische Interpretation der Flora. KLAUS (1977), KNOBLOCH (1977) und KNOBLOCH & KVAČEK (1982) lieferten weitere Beiträge zur Kenntnis der fossilen Flora. Eine moderne Bearbeitung der Flora von Lintsching wurde von STRÖBITZER (1999) durchgeführt. Aufgrund der Schlammergesellschaft und ihres Erhaltungszustandes schließt sie auf eine schmale Auwaldzone neben dem Sedimentationsgebiet und einen daran anschließenden mesophytischen Wald. Der Artenreichtum ist für sie ein Indiz dafür, dass „nahe dem Einbettungs-ort bereits ein gewisses Relief auftrat“ (STRÖBITZER, 1999, S. 15).

EXNER (1949) wies auf das Fehlen typischer Leitgesteine der Hohen Tauern in den Konglomeraten des Lungauer Tertiärs hin und schloss sich der Meinung WINKLER-HERMADENS (1928) an, dass das Tauernpenninikum während der Ablagerung der tertiären Schichten von Tamsweg noch nicht die Erdoberfläche erreicht hatte und daher sowohl die Hebung der Hohen Tauern als auch die Entstehung des Tauernfensters jünger sein müssten. HEINRICH (1977) verfasste die bisher genaueste Beschreibung des Tamsweger Miozäns und bestätigte das Fehlen eindeutig penninischer und unterostalpiner Komponenten im Geröllbestand der Konglomerate.

WEBER & WEISS (1983) beschrieben die Kohleführung des Beckens. Inkohlungsdaten (Huminit/Vitrinit-Reflexion und hygroskopische Feuchtigkeit) aus dem Lungauer Tertiär und anderen Teilbecken der Norischen Senke wurden von SACHSENHOFER (1989) bestimmt. Im Tamsweger Becken reicht der Inkohlungsgrad vom Mattbraunkohlen- bis zum Flammkohlenstadium. Diesen relativ hohen Inkohlungsgrad erklärte er durch einen erhöhten geothermischen Gradienten während des raschen Aufstiegs des noch warmen Penninikums der Hohen Tauern im Miozän (siehe auch SACHSENHOFER, 1992, 2000).

Die alte, von sehr gegensätzlichen Standpunkten geprägte Diskussion über die Großformengeneese der Ostalpen wurde von TOLLMANN (1986a,b) rekapituliert, wobei er auch eine Selektion zwischen noch diskutablen und unhaltbar gewordenen Modellen vornahm. Wenig später lieferte SCHNEIDER (1988) eine vollständige, zusammenfassende Darstellung der geomorphologischen Forschung im weiteren Umkreis des Lungauer Beckens. Eine ausführliche Darlegung aller

Wege und Irrwege der ostalpinen Geomorphologie in den letzten hundert Jahren würde aber den Rahmen dieser Erläuterungen sprengen. Ich begnüge mich daher mit einer kurzen Aufzählung jener Arbeiten, die für das Gebiet von Blatt Tamsweg auch aus heutiger Sicht noch relevant sind oder wenigstens indirekt (z. B. durch ihre Falsifikation) zur Entwicklung der heutigen Vorstellungen beigetragen haben.

CREUTZBURG (1921) beschäftigte sich mit den Talformen der Ankogelgruppe in den südöstlichen Hohen Tauern, wobei er glaziale von präglazialen Formen zu unterscheiden versuchte. Eine oberste relativ flache Zone, die sich aus Firnfeldern und Karen zusammensetzt, wurde von ihm als „Firnfeldniveau“ bezeichnet und sollte seiner Ansicht nach das Relikt eines sehr alten, d. h. erheblich älteren als unmittelbar präglazialen Reliefs sein. In einem Aufsatz über das Großrelief der Ostalpen stellte KLEBELSBERG (1922) die ältesten noch erhaltenen Reste präglazialer Abtragungsoberflächen zu seinem „Altmiozänen Oberflächensystem“, dem auch das „Firnfeldniveau“ CREUTZBURGS angehören sollte, und korrelierte Letzteres – über die Katschberzone hinweg – mit den oberen Verflachungen der Gurktaler Alpen und sogar mit den Hochflächen der Sau- und Koralpe beiderseits des Lavanttales. AIGNER (1923) betonte die geringere glaziale Überformung der Gurktaler Alpen gegenüber den Niederen und Hohen Tauern und glaubte in den Gurktaler Alpen präglaziale Reliefreste zu erkennen. Auch er parallelisierte diese Altformen mit den Verflachungsresten, die CREUTZBURG zuvor in der Ankogelgruppe zu erkennen geglaubt hatte (AIGNER, 1925). Im Gegensatz zu anderen Forschern, welche diese Altformen für älter als die tertiären Sedimente der Norischen Senke (einschl. dem Tamsweger Neogen) hielten, sprach sich AIGNER (1925) für ein postmiozänes Alter der reliktsch erhaltenen Landoberflächen aus. FROSS-BÜSSING (1935) verfasste eine geomorphologische Arbeit über die Täler im Lungauer Anteil der Niederen Tauern, nahm aber zur Frage des Alters der Nockfläche und ihrer möglichen Äquivalente nicht eindeutig Stellung. Weitere Aufsätze zur Großformengenesse im Umkreis des Lungauer Beckens stammen von NAGL (1966), SPREITZER (1951) und SEEFELDNER (1962). Letzterer glaubte eine junge relative Hebung der Niederen Tauern gegenüber den Gurktaler Alpen zu erkennen.

Unter Hinweis auf die starke jungtertiäre bis rezente Heraushebung der Hohen Tauern gegenüber dem Ostalpin östlich der Katschberzone behauptete EXNER (1949), dass eine der Nockfläche entsprechende Altlandschaft westlich der Katschberzone schon längst der Erosion zum Opfer gefallen sein müsse. Diese These konnte durch die Ergebnisse der Apatit-Spaltspurdaturierungen von GRUNDMANN & MORTEANI (1985) sowie von STAUFENBERG (1987) in eindrucksvoller Weise bestätigt werden. Seit dem Ende des Pannons wurden im westlichen Tauernfenster (Venedigergruppe) eine fast 3000 m mächtige und im östlichen Tauernfenster (Reißeckgruppe) eine ungefähr 1000 m mächtige vertikale Gesteinsüberlagerung abgetragen, womit jede Spekulation über präpliozäne Reliefreste im Gebiet des Tauernfensters hinfällig ist (siehe auch TOLLMANN, 1986b; HEJL, 1998).

Durch die Anwendung der Apatit-Spaltspurdaturierung auf das Gebiet östlich der Hohen Tauern konnte dann gezeigt werden, dass im Jungtertiär auch die Schladminger Tauern gegenüber den westlichen Gurktaler Alpen stark gehoben wurden (HEJL, 1997, 1998). Die vertikale Relativbewegung lag in der Größenordnung von 1000 m. Ehemalige morphologische Äquivalente der Nockfläche sind auch in den Schladminger Tauern durch die Abtragung zerstört worden und daher nicht mehr vorhanden. Die morphologisch-tektonische Relativbewegung zwischen den Niederen Tauern und den Gurktaler Alpen wurde von EDER & NEUBAUER (2000) im Zusammenhang mit einer neogenen ostgerichteten Abschiebung („Extrusion“) des Gurktaler Deckenkomplexes gegenüber dem aufsteigenden Penninikum der Hohen Tauern diskutiert. Der nach E bewegte Bereich der Gurktaler Alpen grenzt

im N an die sinistrale Preberseestörung, an der auch ein bedeutender Vertikalversatz stattgefunden haben muss.

Seit dem Erscheinen der klassischen Monographie von PENCK & BRÜCKNER (1909) sind fast hundert Jahre vergangen. Schon damals wurde anhand der Verbreitung erratischer Blöcke erkannt, dass der hochglaziale Murgletscher über den Katschberg mit dem Draugletscher verbunden war. Später befasste sich SPREITZER (1959/60, 1963) mit der Rekonstruktion eiszeitlicher Gletscherstände im Lungau und versuchte auch eine Abschätzung der glazialen Tiefenerosion, die in den großen Tälern maximal 150 m betragen haben soll. Weitere Arbeiten zur Kenntnis der Glazialgeologie und -morphologie des Lungaus stammen von LICHTENBERGER (1956), GAREIS (1981), LIEB (1983) und WEINGARTNER (1993). Die spätglaziale Entwicklung des Lieser- und Maltatales wurde von SCHIERL (1993) untersucht. Zuletzt hat VAN HUSEN (2000) den aktuellen Stand der quartärgeologischen Forschung in den Ostalpen zusammenfassend dargestellt.

Die Geschichte der postglazialen Wiederbewaldung lässt sich aus der Pollenstratigraphie der Moore ableiten. Eine monographische Beschreibung der Moore des Ostlungaus unter botanischen, vegetationsgeographischen und moorstratigraphischen Gesichtspunkten lieferten KRISAI et al. (1991). Die untersuchten Moore liegen jedoch auf dem östlichen Nachbarblatt 158 „Stadl an der Mur“. Allerdings werden die Moore des Schwarzenberges unter Berufung auf eine unveröffentlichte Quelle aus dem Archiv der Salzburger Landesregierung (FRIESE, 1982) kurz angesprochen.

Zu guter Letzt sei der Bericht KÜRSINGERS (1853) über den historischen Bergsturz am Hundstein erwähnt. Dieser Bergsturz ereignete sich in der Nacht vom 24. zum 25. Dezember 1768, zog sich in Etappen über mehrere Stunden hin und war am Morgen des Christtages beendet (siehe auch Kap. 4.4.).

4. Erläuterungen zur Kartenlegende (Gesteine und sonstige Legendenelemente)

4.1. Penninische Decken

4.1.1. Altkristallin-Komplexe

4.1.1.1. Storz-Komplex

Amphibolit, 129

Er tritt lagenweise innerhalb der migmatischen Gneise auf. Der primäre amphibolitfazielle Mineralbestand wurde im Zuge der alpidischen Metamorphose (Tauernkristallisation) grünschieferfaziell überprägt.

Paragneis, Bändergneis, Migmatit und kleine Orthogneiskörper, 128

Der Storz-Komplex (= Storzserie bei EXNER, 1971a, 1989a) ist ein Teil des alten Daches der Zentralgneise des Hochalm-Ankogel-Massivs, der während der alpidischen Gebirgsbildung nach N geschoben wurde. Unter den Paragneisen sind Biotit-Plagioklas-Gneise und epidotreiche Albitgneise mit Biotit und/oder Chlorit hervorzuheben. Migmatische Gneise treten z.B. gegenüber dem Nordportal des Katschbergtunnels und im Graben des Kaltenbaches auf (EXNER, 1989a). Das Paläosom besteht aus Biotit-Epidot-Chlorit-Albit-Gneis, das Neosom aus Aplitgneis. Untergeordnet kommt mittelkörniger Orthogneis mit Biotit vor. Die Bändergneise sind einerseits eine Folge der Migmatisierung, andererseits aber auch auf die Einschaltung von Metabasitlagen zurückzuführen. Unter Mitberücksichtigung des westlichen Nachbarblattes 156 Muhr ergibt sich für die Storzserie eine Gesamtmächtigkeit von gut 1100 m.

Talkschiefer, 127

Am westlichen Rand des Kartenblattes treten Serpentinbegleitgesteine am Hangfuß südlich der Mur auf. Es handelt sich um Talk-Breunnerit-Schiefer, Chlorit-Magnetit-Schiefer und Aktinolithfels (EXNER, 1989a).

4.1.1.2. Kareck-Komplex

Stark verschieferter epimetamorpher Gneis, Migmatit und Amphibolit, Chlorit-Serizit-Schiefer und Prasinit, 126

Der Kareck-Komplex (= Kareckserie bei EXNER, 1971, 1989a, 1990) tritt im Hangenden des Storz-Komplexes auf, ist gegen diesen unscharf begrenzt und besteht im Blattbereich Tamsweg (Zickenberg, Kaltenbachtal, Oberdorf) aus phyllonitischem Gneis (tw. migmatisch), Prasinit, Chlorit-Serizit-Albit-Gneis und Serizit-Quarz-Schiefer. Die Gesamtmächtigkeit erreicht auf Blatt Tamsweg ca. 200 m. Als Mobilisate der Phyllonitisation sind die goldhaltigen, Kies führenden Quarz-Lagergänge des ehemaligen Bergbaues Schellgaden zu betrachten (EXNER, 1990).

4.1.2. Nordrahmenzone und Periphere Schieferhülle

4.1.2.1. Murtörl-Gruppe

(Jungpaläozoikum, evtl. auch Bündnerschiefer)

Schwarzschiefer und dunkler Albitblastenschiefer, 125

Die Mächtigkeit schwankt zwischen 30 und 70 m. Die Albitblasten erreichen mehrere Millimeter Durchmesser. Sie sind spätkinematisch im Zuge der alpidischen Metamorphose gewachsen. Verlegte und unverlegte Einschlusszüge von graphitischer Substanz und Quarz wurden von EXNER (1971a) erwähnt.

Da in der gesamten Murtörl-Gruppe (= Murtörlserie bei EXNER, 1971, 1989a, 1990) keine granitischen oder aplitischen Intrusionen auftreten, dürfte die Sedimentation der Protolithen erst nach der variszischen Intrusion der Zentralgneise erfolgt sein. EXNER (1971a, 1989a, 1990) vermutet Jungpaläozoikum (Oberkarbon), evtl. mit Beteiligung von Bündnerschiefern (Jura bis Kreide). Die stratigraphische Einstufung der Serie ist aber noch nicht definitiv geklärt.

Kalkschiefer (nördlich Oberdorf), 124

Sie treten am Kalvarienberg nördlich von Oberdorf auf. Laut EXNER (1990) weisen sie eine gewisse Ähnlichkeit mit kalkigen Bündnerschiefern auf. Eine petrographische Detailbeschreibung wurde jedoch nicht mitgeteilt.

Jungpaläozoikum (Oberkarbon) oder Jura– Kreide (Bündnerschiefer) wird von EXNER (1990) für möglich gehalten. Die genaue stratigraphische Stellung ist noch nicht geklärt.

4.1.2.2. Schrovín-Gruppe

(Permotriadische Metasedimente)

Klein- bis mittelkörniger Mikroklin-Augengneis, Albitblastenschiefer, Arkosegneis und Arkosequarzit (Perm und Schürflinge von Orthogneis), 123

Bei den Augengneisen dürfte es sich um Metaarkosen oder saure Metavulkanite handeln. Sie enthalten 1 bis 4 mm großen Mikroklin, aber nur wenig Albitaugen. U.d.M. erscheint der Kalifeldspat perthitarm bis perthitfrei, mit harter Mikroklingsinterung und staubförmigen Einschlüssen, die EXNER (1989a) als Reste der permischen Verwitterung gedeutet hat. Der ungefüllte Albit enthält Einschlüsse von Phengit und Quarz, die beide auch im Grundgewebe auftreten. Akzessorisch kommen Apatit, Zirkon und Opakes vor.

Die Albitblastenschiefer sind ebenfalls reich an Phengit; die Albitblasten sind bis zu 8 mm groß. Weitere Hauptgemengteile sind Phengit und Quarz. Akzessorien sind Kalzit, Apatit, Titanit und Opakes. EXNER (1989a) interpretiert das Gestein als Arkosegneis. Die Arkosequarzite sind feinkörniger und quarzreicher. Manche Vorkommen dieser plattig brechenden Gesteine wären für die Gewinnung von Dekorsteinen geeignet (BECHTOLD et al., 1982).

EXNER (1989a) interpretiert die gesamte Schrovín-Gruppe (seine Schrovínserie) als Fortsetzung der Seidlwinkl-Permotrias, wobei der permische Anteil durch die Arkosegneise und Arkosequarzite vertreten wird. Diese werden von EXNER (1990) mit der Wustkogelserie der Großglocknergruppe parallelisiert. EXNER ist überhaupt der Meinung, dass die Schrovínserie der beste stratigraphische Leithorizont in der Schieferhülle der Hohen Tauern ist.

Lantschfeldquarzit, 122

Relativ feinkörniger, blassgrüner Phengitquarzit.
Alterseinstufung: Untertrias.

Rauwacke, 121

Es handelt sich um ein nur 1 m mächtiges Vorkommen im Bachgraben südlich der Hanslhütte (EXNER, 1989). Auf der Karte wurde es mit übertriebener Mächtigkeit dargestellt.

Alterseinstufung: Höchstwahrscheinlich Mitteltrias (Anis).

Kalkmarmor, 120

Wenige Meter mächtige Schürflinge. Lithologische Detailbeschreibungen für das Gebiet des Kartenblattes 157 Tamsweg wurden von EXNER nicht publiziert. Angedeutet wurde lediglich eine lithologische Analogie zur Seidlwinkl-Trias.

Alterseinstufung: Höchstwahrscheinlich Mitteltrias.

Dolomit, 119

Wenige Meter mächtige Schürflinge. Lithologische Detailbeschreibungen für das Gebiet des Kartenblattes 157 Tamsweg wurden von EXNER nicht publiziert. Angedeutet wurde lediglich eine lithologische Analogie zur Seidlwinkl-Trias.

Alterseinstufung: Mittel- und/oder Obertrias.

4.1.2.3. Bündnerschiefer-Gruppe (Jura bis Unterkreide)

Schwarzschiefer („Lias“ und jünger), 118

Metamorphe, kalkarme und kohlenstoffreiche Tonschiefer in unterschiedlicher stratigraphischer Position.

Quarzit (Schareck), 117

2 m mächtige Quarzitlage in der Nordostflanke des Scharecks (2466 m). Dieser Quarzit liegt innerhalb des ungefähr 150 m mächtigen Schareck-Kalkschieferzuges der Nordrahmenzone der Hohen Tauern (siehe EXNER, 1989a, S. 21f.).

Kalkschiefer mit Lagen von Kalkmarmor und Karbonatquarzit, 116

Sie treten sowohl im Deckensystem der peripheren Schieferhülle (Glocknerdecke) als auch in der Nordrahmenzone der Hohen Tauern auf. Petrographisch handelt es sich um Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer mit Zwischenlagen von Karbonatquarzit und geringmächtigen Kalkmarmoren (EXNER, 1989a). Die maximale Mächtigkeit beträgt ca. 500 m in der peripheren Schieferhülle und 150 m in der Nordrahmenzone des Blattgebietes Tamsweg.

Serpentinit und Talkschiefer, 115

Nördlich und südlich von Oberdorf liegt Serpentinit mit Talkschiefer und Strahlsteinfels (EXNER, 1990) unmittelbar auf Triasdolomit. Serpentinite und deren Begleitgesteine (Talkschiefer, Strahlsteinfels und Ophikalzit) treten auch als Boudins innerhalb der kalkigen Bündnerschiefer des Zederhaustales auf. EXNER (1989a) unterscheidet hier zwei Serpentinzüge. Der untere Serpentinzug ist in kleine Linsen zerlegt und verläuft von der Zallerhütte (1460 m) über den Brandgraben (ca. 1400 m) zum Weißburgergraben (ca. 1300 m). Der obere Serpentinzug (Kösslerhütte – N Müllnerhütte – Lanschützgraben) bildet größere zusammenhängende Schollen und wird von Grünschiefern begleitet. Der Serpentin westlich der Kösslerhütte ist 1 km lang und 30 m mächtig. Jener nördlich der Müllnerhütte ist auch 1 km lang und sogar 80 m mächtig.

Grünschiefer, 114

Sie treten vor allem im oberen Teil der kalkigen Bündnerschiefer (Glocknerdecke) als im Streichen weithin verfolgbare Lagen auf. Sie werden als metamorphe Laven und Tuffe gedeutet (EXNER, 1989a). Geringmächtige Grünschiefer treten aber auch in der Nordrahmenzone auf. Für das Gebiet von Blatt Tamsweg wird zwar keine petrographische Detailbeschreibung der Grünschiefer gegeben, doch dürfte die Lithologie ganz ähnlich sein wie auf dem Nachbarblatt Muhr (EXNER, 1971a). Hauptgemengteile sind dort Albit, Epidot, Biotit und Chlorit. Nebengemengteile sind Magnetit und Kalzit. Akzessorisch treten Apatit und Titanit auf.

Quarzitlage, 113

Es handelt sich um eine Quarzitlinse im Großen Lanschützgraben, im unteren Abschnitt der Grünphyllite.

Grünphyllit, 112

Hauptgemengteile sind Serizit, Chlorit und Quarz. Laut EXNER (1989a) sind beide Schichtsilikate postkinematisch kristallisiert. Quarz ist nur schwach undulös. Kalzit, Turmalin, Apatit, Rutil und Opakes kommen als Akzessorien vor. Untersucht wurde aber nur eine Probe vom Nordostkamm des Großen Lanschütz. Als Ausgangsgestein der Grünphyllite kommen Tuffite in Frage.

Chloritoidquarzit, 111

Dieser Quarzit bildet einen ungefähr 4 km langen Gesteinszug innerhalb der Grünphyllite der Nordrahmenzone. Bei den bizarren Felstürmen der Kämpenköpfe (2366 m) erreicht er infolge isoklinarer Faltung eine Gesamtmächtigkeit von 150 m. Am Westrand des Kartenblattes (W Schareck) ist er ungefähr 50 m mächtig. CLAR (1937) bezeichnete ihn als Quarzitschiefer und TOLLMANN (1961b) erwähnte ihn als „intensiv verfalteten, sehr reinen jurassischen Quarzit“. EXNER (1989a) kann sich vorstellen, dass es sich um einen metamorphen Hornsteinquarzit („Metaradiolarit“) handelt. Das Gestein hat einen sehr feinen Lagenbau bestehend aus 1 mm dicken weißen Quarzlagen und wesentlich dünneren Häutchen aus weißem bis grau-grünem Serizit. Chloritoid bildet stahlschwarze Blättchen von höchstens 1 mm Durchmesser.

U.d.M. erscheint der Quarz granoblastisch xenomorph; Serizit zeigt schwachen Pleochroismus von farblos bis zart hellgrün; Opakes ist reichlich vorhanden und an die Serizitlagen gebunden; der Chloritoid (Pleochroismus von hellgelb bis blaugrün, polysynthetische Zwillinglamellen) ist zumeist s-parallel eingeregelt; es kommt aber auch Querchloritoid vor; Akzessorien sind Hämatit, Turmalin, Titanit, Apatit und Zirkon. Vom Lantschfeldquarzit unterscheidet sich dieser Quarzit der Kämpenköpfe sehr deutlich durch den Chloritoid und das reichlich vorhandene opake Korn. Das fehlende Karbonat unterscheidet ihn von den Karbonatquarziten der Bündnerschiefer.

Alterseinstufung: TOLLMANN (1961b) spricht von jurassischem Quarzit. EXNER (1989a, 1990) hält auch ein unterkretazisches Alter für möglich.

4.2. Ostalpine Decken

4.2.1. Radstädter Deckensystem (Unterostalpin sensu strictu)

4.2.1.1. Twenger Kristallinkomplex

Geringmächtige Metabasitlagen, 110

Abgesehen von der geringen Mächtigkeit unterscheiden sich diese nicht grundsätzlich von den ausgeschiedenen Amphiboliten und regressiv metamorphen Chloritschiefern.

Paragneis, untergeordnet Glimmerschiefer z. T. phyllonitisiert, 109

Graugrüne, teilweise kompakte (gneisige), teilweise phyllonitische (schiefrige) Gesteine mit wellig-flächigem Parallelgefüge und eher undeutlicher Lineation (EXNER, 1989). Es handelt sich um Diaphthorite. Die Paragneise enthalten Biotit, Plagioklas, Hellglimmer, Chlorit und Quarz als Hauptgemengteile. Stellenweise enthalten die Paragneise und Glimmerschiefer auch reliktschen Granat (chloritisiert). Die Glimmerschiefer zeigen Übergänge zu Chlorit-Serizit-Phylliten.

Phyllonit fraglicher Genese (?regressiv metamorph nach Paragneis; Graggaberkar, nördlich und östlich Speiereck, nordöstlich Tschaneck), 108

Es handelt sich um den fraglichen Gneisphyllonit der Speiereck-Gneislamelle EXNERS (1989a). Petrographisch erweist er sich als Serizit-Chlorit-Albit-Quarzschiefer mit grünlich-grauer Farbe und gebändertem, beinahe ebenflächigem Gefüge. 5 mm große Feldspat-Augen und helle gewellte Lagen lassen ein ehemaliges Gneisgefüge erahnen. Jedoch lässt sich auch mikroskopisch kein eindeutiger Beweis für die Herkunft aus Gneis erbringen.

Hauptgemengteile sind Albit, Hellglimmer, Chlorit und Quarz. Zwischen den Hellglimmern sind reichlich feinkörniges opakes Korn und Titanit vorhanden. Ferner: farbloser Epidot mit braunen Orthitkernen, Stilpnomelan, Hämatit und Karbonat. Den Orthit hält EXNER (1989a) nicht für einen schlüssigen Beweis für die Orthogesteinsherkunft des Phyllonits.

Amphibolit, Hornblende- und Epidotgneis, regressiv metamorpher Chloritschiefer, 107

Amphibolit beteiligt sich am Aufbau der Bändergneise, bildet aber auch mächtigere selbständige Lagen (EXNER, 1990). Die Amphibolite enthalten Relikte von alter brauner Hornblende und altem Plagioklas (mit Fülle). Jedoch lassen die retrograden Chloritschiefer nur neu gebildeten Aktinolith und feinkörnigen meist ungefüllten Plagioklas erkennen. Neben dem klein- bis mittelkörnigen Amphibolit treten Granat-, Biotit-, Epidotamphibolit, Hornblendegarbenschiefer, Epidotgneis und Chlorit-Serizit-Schiefer auf.

Kleinkörniger Plagioklas-Augengneis (nordöstlich St. Michael und südlich Begöriach), 106

Graugrüner, chlorit- und hellglimmerreicher Gneis mit 1 mm dicken Feldspat-Augen und dünnen Quarz-Feldspat-Lagen. Fünf Proben dieses nur wenige m mächtigen Gesteins wurden von EXNER (1989a) mikroskopisch untersucht.

Hauptgemengteile sind Biotit, Hellglimmer, Chlorit, Plagioklas und Quarz. Biotit ist stark chloritisiert. Hellglimmer ist parallel mit Biotit verwachsen, bildet aber

auch Querblasten. Plagioklas ist der einzige Feldspat. Der ursprüngliche Plagioklas der „Augen“ besteht im Kern aus Oligoklas und am Rand aus Albit. Akzessorien: Opakes, Apatit, Zirkon, Titanit, Epidot, Turmalin, Hämatit und Kalzit.

Granodioritgneis (Holzeralm), 105

Ein größeres Vorkommen befindet sich bei der Holzeralm, an der SW-Seite des Taurachtales, in ungefähr 1500 bis 1760 m SH. EXNER (1989a), der dieses Gestein erstmals petrographisch bearbeitet hat, zählt es zu seiner Großbeck-Gneislamelle, die seiner Ansicht nach das invertierte Grundgebirge der Weißbeckdecke (= Hochfeinddecke TOLLMANN'S) darstellt. Von der Lokalität Holzeralm beschreibt EXNER Granodioritgneis-Mylonite und Phyllonite nach Granodioritgneis. Er gibt die Gesamtmächtigkeit der ehemaligen Granodioritgneise mit ca. 50 m an. Die nur mäßig mylonitisierte Varietät des Granodioritgneises ist ein grob- bis mittelkörniges, grün-weiß geflecktes, eher kompaktes Gestein mit flächigem Parallelgefüge.

Mit freiem Auge sind 4 mm große Feldspate (Albit und Schachbrettalbit), Chlorit-Epidot-Aggregate (wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Biotit und Hornblende) und gelegentlich bis 4 mm große Titanite zu erkennen. U.d.M. äußert sich die mylonitische Beanspruchung in einem Zerreibsel (Mörtelgefüge) aus Quarz, Chlorit, Epidot und Feldspat, in dem größere Feldspateilstein schwimmen. Volumetrisch herrscht Plagioklas gegenüber Schachbrettalbit vor. In einem eher massigen Typus des Granodioritgneises wurde auch 4 mm große stofflich erhaltene Hornblende gefunden.

Granitgneis und Mikroklin-Augengneis, 104

Zu diesen eindeutigen Orthogesteinsabkömmlingen gehört z.B. der altbekannte Augen-Granitgneis von Mauterdorf (EXNER, 1989a). Er enthält 3,5 cm große Feldspate, einen schwarzen bis grünlichen Glimmerfilz, wenige bis 5 mm große Hellglimmer und feinkörnige hellgraue Quarzlagen. Mikroklin-Aderperthit ist der vorherrschende Feldspat. Er ist postkristallin zertümmert und nicht rekristallisiert. Aus ihm geht fallweise Schachbrettalbit hervor. Myrmekeit fehlt. Plagioklas (gefüllt) ist ebenfalls postkristallin deformiert oder zerlegt. Biotit und Hellglimmer sind überwiegend feinblättrig entwickelt. Der Quarz ist kaltgereckt. Ferner kommen Opakes, Titanit, Stilpnomelan, Apatit und Epidot vor. EXNER (1989a) deutet das Gestein als deformierten grobkörnigen Biotitgranit.

Kleinere Vorkommen von Mikroklin-Augengneis befinden sich z.B. nördlich Litzdorf (bei St. Michael im Murtal) und bei Begöriach (südlich Mauterdorf). In beiden Fällen handelt es sich um mittelkörnigen, Biotit und Hellglimmer führenden Gneis mit Feldspat-Augen. Das Gestein ist postkristallin geplättet. Einer mikroskopischen Beschreibung EXNERS (1989) ist Folgendes zu entnehmen: Die Feldspat-Augen bestehen aus hart gegittertem Mikroklin mit Karlsbader Zwillingen und Kornzertrümmerung. Im Begöriacher Vorkommen sind Perthit und Schachbrettalbit vorhanden. Der Plagioklas tritt mengenmäßig gegenüber dem Alkalifeldspat zurück. Biotit und Hellglimmer sind postkristallin deformiert. Die Quarzreihen sind kaltgereckt und umfließen plastisch die Feldspatbruchstücke. Ferner: Opakes, Apatit, Zirkon, Orthit mit Epidotrand, selbständige Epidotkristalle und Hämatit.

Aplitgneis, 103

Von den zahlreichen, aber geringmächtigen Vorkommen wurden nur die besonders auffälligen auf der Karte berücksichtigt. Eine wenige dm dicke, weiße bis hellgrüne Lage in Paragneis befindet sich westlich von Tweng, an einem Güterweg. Der feinkörnige Aplitgneis ist weiß bis hellgrün und hat ein flächiges Parallelgefüge mit deutlicher Lineation (EXNER, 1989a). Hauptgemengteile sind Alkalifeldspat (Orthoklas), gefüllter Plagioklas und Hellglimmer. Akzessorien: Apatit, Chlorit und Opakes. Sekundäre Spätbildungen: Kalzit, Stilpnomelan und Limonit.

4.2.1.2. Katschbergzone, Fanning-Phyllitzone

Quarzit (Karneitschenhöhe und Zechnerriegel), 102

Der Fanning-Phyllit nimmt an wenigen Stellen quarzitisches Charakter an (EXNER, 1989a). Der feinkörnige, hellgraue Quarzit am Trümmergrat der Karneitschenhöhe (2181 m) führt etwas Feldspat und weist im mm-Bereich eine feinschichtige Wechsellagerung mit Schwarzschiefer auf. Hauptgemengteile sind Hellglimmer, Opakes und xenomorpher Quarz, wobei das sehr feine opake Korn den Lagenbau des Gesteins markiert. Weiters kommen Chlorit, ungefüllter Albit, gefüllter Plagioklas, Turmalin und Apatit vor. Das ursprüngliche sedimentäre Gefüge ist durch die Metamorphose nur wenig verändert. Das Edukt bestand aus dünnen Schichten von Feinsand und Ton.

Katschberg-Phyllit, Fanning-Phyllit

(Serizit-Chlorit-Phyllit mit Lagen von Pyrit führendem Schwarzschiefer; z.T. auch Phyllonit, alpidisch regressiv metamorph nach Glimmerschiefer und Gneis), 101

Der Fanning-Phyllit erstreckt sich von der NW-Ecke des Kartenblattes (Goltschspitze, 2247 m) über die Westflanke des Gurpitschecks und die Fanninghöhe (2115 m) bis in den Isoklinalhang nördlich von St. Gertrauden bei Mauterndorf. Er ist ein grauer ebenflächig-parallelschiefriger bis gewellter Serizit-Chlorit-Phyllit mit vorwiegend progressiver Metamorphose (EXNER, 1989a). Biotit ist nicht vorhanden, jedoch erwähnt EXNER (1989a) das seltene Vorkommen von Stilpnomelan. Schwarzschiefer nehmen ungefähr ein Viertel der Fanning-Phyllite ein. Sie führen bis zu 15 mm große, zumeist limonitisierte Pyritwürfel. Innerhalb der Schwarzschiefer treten wenige Zentimeter dicke Lagen von Graphitquarzit auf. Am Fanningberg zwischen dem Mühlbach und St. Gertrauden kommt Chloritoidphyllit vor (ZEZULA, 1976).

Der Trogwald-Phyllit, der einen bis zu 1 km breiten Streifen zwischen Begöriach (S Mauterndorf) und St. Martin im Murtal bildet, ist dem Fanning-Phyllit petrographisch analog (EXNER, 1989a). Es handelt sich um feinschichtige, ehemals tonig-sandige Metapelite mit Lagen von Pyrit führendem Schwarzschiefer. ZEZULA (1976) fand Chloritoid im Trogwald-Phyllit.

Der Katschberg-Phyllit streicht als bis zu 500 m mächtiger Streifen vom Murtal bei Stranach über die Katschberghöhe ins Liesertal bei Rennweg. Er besteht zu ungefähr 80 % aus progressiv metamorphen Phylliten, die aus sandig-tonigen Sedimentgesteinen hervorgegangen sind (EXNER, 1989a). Die restlichen 20 % des Gesteinsvolumens entfallen auf Diaphthorite nach Gneis und Glimmerschiefer. Das Problem der Erkennung von Diaphthoriten innerhalb der Katschberg-Phyllite wurde von vielen Autoren angesprochen und diskutiert: UHLIG (1908), BECKE (1909 b), EXNER (1939, 1944, 1953, 1980), PREY (1941) und NOWOTNY (1976).

Das altpaläozoische Alter der sedimentären Edukte des Katschberg-Phyllits wurde von TOLLMANN (in KÜHN et al., 1962) postuliert und konnte später durch silurische Conodonten in den Eisendolomiten und marmorisierten Bänderkalken belegt werden (SCHÖNLAUB et al., 1976).

Serpentinit und Talkschiefer, 100

Serpentinit und/oder dessen Begleitgesteine (Talkschiefer, Chlorit- u. Breunneritschiefer) kommen im nahen geologischen Verband mit den Karbonatgesteinen der Fanning-Phyllitzone vor (EXNER, 1989a). 580 m SE Twenger Almkopf (2025 m), an der Südseite des Kares in SH 2150 m bildet Serpentinit eine 8 m mächtige Linse, die von 4 m mächtigem Chloritschiefer begleitet wird. U.d.M. bildet Antigorit einen wirrfaserigen Filz (nach Olivin), in dem gedrungene Leisten von regeltem Antigorit (nach Pyroxen) schwimmen. Ferner: Opakes, Karbonat, Hämatit, Limonit und Rutil.

Grünschiefer, 99

EXNER (1989a) fand Grünschiefer nur an einer einzigen Stelle innerhalb der Fanning-Phyllite, und zwar in 1845 m SH, an einem Güterweg östlich der Veitlhütte (NW Moserkopf, 1896 m). Das ebenflächig-parallelschiefrige Gestein besteht aus den Hauptgemengteilen Chlorit und Albit. Weiters kommen Karbonat, Quarz, Opakes, ein wenig Epidot und Rutil vor. Das Edukt könnte ein basischer Tuffit gewesen sein.

Graphitquarzit, 98

Er bildet dünne Lagen in den Schwarzschiefern, kommt aber auch im Verband mit Karbonatgesteinen der Katschbergzone vor (Lisabichl-Schollenzone).

Graphitkalk und marmorisierter Bänderkalk (Silur), 97

Innerhalb des Fanning-Phyllits treten marmorisierte Bänderkalke als bis zu 1 m mächtige Lagen in unmittelbarer Nähe der Eisendolomite auf (EXNER, 1989a). Diese Kalkmarmore sind ebenflächig, parallelschiefrig und weiß bis dunkelgrau gebändert. Metamorphe Bänderkalke mit Graphitkalklagen kommen als wenig Meter mächtige Lagen im Trogwald-Phyllit nördlich von St. Martin vor, jedoch fehlt hier Eisendolomit (EXNER, 1989a). Analoge Bänderkalke sind auch im Katschbergphyllit vorhanden – z.B. am Wasser scheidenden Grenzkamm (Mur/Lieser) südwestlich der Katschberghöhe und östlich von Mühlbach im Liesertal. Die Mächtigkeit der Bänderkalke bei Mühlbach beträgt maximal 15 m (EXNER, 1989aa). Auch hier kommt lagenweise Graphitkalk vor. In den Bänderkalken 800 m NNE Mühlbach kommen silurische Conodonten oberhalb von (SCHÖNLAUB et al., 1976). Aus den Graphitkalklagen im Bänderkalk oberhalb von St. Martin (Wasserfall) hat SCHÖNLAUB unbestimmbare Conodontenbruchstücke gewonnen. Der Erhaltungszustand (Farbe und Oberfläche) ähnelt den silurischen Conodonten vom Katschberg (SCHÖNLAUB et al., 1976).

Eisendolomit (Silur; Lisabichl südwestlich Katschberg), 96

Er bildet im Fanning-Phyllit zwei boudinierte Schollenzüge, in denen er gelegentlich auch mit bis zu 1 m mächtigem marmorisiertem Bänderkalk vergesellschaftet ist (EXNER, 1989a). Im nahen geologischen Verbands treten auch Serpentinbegleitgesteine (Talk-, Chlorit-, Breunneritschiefer) und, wenn auch selten, Serpentin selbst auf. Der Eisendolomit (Ankerit und/oder Dolomit) tritt in zwei petrographischen Varietäten auf. Der primäre Typus ist feinkörnig und auf frischen Bruchflächen dunkelgrau. Der rekristallisierte Typus ist grobkörnig und im frischen Zustand hellgrau bis weiß. Angewitterte Oberflächen beider Typen haben eine dunkelbraune Farbe. Der Eisendolomit enthält oft ein wenig Fuchsit und metamorph mobilisierte Quarzadern. Er hat eine maximale Mächtigkeit von 5 m.

Ähnliche, von Gangquarz durchzogene Eisendolomite treten auch in der Lisabichl-Schollenzone innerhalb des Katschberg-Phyllits auf. Die Vorkommen am Grenzkamm zwischen Salzburg und Kärnten (SW Katschberg) wurden von EXNER (1939, 1944) beschrieben.

Aus einem Eisendolomitvorkommen südwestlich der Katschberghöhe konnten silurische Conodonten gewonnen werden (SCHÖNLAUB et al., 1976). Ein Eisendolomit aus dem Bereich der Fanning-Phyllite (Gurpitscheck-SW-Kamm, SH 2265 m) wurde ebenfalls beprobt, erbrachte jedoch nur fragmentarisch erhaltene, nicht näher bestimmbare Conodonten (SCHÖNLAUB et al., 1976).

4.2.1.3. Permomesozoische Metasedimente

Geröllschiefer, 95

Sie treten innerhalb der Serizit-Chlorit-Phyllite und an deren Rand gegenüber dem variszischen Grundgebirge auf. Die Komponenten erreichen maximale

Durchmesser von bis zu 35 cm, sind oft geplättet oder parallel zur Faltenachse gestreckt. Sie bestehen aus Quarz, Aplitgneis, Dolomit und dolomitischem Kalk (EXNER, 1989). An der Ostseite des Taurachtales beträgt die maximale Mächtigkeit der Geröllschiefer 40 m.

Am SW-Kamm des Kleinen Gurpitschecks fand EXNER (1989a) in 1990 m SH Lesesteine von Serizit-Quarz-Schiefer mit 3 mm großen, oktaedrischen Magnetitblasten. Analoge Schiefer mit Magnetitblasten hatte HEJL (1985) auch im Gebiet des Znachsattels (Kartenblatt Schladming) zwischen dem permischen Geröllschiefer und dem angrenzenden Gneis des Schladminger Kristallinkomplexes gefunden und diese als metamorphen eisenreichen Boden des permischen Festlandes interpretiert. Auch nördlich des Radstädter Tauerns kommen diese magnetitreichen Schiefer horizontbeständig zwischen dem Schladminger Kristallinkomplex und den permischen Geröllquarziten vor (HEJL & SLAPANSKY, 1983; SLAPANSKY & FRANK, 1987). Der Kontakt zwischen dem variszischen Kristallin und dem Alpinen Verrucano kann – wohl zu Recht – als postvariszischer, sedimentärer Verband gedeutet werden. Demnach käme für die basalen Geröllschiefer ein oberkarbones bis permisches Alter in Frage.

Serizit-Quarz-Schiefer und kalkhaltiger Serizit-Chlorit-Phyllit des Alpinen Verrucano, 94

Von den altpaläozoischen Serizit-Chlorit-Phylliten der Fanning-Phyllitzone unterscheiden sich diese permischen Schiefer durch den Kalkgehalt, das Zurücktreten oder Fehlen von Schwarzschiefern und die stellenweise bunten Farben, die von Grün über Violett bis Rosa reichen (EXNER, 1989a, 1990). Es sind anscheinend Reliktfarben des ehemaligen Festlandsedimentes mit damaliger Fe-Oxidation in semiaridem wechselfeuchtem Klima ohne Abfuhr des Fe durch Humussäure. Die Mächtigkeit der permischen Schiefer beträgt an der Ostseite des Taurachtales maximal 80 m.

Alterseinstufung: Perm.

Lantschfeldquarzit (Untertrias), 93

Feinkörniger, ebenflächiger, dünn-schichtiger, kalkfreier Quarzit, der aus reifem Sandstein hervorgegangen ist. Meistens führt er neben Quarz auch ein wenig farblosen Serizit oder apfelgrünen Phengit. Rosa und rote Quarzgerölle fand EXNER (1989a) an folgenden Stellen im Lantschfeldquarzit (mit Angabe der maximalen Gerölldurchmesser): Speiereck-SE-Kamm, SH 2040 m, 5 mm Durchmesser; ENE Twenger Almkopf und am Karrenweg vom Kernsee zur Graggaberalm, jeweils 12 mm Durchmesser; W Zechnerrigel, bei der Zechnerhütte, 15 mm Durchmesser. Die Mächtigkeit des Lantschfeldquarzits beträgt in der Weißen-eckdecke (= Hochfeinddecke TOLLMANN) maximal 50 m, in der Pleißingdecke über 200 m und in der verkehrten Serie unter dem Perm des Twenger Wandzuges 80 m.

Das Gestein ist zwar fossilfrei, aber auf Grund von Serienvergleichen gilt ein untertriadisches Sedimentationsalter als erwiesen (TOLLMANN, 1961, 1977).

Rauwacke (Anisium), 92

Grau bis ocker anwitternder Zellenkalk, der intensiv mit kalter HCl braust. Er enthält gelegentlich Brocken von Serizitschiefer, die von EXNER (1989) als metamorphe Tonschiefer des ehemals marinen salinaren Milieus gedeutet wurden. Infolge tektonischer Anschoppung kann die Rauwacke lokal bis zu 60 m mächtig sein.

Die Ansprache als Reichenhaller Rauwacke beruht auf ihrer Position zwischen dem Lantschfeldquarzit und dem Gutensteiner Kalkmarmor (TOLLMANN, 1977; EXNER, 1989a).

Kalkmarmor (Anisium), 91

Dunkel- bis hellgraue, gelegentlich auch rosafarbene, häufig gebänderte Kalkmarmore mit Übergängen zu Dolomitschlierenkalken. Im basalen Teil treten auch Ton- und Kalkschieferlagen zwischen den Kalkmarmorbänken auf. Endogene Kalkmarmorbrekzie kommt laut EXNER (1989a) an der Nordseite des Twenger Almkar in der invertierten Serie unter dem Perm vor. In der Weißeneckdecke (= Hochfeinddecke TOLLMANN) erreichen die anisischen Kalkmarmore bis zu 50 m Mächtigkeit, ansonsten ungefähr 30 m.

Die Einstufung ins Anisium steht außer Zweifel (Fossilinhalt siehe TOLLMANN, 1977). Sowohl TOLLMANN (1961b, 1977) als auch EXNER (1989a, 1990) stellen zumindest den tieferen Anteil der Kalkmarmore zur Gutensteinformation.

Grauer Dolomit (Anisium), 90

Dieser graue Dolomit (meist Trochitendolomit) tritt im Twenger Wandzug (N Tweng) auf und erreicht eine Mächtigkeit von knapp 100 m.

Die Fossilführung wurde von TOLLMANN (1961b, 1977) beschrieben.

Wettersteindolomit (Ladinium bis Unteres Karnium), 89

Feinkörniger, dunkel- bis hellgrauer, grob gebankter, stellenweise auch massiger Dolomit. Gelegentlich ist er leicht kalkhaltig und braust mit kalter HCl (EXNER, 1989a). In der Pleißling- und Kesselspitzdecke führt er an mehreren Stellen fossile Algenmatten, Diploporen, Gastropoden und Großoolithe (TOLLMANN, 1961b, 1977). Die Mächtigkeit beträgt bis zu 300 m.

Für den Bereich des Twenger Wandzuges (N Tweng) herrscht stratigraphische Übereinstimmung zwischen TOLLMANN (1961b, 1977) und EXNER (1989a, 1990). Der 150 m mächtige Dolomitzug der Weißeneckdecke (= Hochfeinddecke TOLLMANN) wurde von EXNER kartiert und von diesem auch zum Wettersteindolomit gestellt. EXNER (1989) fand fossile Algenrasen und Gastropoden am Schöneck-NE-Kamm in 2125 m SH.

Dunkler Dolomit, Phyllit, Sandstein, Rauwacke, Brekzie und Kalkbänke (Karnium), 88

Von stratigraphisch liegend zu hangend setzt sich das Karnium wie folgt zusammen: Geschichtete, graue, sandig anwitternde Dolomite und Dolomitschiefer mit Brekzienlagen, blaugrauen Kalkbänken, Rauwackenniveaus und untergeordneten Schieferlagen (Arlbergsschichten); darüber folgen Tonschiefer (Phyllite) und Sandsteine (Lunzer Sandsteine); zuoberst liegen geschichtete Dolomite, gelbe Dolomitschiefer und dolomitische Brekzienlagen. Weitere Details sind den Arbeiten TOLLMANN (1961b, 1977, 1980) zu entnehmen.

Hauptdolomit (Norium), 87

Dickbankiger heller Dolomit des Twenger Wandzuges (Pleißlingdecke N Tweng). Er erreicht hier eine Mächtigkeit von ungefähr 200 m. Der Hauptdolomit des Twenger Wandzuges wurde von TOLLMANN (1961b) kartiert. Das auflagernde Rhät und der Lias mit Belemniten und Crinoiden liegen im Gebiet von Blatt Muhr, knapp westlich des Kartenblattes Tamsweg (siehe auch TOLLMANN, 1977, 1980).

Schwarzschiefer, 86

Kalkfreier Schwarzschiefer, gelegentlich sandig mit Übergängen zu polygener Brekzie.

Alterseinstufung: Wahrscheinlich Lias, jedoch nicht fossilbelegt (EXNER, 1989a).

Kalkschiefer mit Lagen von Kalkmarmor und Karbonatquarzit, 85

Sie sind von jenen der Penninischen Decken lithologisch nicht unterscheidbar. Über die tektonische Zuordnung dieser Kalkschiefer herrscht nicht immer Einigkeit (siehe EXNER, 1989a).

Alterseinstufung: Möglicherweise Lias (CLAR, 1937; TOLLMANN, 1977), eventuell auch etwas jünger, jedoch nicht fossilbelegt.

Hornsteinquarzit, z. T. mit Manganschiefer, 84

Der Begriff Hornsteinquarzit wird von EXNER (1989a, 1990) als vorsichtig beschreibender Ausdruck für mutmaßlichen ehemaligen Radiolarit verwendet. Diese Quarzite sind feinkörnig und feinschichtig. Radiolarienreste konnten jedoch nicht nachgewiesen werden. Der Hornsteinquarzit der Lapernigspitze (2269 m) zeigt mikroskopisch die Hauptgemengteile Quarz, Opakes, Serizit und idiomorphen Granat (? Spessartin). Akzessorisch kommen Ilmenit, Hämatit, Epidot und Turmalin vor (EXNER, 1989a; MEIXNER, 1935, 1938).

Alterseinstufung: CLAR (1937) und TOLLMANN (1961) sprachen von „Radiolariten“, EXNER (1985) wies auf die dazugehörigen Manganschiefer hin. Ein malmisches Alter gilt als sehr wahrscheinlich (siehe TOLLMANN, 1977).

Polygene Brekzie, 83

Der Begriff wird von EXNER (1989a, 1990) als vorsichtig lithologisch beschreibender und übergeordneter Begriff für die Türkenkogelbrekzie (Lias–Dogger) und die Schwarzeckbrekzie (Malm–?Unterkreide) der Hochfeindfazies des Radstädter Deckensystems verwendet. Er bezieht sich auf das polymikte Spektrum der Komponenten im Gegensatz zu den endogenen Brekzien mit monomikten Komponenten. Im Gebiet des Kartenblattes Tamsweg kommen solche polygenen Brekzien in verschiedenen tektonischen Niveaus vor, z. B. als mesozoischer Deckenscheider über der Tweng-Gneislamelle nördlich Mauterndorf oder als Schuppen nahe der Basis der Weißeneckdecke. Die Schwarzeckbrekzie ist durch das reichliche Vorkommen von Gneiskomponenten charakterisiert. Ein solches Vorkommen fand EXNER (1989a) 1,1 km südlich der Kirche Tweng, an einem Güterweg in 1550 m SH. Es handelt sich hier um komponentengestützte Brekzien, die eine gewisse Ähnlichkeit mit Fluxoturbiditen aufweisen. Die Komponenten (Steine und Blöcke) bestehen aus grauem Dolomit, Serizitquarzit, Gangquarz, Schachbrettalbitaugneis, Hellglimmergneis, Gneisphylionit, Aplitgneis und wenigen Brocken Rauwacke und Kalkschiefer. Die Gneiskomponenten könnten ehemaligen Anteilen des Mauterndorfer Augengranitgneises entsprechen, die während der submarinen Überschiebung an der Deckenstirn aufgearbeitet und fluxoturbiditisch in den Kalkschlamm eingeglichen sind (EXNER, 1989a).

4.2.2. Schladminger Deckensystem und Schuppenzone des Gengsitsch

4.2.2.1. Schladminger Kristallinkomplex

Geringmächtige Metabasitlagen, 82

Es handelt sich um geringmächtige Amphibolite, Epidotgneise, retrograde Chloritschiefer und chloritreiche Schiefer. Stellenweise kommen auch Bändergneise vor, d.h. dm-dicke, oftmals chloritisierte Amphibolitlagen, die mit leukokraten Gneislagen abwechseln (EXNER, 1989a).

Paragneis, Lagen und Schlierenmigmatit, untergeordnet Glimmerschiefer, z. T. phyllonitisiert, 81

Die Hauptmasse des südlichen Schladminger Kristallinkomplexes besteht aus monotonen, relativ feinkörnigen Biotitplagioklasgneisen, die teilweise etwas Hellglimmer und oft retrograden Chlorit enthalten. Wesentlich seltener sind Glimmerquarzite und die zumeist phyllonitisierten Glimmerschiefer. Die Migmatisierung ist etwas weniger intensiv und flächenhaft weniger verbreitet als im nördlich anschließenden Bereich von Blatt 127 Schladming, ansonsten aber sehr ähnlich. HEJL (1996) ordnete die migmatischen Gneise des hinteren Lessachtales dem Riesachkomplex des Schladminger Kristallinkomplexes zu. Diese Zuordnung dürfte auch für das westlich anschließende Paragneis- und Migmatitareal zutreffen. Der Begriff „Riesachkomplex“ war zuvor von MATURA (1987) zur Bezeichnung der Paragneise und Migmatite im Liegenden der Metavulkanitserie (Golling-Komplex) der zentralen Schladminger Tauern verwendet worden. Die migmatischen Erscheinungen des Riesach-Komplexes umfassen schlierige leukokrate Durchtränkungen mit Übergängen zu Lagenmigmatiten (HEJL, 1995). Ausnahmsweise können die leukokraten Mobilisate mehrere m mächtig werden. Die Übergänge zwischen Paragneisen und den etwas grobkörnigeren Migmatiten sind naturgemäß unscharf.

An wenigen Stellen treten Muskovitpegmatite, deren Mächtigkeit einige dm bis m betragen kann, auf. Sie bilden diskordante Gänge und sind offensichtlich jünger als die Paragneise und die In-situ-Migmatite. HEJL (1984) hat an grobkörnigen Muskoviten zweier Pegmatitproben aus der Umgebung des Hochgollings (Blatt 127 Schladming) K-Ar-Alter von 340 ± 18 und 347 ± 20 Mio. Jahren gemessen und diese als Intrusionsalter während oder unmittelbar nach dem thermischen Höhepunkt der variszischen Regionalmetamorphose interpretiert. Daher sollten auch die Protolithe des Golling-Komplexes keinesfalls jünger als Unterkarbon sein. Ein altpaläozoisches oder höheres Alter wäre möglich.

Gehäuftes Vorkommen von Staurolithpseudomorphosen, 80

Dieser Gesteinstypus stellt eine Varietät der Granatglimmerschiefer (79) dar und lässt sich von diesen nicht immer klar abgrenzen. Ein anstehendes Vorkommen besonders prächtiger Staurolithpseudomorphosen befindet sich N des Pollannocks (2280 m) am markierten Weg zur Leßhöhe (2490 m) in ungefähr SH 2340 m (EXNER, 1989a). Das Gestein enthält 4 mm großen Muskovit, 7 mm großen Granat mit Chloriträndern und mehrere mm dicke Quarzlagen. An der Oberfläche wittern 30 mm lange und 7 mm breite, dunkelgraue Pseudomorphosen nach Staurolith heraus.

U.d.M. sind die Pseudomorphosen sehr scharf gegen das Grundgewebe abgegrenzt. Sie bestehen aus winzigen Schüppchen von Hellglimmer und Chlorit, enthalten unverlegte opake Einschlusszüge, aber keinen Chloritoid. Letzterer fehlt an dieser Lokalität auch im Grundgewebe. Granatglimmerschiefer mit stofflich erhaltenem Staurolith wurde von EXNER (1989a) im Weißpriachtal, SW der Dicklerhütte gefunden. Die nur teilweise alterierten Staurolithe erreichen hier 30 mm Länge und 6 mm breite. U.d.M. ist zu erkennen, dass die verschiedenen Staurolithrelikte ein und derselben Pseudomorphose gleichmäßig auslöschten. Sie schwimmen in einem feinen Filz aus Hellglimmer, Chlorit, Chloritoid und Opakem. Der Chloritoid tritt nur innerhalb der Pseudomorphosen auf.

Granatglimmerschiefer, örtlich mit Pseudomorphosen nach Staurolith, 79

Dieser Typus von Glimmerschiefern tritt vorwiegend, wenn auch nicht ausschließlich, in der Schuppenzone des Gensgitsch auf, wo er eine Gesamtmächtigkeit von gut 500 m erreicht. Er bildet z. B. die Felswand 450 m S der Vorderen Kocherhütte an der Westseite des Lignitztales, weite Teile des Höhenrückens

zwischen der Gensgitschhütte (1786 m) und dem Gipfel des Gensgitsch (2279 m) sowie den Hang zwischen Wagenberg und Lachriegel (2125 m) an der Ostseite des Lessachtales. Es handelt sich um Granatglimmerschiefer, die reich an Hellglimmer sind und oft Plagioklasblasten (Oligoklas) enthalten (EXNER, 1989a). Biotit tritt praktisch nur akzessorisch auf, ist häufig chloritisiert und mit freiem Auge kaum zu erkennen. Granat wird oft bis zu 5 mm, seltener bis zu 2 cm groß (HEJL, 1995). Das Grundgewebe besteht aus reichlich Muskovit (Serizit), Chlorit, Plagioklas und Quarz. Klinozoisit tritt als Fülle im Plagioklas auf. NNE von Lessach bzw. 200 m SE der Brücke über den Lessachbach (Kote 1196) fand HEJL (1995) Pseudomorphosen nach Staurolith. Die Pseudomorphosenschiefer dieser Lokalität bestehen aus seidig glänzendem Serizit, lagenweise angereichertem Quarz, nur leicht chloritisiertem Granat und vielen, bis zu 8 mm langen, dunkelgrauen Staurolithpseudomorphosen. Ähnliche Pseudomorphosenschiefer treten auch am Südhang des Gensgitsch auf.

Graphitquarzit, 78

Er bildet gelegentlich dm-dicke Lagen im Granatglimmerschiefer (EXNER, 1989a), erreicht aber nur selten kartierbare Ausmaße (z. B. S Zehnerkar Spitze, 2452 m, oder am Pollanock, 2280 m).

Amphibolit, 77

Gehäuft treten Amphibolite nur in der Schuppenzone des Gensgitsch, welche sich am Südrand des Schladminger Kristallinkomplexes befindet, sowie im hinteren Göriachtal in der Westflanke der Weißhöhe (2559 m) auf. Letztere bilden ein steil südfallendes Schichtpaket mit einer Gesamtmächtigkeit von über 500 m. Ansonsten bilden die Amphibolite nur relativ geringmächtige Lagen innerhalb der mengenmäßig vorherrschenden Paragneise und Migmatite. Im Bereich des Lignitz- und Weißpriachtales fand EXNER (1989a) Granatamphibolite, Biotitamphibolite, Epidotamphibolite und verschiedene plagioklasreiche Amphibolite, welche zusätzlich zu den Hauptgemengteilen (Amphibol und Plagioklas) geringe Anteile von Granat, Biotit, Epidot, Quarz, Kalzit, Chlorit, Rutil, Titanit, Apatit, sekundärem Hellglimmer (als Fülle im alterierten Plagioklas) und Opakem enthalten.

Dioritgneis (westlich Zehnerkar Spitze), 76

Es handelt sich um einen Hornblende führenden Dioritgneis mit gleichförmigem und massigem Gefüge, der im Kar NE der Kärerhütte eine ca. 200 m mächtige Lage bildet (EXNER, 1989a, 1990). Mit freiem Auge beobachtete EXNER (1989) 20 mm lange und 6 mm breite Feldspatauge, 10 mm lange und bis zu 5 mm breite, ebenfalls schichtparallel geregelte Amphibole und ein helles Grundgewebe aus Feldspat, Epidot und Quarz.

In einer mikroskopisch untersuchten Probe war sekundäre Epidotbildung auf Kosten alter, sehr stark gefüllter Plagioklase zu beobachten. Akzessorisch kommen Chlorit, Leukoxen, Hellglimmer und Opakes vor. Der Dioritgneis wird von EXNER (1989a) zum Südschenkel der Zehnerkar Spitze-Gneiswalze gezählt, ist jedoch nicht so stark tektonisch zerschert wie viele andere Orthogneise dieser Gneiswalze, die in unserer tektonischen Nomenklatur zur Schuppenzone des Gensgitsch gehört.

Granodioritgneis (nordwestlich Karnereck), 75

Nach EXNER (1989a) handelt es sich um einen massigen, grobkörnigen Biotit-Chlorit-Epidot-Albit-Quarz-Gneis mit Stilpnomelan. Das Gestein tritt im Rupanin kar am Fuße der Felswand des Karnereck-NW-Pfeilers auf.

Granitgneis und Mikroklin-Augengneis, 74

Mikroklin-Augengneis, der retrograd aus Granitgneis hervorgegangen ist, kommt am Muleteck (2096 m) bei der Schlickenhütte vor, wo er eine 200 m mächtige und im Streichen 3,7 km lange Lage bildet, die sich bis zur Vorderen Pfarralm im Lignitztal verfolgen lässt. 3 cm große Mikrokline sind teilweise in Schachbrettalbit umgewandelt und postkristallin zu dünnen Linsen ausgewalzt. EXNER (1990) spricht von typischen Myloniten.

U.d.M. beobachtete er als Hauptgemengteile Mikroklin mit Fleckenperthit, tw. in Schachbrettalbit übergehend, weiters Plagioklas (11 % An) mit polysynthetischen Zwillingen nach dem Albit- und Periklingesetz, farblosen Hellglimmer und geplätteten Quarz mit verzahnten Korngrenzen. Akzessorisch treten Apatit, Titanit und Opakes auf. Tektonisch beanspruchte Granitgneise kommen auch in der Nordwestecke des Blattgebietes (N und NW Tauernhöhe, 2328 m) und in der Felsrippe oberhalb von St. Rupert im Vorderen Weißpriachtal vor.

Aplitgneis, 73

Geringmächtige Aplitgneise (leukokrate Orthogneise) treten häufig innerhalb der Paragneise, Migmatite und Amphibolite auf (EXNER, 1989a, 1990). Auf der Karte sind nur die Vorkommen S des Großen Gurpitschecks (2526 m) und S der Raudinghöhe (2321 m) vermerkt. Petrographische Detailbeschreibungen liegen nicht vor.

4.2.2.2. Permomesozoische Metasedimente

Serizit-Quarz-Schiefer und kalkhaltiger Serizit-Chlorit-Phyllit des Alpinen Verrucano (Perm), 72

Die vorwiegend hellen Gesteinsfarben (Weiß, Blassgrün, Blassgelb, Hellgrau) unterscheiden die Schiefer und Phyllite des Alpinen Verrucano von den meistens viel chloritreicheren und daher dunkleren Diaphthoriten des randlichen Schladminger Kristallinkomplexes. Die bunten Farben werden von EXNER (1989a, 1990) als Reliktfarben des permischen Festlandsedimentes mit damaliger Fe-Oxidation in semiaridem wechselfeuchtem Klima ohne Abfuhr des Fe durch Humussäure interpretiert. Von den altpaläozoischen Phylliten der Katschbergzone und der Fanning-Phyllitzone unterscheidet sich der Alpine Verrucano durch den Kalkgehalt, die bunten Farben und die Armut oder das völlige Fehlen von Schwarzschiefern.

Trotz des Fehlens von Fossilien besteht kaum ein Zweifel über das permische Alter der Formation (siehe SCHEINER, 1960; HEJL & SLAPANSKY, 1983; HEJL, 1985; EXNER, 1989a, 1990).

Lantschfeldquarzit (Untere Trias), 71

Er tritt meistens als feinkörniger, ebenflächiger, kalkfreier Quarzit von weißer bis hellgrünlicher Farbe auf. Der Hellglimmer ist ein farbloser Serizit oder apfelgrüner Phengit. Das Vorkommen von Lantschfeldquarzit in der invertierten Kalkspitzensynklinale beschränkt sich im Blattgebiet Tamsweg auf die NE-exponierten Hänge im Talgrund des hinteren Weißpriachtals SE der Ulnhütte. Hier fand EXNER (1989) rosa und rote Quarzgerölle bis 25 mm Durchmesser im Lantschfeldquarzit.

Das Gestein ist zwar fossilfrei, aber auf Grund von Serienvergleichen gilt ein untertriadisches Sedimentationsalter als erwiesen (TOLLMANN, 1961, 1977).

Rauwacke (Anisium), 70

Gelblich bis braun anwitternder, zelliger Kalk, der intensiv mit kalter HCl braust und oft Brocken von Serizitschiefer enthält (EXNER, 1989a).

Wegen des Vorkommens zwischen dem Lantschfeldquarzit und mitteltriadischem Kalkmarmor wurde das Gestein der Reichenhaller Rauwacke zugeordnet (TOLLMANN, 1977; EXNER, 1989a, 1990).

Kalkmarmor (Anisium), 69

Dunkel- bis hellgrauer, häufig gebänderter Kalkmarmor. Auch die charakteristische rosa Farbe des Gutensteiner Bändermarmors tritt im Sedimentkeil der südlichen Kalkspitzensynklinale auf (EXNER, 1989a, 1990). Die maximale Mächtigkeit beträgt ungefähr 30 m.

Die Kalkmarmore werden von EXNER (1989a) dem Gutensteiner Kalk zugeordnet. Über die Einstufung ins Anisium sind sich alle Bearbeiter einig (SCHEINER, 1960; TOLLMANN, 1977; EXNER, 1989a, 1990).

Wettersteindolomit (Ladinium bis Unteres Karnium), 68

Er ist dunkel bis hellgrau, seltener weiß, grob gebankt oder massig. Er bildet den Muldenkern der Kalkspitzensynklinale (N Ulnhütte, hinteres Weißpriachtal) und ist dementsprechend stark tektonisch beansprucht.

Über die Einstufung als Wettersteindolomit (Ladinium bis Unteres Karnium) herrscht praktisch kein Zweifel (SCHEINER, 1960; EXNER, 1989a, 1990).

4.2.3. Lessacher Phyllonitzone

Paragneis-Phyllonit, 67

Verschiedene stark verschieferte Diaphthorite nach Plagioklasgneisen. ZEZULA (1976) beschreibt postkristallin deformierten Plagioklasgneis-Phyllonit, phyllonitischen Zweiglimmer-Plagioklasgneis, postkristallin deformierten Karbonat führenden Plagioklasgneis und andere Varietäten.

Hauptgemengteile sind stets Plagioklas, Quarz und Muskovit. Biotit ist nur manchmal vorhanden. Reliktischer Granat ist sehr selten. Ferner: Chlorit, Turmalin, Apatit, Titanit, Zirkon, Fe-Hydroxide und Opakes (z. B. Hämatit). Das makroskopische Erscheinungsbild der Paragneis-Phyllonite zeigt gewisse Konvergenzen zu den Glimmerschiefer-Phylloniten, die jedoch wesentlich weniger oder gar keinen Plagioklas enthalten.

Die Paragneis-Phyllonite neigen zu splittriger bis blättriger Entfestigung. An Isoklinalhängen kann es zur Ablösung größerer Felsschollen kommen.

Glimmerschiefer-Phyllonit, 66

Gehäuft treten die Glimmerschiefer-Phyllonite im Bodenmoosgraben bei Lessach und in den Gräben westlich und östlich der Wildbachhütte auf (ZEZULA, 1976). Es handelt sich wahrscheinlich um retrograde Abkömmlinge von phyllitischen Granatglimmerschiefern des Wölz-Komplexes.

Die Hauptgemengteile der Glimmerschiefer-Phyllonite sind feinschuppiger Hellglimmer, Chlorit (retrograd nach Granat und Biotit, aber auch zwischen den Hellglimmern des Grundgewebes) und lagenweise angereicherter Quarz. Als Nebengemengteile treten reliktsicher Granat mit sigmoidalen Einschlusszügen, Quarz und Ilmenit, reliktsicher Biotit und xenomorpher unverzwillingter Albit auf. Akzessorisch wurden grüner Turmalin, Karbonat, Graphit und Ilmenit beobachtet.

Die Glimmerschiefer-Phyllonite neigen zu splittriger bis blättriger Entfestigung. An Isoklinalhängen kann es zur Ablösung größerer Felsschollen kommen.

Serizit-Chlorit-Phyllit, 65

Feinschichtige, dunkelgraue, ehemals tonig-feinsandige Metapelite, ähnlich jenen des Fanning- und Trogwald-Phyllits. Hauptgemengteile: Hellglimmer, Quarz und Chlorit.

Serpentin und Talkschiefer, 64

Im Bodenmoosgraben bei Lessach treten bis zu 2,5 m mächtige Serpentinlagen mit Ophikalzit auf (ZEZULA, 1976). Zwischen einem flach lagernden Serpentin und einem darunter liegenden Marmorband war damals weißer, ultramylonitischer Talkschiefer aufgeschlossen. Dieser Talkschiefer wurde schon im 19. Jahrhundert abgebaut („Federweiß“-Bergbau). Der untertägige Abbau war 1935 in Betrieb und wurde damals von EXNER befahren (mündliche Mitteilung an ZEZULA, 1976). MEIXNER (1957) berichtete über Umhüllungspseudomorphosen von Kalzedon um pseudooktaedrische Magnesitwillinge aus der Talklagerstätte Lessach. Vereinzelte Serpentinlinsen kommen auch W von Lessach und am nördlichen Zankwarner Berg vor.

Dioritgneis, 63

600 m WSW der Bachbauerhütte fand HEJL (1993) in 1540 m SH an einer Kehre der Forststraße einen tektonisch wenig beanspruchten, grünlich-grauen Dioritgneis, der bis zu 1 cm große Feldspäte (wahrscheinlich Plagioklas), 5 mm große, fast schwarze Hornblenden, aber nur wenig Quarz enthält. Ein mikroskopischer Befund liegt noch nicht vor.

Amphibolit, 62

Retrograd überprägte Amphibolite und Epidot führende Hornblendeschiefer bilden geringmächtige Lagen in den Gräben NW von Lessach und S der Wildbachhütte.

Grünschiefer, 61

Die Grüngesteine des Gebietes Hintergöriach – Lasengraben werden von ZEZULA (1976) als Epidot führender Chlorit-Plagioklas-Gneis, diaphthoritischer Granat-Epidot-Plagioklas-Gneis und als karbonatreicher Epidot-Chlorit-Plagioklas-Gneis bezeichnet.

Plagioklas (Albit/Oligoklas), Chlorit und Epidot/Klinozoisit (sowohl im Grundgewebe als auch als Füllungsmikrolithe im Plagioklas) sind stets Hauptgemengteile. Ferner: Quarz, Muskovit, Granat, Karbonat, Apatit, Turmalin und Opakes. ZEZULA (1976) interpretierte die Gesteine als Metatuffite. Der alpidische Mineralbestand ist jener der Grünschieferfazies. Wegen der vorherrschenden Paragenese Albit + Chlorit + Epidot und dem geringen Quarzgehalt ist aber auch die Bezeichnung „Grünschiefer“ (retrograd) durchaus gerechtfertigt. Makroskopisch sind die Gesteine dunkelgrün und kompakt. Die Matrix ist vorwiegend feinkristallin, die Feldspatauge sind bis zu 5 mm groß.

Graphitquarzit, 60

Zwei bis drei Meter mächtige Lagen in den Serizit-Chlorit-Phylliten des Niederrainwaldes N von Bruggarn. ZEZULA (1976) spricht von mylonitischen, pigmentreichen, quarzitischen Schiefen. Sie kommen im Liegenden der marmorisierten Bänderkalke vor.

Kalkmarmor, 59

Im Bodenmoosgraben E von Lessach fand ZEZULA (1976) geringmächtige Lagen und Linsen aus hell- bis dunkelgrau gebändertem, mittel- bis grobkörnig kristallisiertem Kalkmarmor, dessen Klüfte mit Kalzit und Ankerit verheilt sind. Marmorlagen kommen auch im Graben beim Gehöft Greis WNW von Lessach Ober-

dorf vor. Die dortigen Kalkmarmore (über 90 % Kalzitanteil) haben gelblichweiße, graubraune und dunkelgraue Farben, sind meistens fein- bis mittelkörnig kristallisiert und lagenweise von Dolomit durchzogen (Einstreuung von Dolomitsand). ZEZULA (1976) gibt die Gesamtmächtigkeit der Karbonatgesteinslinse im Greisgraben mit 35 m an. Ähnliche Kalkmarmore treten im Graben südlich der Grangitzalmen und am Zankwarner Berg auf.

Graphitkalk und marmorisierter Bänderkalk (Silur), 58

Es handelt sich nur um kleine, teilweise verrutschte Felspartien unter Moräne. Ein 30 m mächtiger, mittelsteil nach ENE einfallender Bänderkalk-Härtlingsrücken liegt im Niederrainwald am Promenadeweg zwischen Sonndörfel und Mariapfarr (EXNER, 1989a). Dieser metamorphe Bänderkalk ist über eine Länge von ungefähr 700 m im Streichen zu verfolgen. Er besteht aus grauen und weißen Lagen. An seinem Nordende enthält er dünnblättrige Lagen von 0,5 m mächtigem Graphitkalk. Abschnittsweise kommen auch Einschaltungen von grobkörnigem Kalkmarmor mit Hellglimmerblättchen vor.

Die Einstufung in das Silur wurde von EXNER (1990) vorgeschlagen, da der marmorisierte Bänderkalk am Zankwarner Berg im primären Verband mit dem fossilbelegten Eisendolomit vorkommt. Letzterer enthält Silur-Conodonten (SCHÖNLAUB & ZEZULA, 1975).

Entlang des oben genannten Weges wurde der Bänderkalk in mehreren, mittlerweile aufgelassenen Steinbrüchen gewonnen.

Eisendolomit (Silur; Zankwarner Berg), 57

Mittelgrauer, massiger, feinkörnig-dichter Dolomit mit brauner Verwitterungsfarbe, tw. brekziös. Das Gestein bildet zwei jeweils ca. 5 m mächtige Lagen in einem Karbonatgesteinshorizont am Osthang des Zankwarner Berges (zwischen Göriach- und Lignitztal). Entlang des vor ungefähr 30 Jahren neu angelegten Güterweges vom Kasperbauern zur Gensgitschhütte war dieser Karbonatgesteinshorizont in SH 1480 m damals über eine Länge von 15 bis 20 m aufgeschlossen (ZEZULA, 1976). Die Karbonatgesteine bestehen aus gebändertem Kalkmarmor (zwei jeweils 1,5 m mächtige Lagen) und dem vorherrschenden Eisendolomit. Sie liegen konkordant in den umgebenden Phylloniten.

Die von SCHÖNLAUB & ZEZULA (1975) untersuchte Probe mit Conodonten stammt aus der unteren der beiden Eisendolomit-Lagen. Aus ca. 1 bis 2 kg Probenmaterial wurden ungefähr 150 Einzelelemente von Astformen und Einzahntypen einschl. Bruchstücken gewonnen. Die Conodonten-Assoziation umfasst über 15 Formtaxa, wobei mindestens drei Multielemente in fast vollständiger Zusammensetzung vorhanden sind. Die Conodontenfauna wurde dem basalen Oberen Ludlow zugeordnet. Eine chemische Analyse der selben Gesteinsprobe ergab 33,0 % CaO, 17,9 % MgO, 0,5 % Fe₂O₃ und 45,8 % Glühverlust. Unter der Annahme, dass das MgCO₃ nur im Dolomit vorliegt, errechnet sich daraus ein Dolomitanteil von 84,3 % und ein Kalzitanteil von 15,0 % (ZEZULA, 1976).

4.2.4. Koralpe-Wölz-Deckensystem

Paragneis, 56

Geringmächtige Lagen (? Späne) von Paragneis treten an mehreren Stellen innerhalb der phyll(on)itischen Granatglimmerschiefer auf. Laut EXNER (1989a) unterscheiden sich diese Paragneise nicht von den Bundschuh-Paragneisen. So enthält z. B. der Paragneis am Teuerlnock (2145 m) zonar gebauten Granat mit einschlussreichem Kern und einschlussfreier Hülle, rotbraunen Biotit und Plagioklas mit inversem Zonarbau. Ob diese Paragneise tektonisch eingeschuppte Späne des hangenden Bundschuh-Deckensystems sind, bleibt vorerst unklar.

Quarzitlage, 55

3 bis 5 m mächtige Lagen aus reinem Quarz oder Arkosequarzit (mit Plagioklas und Hellglimmer). Die Quarzitlagen bei der Mislitzalm und am Vordereck (Ramingstein-Fenster) treten in Begleitung von Kalkmarmor auf (EXNER, 1991).

Granatglimmerschiefer, 54

Frischer, nur ganz schwach retrograd alterierter Granatglimmerschiefer tritt im Ramingstein-Fenster und im Westteil des Mitterberges auf. Laut EXNER (1991) ist das Gestein in tektonisch tiefen Positionen des Ramingstein-Fensters grobschuppig und enthält große Glimmerindividuen: Hellglimmer ist bis zu 10 mm und Biotit bis zu 5 mm groß. In tektonisch höheren Lagen treten Übergänge zu Serizitphylloniten nach Granatglimmerschiefer auf, wobei Granat und Biotit erhalten bleiben und die Chloritbildung gering ist. In der Nähe des tektonischen Kontakts zum auflagernden Bundschuhparagneis sind Phyllonite besonders häufig.

Der mikroskopisch erkennbare Mineralbestand des frischen Ramingsteiner Granatglimmerschiefers wird von EXNER (1991) wie folgt angegeben: Hauptgemengteile sind Granat (ohne Zonarbau, jedoch mit ebenen oder sigmoidalen Einschlusszügen von Quarz und Opakem), Biotit, Hellglimmer, Quarz (schwach undulös) und Plagioklas mit polysynthetischen Zwillingslamellen nach dem Periklin- und Albitgesetz. Akzessorien: Rutil, Opakes, Apatit, Zirkon, gelegentlich auch Turmalin, Chlorit, Karbonat und Epidot. Gelegentlich sind auf den s-Flächen des Ramingsteiner Granatglimmerschiefers dunkelgraue, 15 mm lange und 3 bis 4 mm breite, prismatisch begrenzte Serizitanreicherungen zu beobachten. EXNER (1991) interpretiert sie als Pseudomorphosen nach Staurolith.

Das Eduktalter ist unbekannt (? Ordovizium bis Unterdevon, siehe NEUBAUER & FRISCH, 1993). Der Metamorphosehöhepunkt ist eoalpin (SCHUSTER & FRANK, 1999).

Graphitquarzit (südöstlich Hintergöriach), 53

Dieses dunkelgraue, stark abfärbende Gestein bildet eine ca. 400 m lange konkordante Lage in den phyllitischen Granatglimmerschiefern des Wiesberg-Westhangs.

Quarzitlage, 52

Innerhalb der phyllitischen Granatglimmerschiefer erreichen die Quarzitlagen nur einige m Mächtigkeit. Dabei handelt es sich entweder um sehr reinen Quarzit, wie z. B. am SSE-Kamm des Ainecks, oder um Granatquarzit mit dem Mineralbestand des Glimmerschiefers. Granatquarzit tritt z. B. am Nordhang des Ainecks in SH 1620 bis 1630 m in Begleitung von Paragneis und Amphibolit auf (EXNER, 1989a).

Phyll(on)itischer Granatglimmerschiefer, 51

Der charakteristische Seidenglanz der s-Flächen unterscheidet ihn schon freisichtig von den frischen – d. h. weniger retrograden – Granatglimmerschiefern (EXNER, 1989a). Im Gebiet Lausnitzhöhe – Aineck – St. Margareten beträgt seine Mächtigkeit ungefähr 1000 m – wahrscheinlich infolge tektonischer Anschopfung.

Hauptgemengteile sind Granat, Hellglimmer und Quarz. Biotit tritt mengenmäßig zurück, fehlt aber nur selten. Chlorit verdrängt Granat und Biotit, bildet aber auch selbständige Blasten im Grundgewebe. Die postkinematischen Albitblasten sind rundlich und reich an unverlegten Einschlusszügen. Ferner: Turmalin, Titanit, Apatit, Epidot, Hämatit und Opakes. Hervorzuheben ist das einphasige (alpidische) Wachstum der bis zu 2 cm großen Granate (EXNER, 1989; SCHUSTER & FRANK, 1999). Die Granate sind oft teilweise oder vollständig chloritisiert. In den phyllitischen Glimmerschiefern des Vorderen Lessachtales (Nähe Ruine Turn-

schall) fanden ZEZULA (1976) und HEJL (1984) Chloritoid. Dieser bildet hier eine Gleichgewichtsparagenese mit Biotit und Hellglimmer; auch Granat ist im Grundgewebe vorhanden, berührt aber nicht den Chloritoid.

Das Eduktalter ist unbekannt (? Ordovizium bis Unterdevon, siehe NEUBAUER & FRISCH, 1993). Der Metamorphosehöhepunkt ist eoalpin (SCHUSTER & FRANK, 1999). Die letzte retrograde Überprägung könnte eventuell auch jünger sein.

Amphibolit, regressiv metamorpher Chloritschiefer, Hornblendegarbenschiefer, 50

In den Glimmerschiefern des Ramingstein-Fensters treten konkordante Lagen von mittel- bis grobkörnigem Amphibolit, Biotit- und Granatamphibolit auf. Die einzelnen Lagen sind 0,3 bis 3 m mächtig. Bei der Hochalm, im Mislitzwald und im Tal unter der Urbanalm fand EXNER (1991) Lesesteine von sehr grobkörnigem Hornblendegarbenschiefer (80 mm lange Hornblende, 30 mm großer Granat). Ähnliche Gesteine kommen auch in den phyllitischen Granatglimmerschiefern (Typus Aineck) vor. Am Aineck-NE-Hang, in SH 1550 m, WSW Karlsberg fand EXNER (1989a) anstehenden Biotitamphibolit und Lesesteine von Hornblendegarbenschiefer; am Aineck-Nordhang, in SH 1500 bis 1800 m ist 4 m mächtiger Amphibolit sogar über eine Länge von 1 km zu verfolgen. In der Nähe der unterlagernden Katschbergzone sind die Amphibolite des Wölz-Komplexes retrograd in Grünschiefer oder Chloritschiefer umgewandelt. Diese sind weder mit freiem Auge noch mikroskopisch von jenen des Penninikums zu unterscheiden.

Granitgneis (Aineck), 49

Dieser 10 m mächtige leukokrate Orthogneis bildet die Westkante des Gipfelplateaus am Aineck (2210 m). Er wird von aplitischen und pegmatitischen Injektionen begleitet (EXNER, 1989a).

Dolomitmarmor, 48

Der Dolomitmarmor am Lercheck (1699 m) wurde von ZEZULA (1976) kartiert und beschrieben. Dieser graue feinkörnige Marmor mit blässgelblicher Verwitterungsfarbe ist entlang eines Forstweges NW des Lerchecks auf einer Weglänge von fast 200 m aufgeschlossen. An seinen Rändern ist der Marmor durch weitgehenden Kohäsionsverlust gekennzeichnet. Er zerfällt zu kantigen Steinen und Dolomitgrus. In den inneren Teilen des Marmorzuges sind aber auch kompakte Felspartien erhalten geblieben.

Alterseinstufung: Wie bei den Kalkmarmoren ist auch hier das Eduktalter unbekannt.

Kalkmarmor, 47

Die konkordanten Lagen von Kalkmarmor in den Granatglimmerschiefern des Ramingsteiner Fensters sind 0,5 bis 20 m mächtig. Sie sind meistens grobkörnig und weiß (farblos), seltener feinkörnig grau-weiß gebändert (EXNER, 1991). Weißer, mittelkörniger Kalkmarmor kommt am Südhang des Mitterberges (Nähe Friml) gemeinsam mit phyllitischem Granatglimmerschiefer, Quarzitschiefer und Amphibolit vor (HEINRICH, 1977).

Die hangendste Marmorlinse am Mitterberg (oberhalb Friml) soll laut HEINRICH (1977) den Karbonatgesteinskomplexen des Zankwarner Berges und der Lisabichl-Schollenzone ähnlich sehen. Allerdings fehlt am Mitterberg der Eisendolomit, und die Aufbereitung des Kalkmarmors erbrachte weder Conodonten noch sonstige organische Reste. Auch das Eduktalter der anderen Marmore des Wölz-Komplexes ist unbekannt. Mitteldevon wird vermutet (siehe NEUBAUER & FRISCH, 1993, S. 526).

4.2.5. Bundschuh-Deckensystem

Leukokrater, albitreicher Gneis, 46

Er tritt im Verband mit Phylloniten am Schwarzenberg auf (EXNER, 1994a). Die Albitblasten erreichen 10 mm, im begleitenden Phyllonit sogar 30 mm Durchmesser. Der mikroskopische Befund hat gezeigt, dass diese leukokraten Gneise nicht Oligoklas sondern Albit führen. Feldgeologisch sind sie von den gewöhnlichen Biotit-Plagioklas-Gneisen (mit Oligoklas) allerdings kaum zu unterscheiden.

Biotitschieferlage (Predigtstuhl, Mehlhartalm), 45

Geringmächtige melanokrate Schiefer innerhalb der Biotit-Plagioklas-Gneise.

Quarzitische Bundschuh-Paragneis, mit sulfidischer Vererzung (Kandolfalm), 44

Diese quarzitären Partien im Gneis kommen am neuen Güterweg N Kandolfalm in SH 1675 m und 400 m NW dieser Alm in SH 1610 m vor. Sie sind eventuell als Gneisphyllonite zu deuten (EXNER, 1991).

Bundschuh-Paragneis mit Plagioklasaugen, 43

Dieses grobkörnige Gestein enthält 10 bis 20 mm lange und 5 bis 10 mm breite Plagioklasaugen (Oligoklas bis Andesin), mehrere mm großen Biotit, Hellglimmer und Quarz als Hauptgemengteile. U.d.M. ist auch reichlich Granat zu erkennen. Akzessorischer Turmalin überwächst postkinematisch die Plagioklasaugen und das Grundgewebe. Der Bundschuh-Paragneis mit Plagioklasaugen wird bis zu 20 m mächtig. Er wurde von EXNER (1980, 1989) beschrieben. Es handelt sich um Lagen, die konkordant und ohne scharfe Grenze innerhalb des Normaltypus des Bundschuh-Paragneises oder des zuvor genannten Typus mit Plagioklas-knoten liegen, aber auch oft mit Granatglimmerschiefer assoziiert sind.

Bundschuh-Paragneis mit Plagioklasknoten, 42

Der mittelkörnige Biotit-Plagioklas-Gneis (siehe oben) zeigt Übergänge zu grobkörnigem Biotitgneis mit etwas mehr Hellglimmer und auffallenden Plagioklasknoten. Letztere sind rundlich bis linsenförmig und bis zu 8 mm groß. U. d. M. erweisen sich die Plagioklase (Oligoklas bis Andesin) als einschlussreiche Blasten mit nachträglicher Kornzertrümmerung (EXNER, 1989). Die Lagen mit Plagioklasknoten sind geringmächtig (0,5 bis 30 m) und liegen ohne scharfe Grenze im gewöhnlichen Bundschuhparagneis.

Mittelkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis (Bundschuhparagneis, Nockgebiet), 41

Der Gneis zeigt manchmal eine Wechsellagerung leukokrater und melanokrater Lagen, ist ansonsten aber frei von migmatischen Mobilisaten. Häufig sind jedoch Blasten von Plagioklasknoten und Plagioklasaugen, deren größere Vorkommen auf der Karte mittels Übersignatur kenntlich gemacht sind (siehe unten).

Granat ist stets vorhanden, meistens aber nur in mikroskopischer Größe (<0,5 mm). An wenigen Stellen erreicht der Granat über 2 mm Durchmesser. Der Granat ist häufig zonar gebaut – mit einschlussreichem Kern und einschlussfreier Hülle (Abb. 6, S. 56). THEINER (1987) sowie SCHUSTER & FRANK (1999) haben den Zonarbau mittels Elektronenstrahl-Mikrosonde untersucht und vertreten die Ansicht, der Kern sei variszisch, die Hülle jedoch alpidisch kristallisiert. Biotit ist reichlich vorhanden und üblicherweise 1 bis 3 mm groß. Querbiotite sind ausnahmsweise bis zu 8 mm groß. Der Hellglimmer bleibt klein und fehlt manchmal gänzlich. Plagioklas ist in großer Menge vorhanden, aber meist stark zerlegt (granuliert). Es handelt sich meistens um Oligoklas, seltener um Andesin oder Albit. Gemeinsam mit Biotit und Plagioklas gehört Quarz zu den Hauptgemengteilen.

Seine Ausbildung ist xenomorph, undulös, mit verzahnten Korngrenzen. Der Rutil ist die vorherrschende Ti-Phase. Turmalin ist stellenweise häufig und in Ausnahmefällen bis über 20 mm groß.

Ausführliche petrographische Beschreibungen der Bundschuh-Paragneise finden sich bei EXNER (1989a, 1991, 1994a).

Granatglimmerschiefer mit Pseudomorphosen nach Staurolith, 40

Reste von frischem, d. h. stofflich erhaltenem Staurolith sind nicht mehr vorhanden (EXNER, 1989 u. 1994). Die Pseudomorphosen von Hellglimmer nach Staurolith bilden graue, gedrungene Säulen, die an angewitterten Gesteinsoberflächen als Härtinge herausragen. Sie sind meistens 10 bis 20 mm lang und 4 bis 6 mm breit. Stellenweise sind ehemalige Durchkreuzungszwillinge erkennbar (daher die Bezeichnung Staurolith, von griechisch σταυρος = Kreuz und griechisch λιθος = Stein).

U.d.M. erweisen sich die Pseudomorphosen als wirrstrahlige Aggregate aus feinschuppigem Hellglimmer (Korngröße <0,02 mm) und beigemengtem opakem Korn. EXNER (1989a) und THEINER (1987) halten die Kristallisation des Stauroliths für vorpermisch und seine Verdrängung durch Hellglimmer für alpidisch.

Granatglimmerschiefer, 39

Er tritt am Westrand des Bundschuh-Deckensystems im Liegenden der Bundschuh-Paragneise auf, bildet aber auch drei im Wesentlichen konkordante Züge innerhalb der Bundschuh-Paragneise. Der Granatglimmerschiefer ist grobschuppig, häufig gefaltet und enthält reichlich Hellglimmer, Biotit und Quarz. Plagioklas (Oligoklas und Albit) tritt mengenmäßig zurück, ist auf die Glimmerlagen beschränkt, aber in den meisten Proben vorhanden. Granat ist bis 15 mm groß, zeigt keinen Zonarbau und ist reich an Einschlüssen, vor allem von Quarz (EXNER, 1991). Akzessoria: Rutil, Ilmenit, Opakes, Turmalin, Apatit, Zirkon, Chlorit (sekundär nach Biotit und Granat) und Limonit (sekundär).

Die Mächtigkeit des Granatglimmerschieferzuges W vom Fegendorfer Kopf (2003 m) beträgt laut EXNER (1991) 300 m. Der Zug am Westrand des Bundschuh-Deckensystems ist laut EXNER (1989a) 200 bis 400 m mächtig.

Phyllonit nach Paragneis und Granatglimmerschiefer, 38

Phyllonit nach Biotit-Plagioklas-Gneis äußert sich in allmählicher Zunahme der tektonischen Zerschering und Laminierung des Gneises bei gleichzeitiger Neubildung von Schichtsilikaten (Hellglimmer, Chlorit) und Anreicherung von Quarz (EXNER, 1994). Phyllonit nach Granatglimmerschiefer kommt als stark gescherter Serizit-Chlorit-Schiefer mit etwas Granatführung in Randzonen zum Gneis vor (EXNER, 1994a).

Die Phyllonite könnten im Zuge der eoalpinen Tektonik, eventuell kurz nach dem thermischen Höhepunkt der Metamorphose entstanden sein. Ein voralpidisches Alter ist unwahrscheinlich, da zu erwarten wäre, dass die kretazische Metamorphose eine stärkere Rekrystallisation derartiger Gesteine bewirkt hätte.

Amphibolit, 37

Wenige geringmächtige Lagen im Granatglimmerschiefer und den westlichen Randpartien des Bundschuhparagneises. Es handelt sich um Biotitamphibolit, Granat-Biotit-Amphibolit und Granatamphibolit (NOWOTNY, 1976; EXNER, 1989a).

Granitgneis und Mikroklin-Augengneis (Bundschuh-Orthogneis), 36

Im Gebiet des Kartenblattes Tamsweg gibt es nur ein Vorkommen von Bundschuh-Orthogneis, und zwar S Rennweg, in der SW-Ecke des Blattgebietes. Dieser Augengneis mit 3 cm langen und 1 cm breiten Kalifeldspat-Augen (teilweise zu

Schachbrettalbit umgewandelt) bildet eine isoklinale Felswand am Westhang des Liesertales.

U. d. M. fand EXNER (1989a) Kalifeldspat mit harter Mikroklingitterung, Fleckenperthit und Schachbrettalbit. Plagioklas bleibt klein und tritt mengenmäßig zurück. Grobblättriger bis ca. 3 mm großer Biotit mit Einschlüssen von magmatischem Zirkon und Apatit ist reichlich vorhanden. Weitere Hauptgemengteile sind grobblättriger Hellglimmer und xenomorpher Quarz. Akzessorien: Opakes, Chlorit (sekundär nach Biotit), Rutil, Titanit, Apatit, Zirkon, Epidot sowie sekundäres Karbonat mit Limonit.

Pegmatit und Anreicherung pegmatitischer Knauern, 35

Albitpegmatit bildet 5 bis 10 cm dicke Lagergänge und Knauern im Biotit-Plagioklas-Gneis in 8 Vorkommen entlang eines Güterweges N und NE Gansberg (südlicher Schwarzenberg). U. d. M. fand EXNER (1994a) die Hauptgemengteile Albit (5 cm groß), Quarz und Hellglimmer; weiters Biotit, Chlorit (mit Sagenit sekundär nach Biotit), Opakes, Rutil und Limonit. Weitere dünne Lagergänge von Albitpegmatit gibt es S Fingerlingnock und am Osthang des Tongrabens. Ein 20 cm dicker Plagioklaspegmatit in SH 1220 m bei Saudorf am südlichen Schwarzenberg tritt in einer ac-Kluft des gefalteten Biotit-Plagioklas-Gneises auf (EXNER, 1994a).

Metamorpher Granodioritgang (südöstlich Rennweg), 34

Es handelt sich um einen Lagergang im Granatglimmerschiefer. Der Lagergang ist 8 m mächtig und steht steil. Er bildet eine Härtlingsrippe im Bachbett in SH 1625 m, 850 m ESE der Kapelle Atzensberg. Der metamorphe Granodiorit ist mittelkörnig und leukokrat. Ca. 1 mm große Biotite, graue Quarzseiten und bis zu 4 mm lange Feldspatlinsen bilden ein flächiges Parallelgefüge. Laut EXNER (1989a) sind im Biotit u.d.M. Einschlüsse von Apatit zu erkennen. Plagioklas und Alkalifeldspat sind in annähernd gleicher Menge und Größe vorhanden. Letzterer zeigt Mikroklingitterung und Fleckenperthit. Akzessorisch treten Granat, Orthit, Titanit, Apatit, Chlorit (sekundär nach Biotit), Klinozoisit, Hellglimmer und Opakes auf.

Wegen der regionalmetamorphen Überprägung kann das Intrusionsalter nicht jünger als die kretazische Metamorphose sein. Ein variszisches Intrusionsalter wäre möglich.

4.3. Neogene Sedimente und Formen

Grundkonglomerat, 33

Das eigentliche Grundkonglomerat ist meistens gut verfestigt, neigt zur Wandbildung und zeigt oft eine durch Fe-Hydroxide hervorgerufene rotbraune Farbe der Matrix. Die Lösungsverwitterung des Bindemittels kann das Konglomerat zu grauen Schottern entfestigen. Die Komponenten sind üblicherweise bis 15 cm, ausnahmsweise bis ca. 30 cm groß. Der Medianwert der Korngrößenverteilung liegt im Kiesbereich. Nach der fünfteiligen Skala von KRUMBEIN ist die Rundung als mäßig gerundet bis gerundet zu bezeichnen. Die Matrix besteht vorwiegend aus verkittetem Sand mit geringem Schluffanteil.

U.d.M. fand HEINRICH (1977) Quarz, Gesteinsbruchstücke (z.B. Glimmerschiefer), Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Plagioklas und verschiedene Schwerminerale. Unter Letzteren dominiert Granat.

Wechselagerung von Sandstein, Schieferton und Konglomerat, 32

Diese Serie zeichnet sich durch einen wiederholten Wechsel von Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefertonen im dm- bis m-Bereich aus. Abgesehen von

den geringmächtigen Kohleflözen war das Ablagerungsmilieu im Wesentlichen fluvial. Die Konglomerate sind dem Grundkonglomerat ähnlich, jedoch etwas feinkörniger und mit einem höheren Anteil an sandiger Matrix. Die Sandsteinbänke sind grau, graubraun oder rotbraun, meistens gut gebankt und oft reich an Pflanzenhäckseln. Die Schiefertone sind dünn-schichtige, graue oder rotbraune Silt- bis Tonsteine mit wechselndem Feinsandgehalt. Kohleschmitzen und Blattabdrücke sind relativ häufig. Die Gesamtmächtigkeit der Serie kann mehrere 10er Meter erreichen (HEINRICH, 1977).

Schieferton, Sandstein (?Karpatum), 31

Brekzie im Schieferton (Göriachtal), 30

Diese relativ feinkörnige Abfolge tritt im Hangenden der zuvor genannten Wechsellagerung auf. Es handelt sich um dünn-schichtige, graue bis ockerbraune, leicht sandige Silt- und Tonsteine und um fein- bis mittelkörnige Sandsteine. Lokal treten dünne, feinkörnige Konglomeratlagen und geringmächtige Kohleflöze auf. Gut erhaltene pflanzliche Makrofossilien, wie z. B. Abdrücke von Coniferen- oder Laubbaumresten, sind relativ häufig (vgl. z. B. HEINRICH, 1977; STRÖBITZER, 1999). Die petrographische Zusammensetzung der Sandsteine ist ganz ähnlich wie im Grundkonglomerat und in der oben genannten Wechsellagerung. Es handelt sich um glimmerreiche Sandsteine mit ein wenig Feldspat und Gesteinsbruchstücken. Im Schwermineralspektrum überwiegt Granat deutlich vor allen anderen Komponenten (HEINRICH, 1977).

Aufschlusslose Hochplateaus der sogenannten Nockfläche (Formrelikte einer ehemaligen Rumpffläche mit mutmaßlich neogenen Reliktböden), 29

In den höheren Lagen der Gurktaler Alpen gibt es auffällige Verflachungen, die wahrscheinlich Formrelikte neogener Abtragungsflächen sind. Die Anlage dieser Flächen könnte zumindest teilweise auf das Verwitterungsbasisrelief einer tropischen Intensivverwitterung während des Miozäns zurückzuführen sein und wäre demnach Ausdruck einer klassischen Rumpfflächenbildung. EXNER (1989a, 1990) wählte für diese Formrelikte den Sammelnamen Nockfläche, wobei im Bereich dieser Fläche sowohl anstehender Fels (z. B. am Gipfelplateau des Ainecks) als auch glazialer Geschiebelehm (Grundmoräne) und große, praktisch aufschlusslose, sumpfige Areale auftreten. Nur Letztere wurden auf der Karte dargestellt. Sie befinden sich in SH 1700 bis 2200 m. Die wenigen künstlichen Aufschlüsse zeigen entweder schwarze anmoorige Böden ohne Glazialgeschiebe oder rotbraunen Lehm mit wenigen Glazialgeschieben. Letztere wurden von EXNER (1989a) als mutmaßliche Grundmoräne mit tertiären Verwitterungsresten, analog den roten Böden in den eisfreien Gebieten des Pleistozäns, interpretiert. Die Annahme eines obermiozänen Alters der Nockfläche steht im Einklang mit den Ergebnissen von Apatit-Spaltspurdatierungen (HEJL, 1997a, 1998).

Konglomerat (nördlich Vordersdorf), 28

Eckige und runde Blöcke in einer mittel- bis grobkörnigen sandigen Matrix. Die Blöcke bestehen aus Glimmerschiefer, Gneis und Quarz.

EXNER (1990) weist auf die lithologische Ähnlichkeit mit der neogenen Basisbrekzie von Tamsweg hin. Letztere ist an der Mündung des Preberbaches bei Sauerfeld (Blatt Stadl a. d. Mur) aufgeschlossen.

Schotterflur, Flussgeschiebe am Mitterberg (nördlich Vordersdorf), 27

Streuung fluvialer Geschiebe am Hochplateau des westlichen Mitterberges, 1 km W Hohenbühel, in SH 1500 bis 1560 m (EXNER, 1989a, 1990). Die Geschiebe sind flach, bis 30 cm groß und bestehen aus Gesteinen des Ostalpins (Glimmerschiefer und Gneise) und aus Quarz (Restschotter).

4.4. Quartäre Sedimente und Formen

Terrassensediment (Murtal bei Flatschach; Frühwürm), 26

Geschichteter Sand und Ton sind 15 m mächtig unter würmzeitlicher Grundmoräne in einer Sandgrube 1,1 km SSW der Kirche Unternberg aufgeschlossen (EXNER, 1994a). In analoger Position liegen die lakustrischen Bändertone der ehemaligen Ziegelei Flatschach (siehe Kap. 9.1.2.).

EXNER (1989a) stellt diese Ablagerungen in die Vorstoßzeit des Würmgletschers.

Moräne, 25

Der hochglaziale Murgletscher war bei St. Michael über 1000 m mächtig und über den Katschbergsattel mit dem Draugletscher verbunden (PENCK & BRÜCKNER, 1909; EXNER, 1989a). Die Oberfläche des Eises lag im gesamten Blattgebiet in mindestens 2000 m SH. Die Moränenbedeckung des Lungauer Beckens besteht größtenteils aus Grundmoräne im weiteren Sinne, d.h. aus ehemals bewegter Untermoräne, aber auch aus abgelagerten Innen- und Obermoränen. Vom Eis polierte Felsrundhöcker fand EXNER (1989a) im Ost- und Mittelteil des Schwarzenberges, wobei die Gletscherschrammen N 120° E verlaufen. Die Grundmoräne erreicht stellenweise eine Mächtigkeit von mehr als 10 m, z. B. im NW-Teil des Schwarzenberges (EXNER, 1994) oder an der Nordseite des Murtales bei Litzelsdorf bzw. NW Tamsweg (EXNER, 1989a). Die spätglazialen Moränen in den Karen der Radstädter und Schladminger Tauern bestehen vor allem aus Blöcken, Steinen und Kies, wobei der ehemals vorhandene Feinanteil (Sand, Schluff) zumindest oberflächlich ausgewaschen ist.

Ältere als würmzeitliche Moränen dürften im Blattgebiet nur ausnahmsweise erhalten geblieben sein.

Drumlin, 24

Längliche Hügel aus aufgepresster Grundmoräne, teilweise auch mit Beteiligung fluvioglazialer Sedimente (z. B. Vorstoßschotter). Die Hügellängsachse liegt in der Stoßrichtung des Eises. Auf dem Kartenblatt Tamsweg sind vier derartige Körper ausgeschieden: zwei Hügel südlich von Mariapfarr bzw. östlich von Althofen, ein Hügel östlich von Lintsching und einer nördlich von Tamsweg. Alle vier Objekte sind auffallend parallel in E–W-Richtung ausgerichtet.

Da sich Drumlins nur unter Eisbedeckung bilden können, kommt als Entstehungszeit für die genannten Hügel nur das Hochglazial (vor ca. 20.000 Jahren) oder das frühe Spätglazial (bis vor ca. 13.000 Jahren) in Frage.

Moränenwall (Spätglazial), 23

Die Wälle entsprechen den Halte- und kurzfristigen Vorstoßstadien der Gletscher während der späten Würm-Kaltzeit.

EXNER (1989a, 1990) hat folgende Alterseinstufung vorgeschlagen: Die Endmoränenwälle am Ausgang der engeren Tauerntäler ins Lungauer Becken könnten dem Gschnitzstadium entsprechen (SE Roner im Murtal; undeutlicher Höhenrücken zwischen Mauterndorf und Steindorf; Wallformen bei Bruggarn und Bruckdorf im Weißpriachtal). Während jüngerer Haltestadien entstanden die Moränenwälle an den Talgabeln des Taurach- und Weißpriachtales (S Tennfall im Taurachtal; drei Wälle bei der Mündung des Znach- ins Weißpriachtal). Die Wallformen des Daunstadiums sind auf die Kare oberhalb 1800 m SH beschränkt.

Moränenstreu, 22

Vereinzelte kleinere Erratica im Verband mit lokalem Hangschutt oder Gesteinszersatz.

Erratischer Block

(z. B. Oberkarbon-Konglomerat südlich und östlich der Laußnitzhöhe), 21

Große erratische Blöcke, vorzugsweise solche mit auffallender Lithologie. EXNER (1989a) erwähnt die Existenz zahlreicher erratischer Blöcke im Nockgebiet bei der Bonnerhütte. Es handelt sich um bis zu 1 m große Blöcke von oberkarbonem Quarzkonglomerat der Gurktaler Decke. In den Quellgebieten des Laußnitz- und Leißnitzbaches kommen diese ortsfremden Oberkarbonblöcke bis in 1950 m SH vor. Das Eisstromnetz muss mindestens bis in diese Höhe gereicht haben (siehe auch PENCK & BRÜCKNER, 1909).

Periglazialer Schuttstrom (Peintleralm, Aineckhütte), 20

Diese Erscheinung fand EXNER (1989) an drei Stellen des Nockgebiets, und zwar im Gebiet der phyllitischen Granatglimmerschiefer des Wölz-Komplexes und der Granatglimmerschiefer des Bundschuh-Priedröf-Komplexes. Allen drei Vorkommen gemeinsam ist die ähnliche Höhenlage und das Vorhandensein von Fließwülsten. Der Schuttstrom oberhalb der Aineckhütte liegt in 2000 bis 2060 m SH, jener östlich des Teuerlnocks in 1880 bis 2000 m SH und jener der Peintleralm in 1900 bis 2070 m SH. Die Annahme, dass diese Gebiete im Bereich des spätglazialen Permafrostes lagen, ist sehr plausibel. Auch die Blockgletscherablagerungen der Schladminger Tauern befinden sich in ähnlicher Höhe.

Periglaziales Schwemmland

(Lignitztal und Sanderfläche bei Zankwarn), 19

Der relativ flache, aber nicht völlig ebene Talgrund des Lignitztales bei Lignitz und Zankwarn besteht offenbar nicht aus rezenten fluvialen Sedimenten des Lignitzbaches, sondern aus etwas älteren Ablagerungen, deren Oberfläche sich sanft zum Gerinne neigt. Der gegenwärtige Bach zeigt eine leichte Eintiefungstendenz (Resistenzstrecke). Da das Schwemmland südlich von Zankwarn anscheinend aus dem Trompetental von Niederrain aufgeschüttet wurde, dürfte es sich um periglaziale Sedimente im Vorfeld des ehemaligen Gletschers handeln.

Alterseinstufung: Spätglazial, möglicherweise Gschnitzstadium.

Ehemaliger Wasserlauf

(Trockental bei bei Niederrain und Madling), 18

Das Trockental nördlich von Madling liegt im anstehenden Bundschuh-Paragneis als Zeuge eines älteren Flusslaufes der Mur (EXNER, 1994). Ein ungefähr 700 m langes und nur 50 m breites Trockental erstreckt sich von Niederrain mit geringem Gefälle (2 %) nach E (HEJL, 1998). Südlich von Zankwarn öffnet es sich zum Tal des Lignitzbaches. Unter den gegenwärtigen klimatischen Bedingungen führt dieses Trockental ganzjährig kein fließendes Wasser. Da auch eine holozäne Anzapfung des Einzugsgebiets auszuschließen ist, kann dieses Trockental nicht durch holozäne Fluvialerosion entstanden sein. Mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit handelt es sich um ein spätglaziales Trompetental (WEINGARTNER, 1993), durch das ein Teil der Schmelzwässer des Weißpriachgletschers nach E abgeflossen ist. Das Gebiet um Zankwarn war zu dieser Zeit schon eisfrei, während die Zunge des Weißpriachgletschers noch bis Bruckdorf gereicht hat.

Das genaue Alter des Trockentales bei Madling ist unbekannt. Allerdings fehlen dem Murtal zwischen Tamsweg und der Mündung des Thomabaches jegliche Reste miozäner Sedimente, weshalb EXNER (1994) annimmt, dass zumindest der tiefere Erosionsbereich dieser Talstrecke postmiozäner Entstehung ist. Inter-glaziale Gleitmassen mit auflagernder Moräne kennzeichnen die Ostflanke des Tales am Lasaberg. Erst knapp oberhalb von Madling fließt die Mur auf anstehendem Fels. Das Trockental bei Madling könnte eventuell während eines Inter-glazials entstanden sein. Das Trockental bei Niederrain ist sicher wesentlich jün-

ger, d.h. spätwürmzeitlich. Eine Entstehung während des Gschnitzstadiums ist wahrscheinlich.

Spätglaziales Stauseesediment und Terrassenschotter, z. T. Eisrandterrassen, 17

Die spätglazialen Terrassensedimente bei St. Peter und Rennweg bestehen aus teilweise konglomerierten Kiesen (EXNER, 1989a; SCHIERL, 1993). Die Schotterterrasse nordwestlich von Hinterweißpriach ist durch einen ehemaligen Kiesabbau aufgeschlossen. Laut WEINGARTNER (1993) ist der Aufschluss ca. 20 m hoch. Die oberen 8 m bestehen aus Schottern mit Grobblocklagen. Im unteren Teil dominiert Feinsand mit etwas Schotter ohne erkennbare Schichtung. WEINGARTNER (1993) vermutet eine Sedimentation in Eisrandlage. Das Ortsgebiet der Marktgemeinde Tamsweg ist durch eine markante Terrassenkante in einen höheren und einen tieferen Ortsteil gegliedert. Der tiefere Bereich an der Mur gehört zur rezenten Tallaue. Der höhere Teil mit dem Hauptplatz und der Kirche liegt offenbar auf älteren, möglicherweise spätglazialen Terrassensedimenten. Nahe der Mündung des Thomabaches in die Mur befindet sich ein auf Moräne auflagerndes Terrassensediment (EXNER, 1994a).

Blockgletscherablagerung (Grobschutt) mit Stirnwall, 16

Blockgletscher sind grobe Schuttkörper mit gefrorenem Porenraum oder einem mächtigen Eiskern. Im Bereich des Permafrostes, d.h. solange Eis im Untergrund vorhanden ist, bewegen sich diese Schuttmassen langsam hangabwärts. Die Blockgletscher der Schladminger Tauern dürften schon im Spätglazial zur Ruhe gekommen sein (? Daun- oder Egesenstadium). Der Inhalt ihrer gegenwärtigen Formrelikte liegt nicht mehr im Bereich des kontinuierlichen Permafrostes und ist daher als Blockgletscherablagerung zu bezeichnen.

Bergzerreißungsspalte, 15

Es kann sich bei den Bergzerreißungsspalten um ein Vorstadium künftiger Bergstürze oder um das Initialstadium langsamer Massenbewegungen handeln. EXNER (1989, S. 94) erwähnt mehrere gefährdete Bereiche. Die größeren, markanten Spalten wurden auf der Karte verzeichnet.

Abrisskante, 14

Die Abrissnische des „Weihnachtsbergsturzes“ von 1768 ist in der Nordostflanke des Hundsteins deutlich zu erkennen (HEJL, 2003). Sie liegt zwischen 2300 und 2400 m SH und ist ungefähr 100 m breit (die Größe ist auf der Karte leicht übertrieben). Ihre basale Gleitbahn fällt mit ungefähr 35° nach ENE ein. HEJL (2003) hat das Volumen der Abrissnische auf ungefähr eine Million m³ geschätzt. Das entspricht dem Rauminhalt eines Würfels mit 100 m Kantenlänge.

Alterseinstufung: Der Weihnachtsbergsturz fand in der Nacht vom 24. zum 25. Dezember 1768 statt (KÜRSINGER, 1853).

Unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutschte Gesteinsmassen, 13

Bereiche verrutschter Gesteinsmassen gibt es entlang des Murtals zwischen Tamsweg und Madling, südlich von Thomatal und nördlich vom Moserkopf (1896 m). Die Gleitmasse am Lasaberg (Murtal S Tamsweg) ist als synthetische Gleitung an den W-fallenden s-Flächen des Granatglimmerschiefers angelegt (EXNER, 1994a). Sie erstreckt sich über eine Höhendifferenz von 400 m.

Wegen ihrer Moränenbedeckung wird die Gleitmasse am Lasaberg von EXNER (1994a) als interglazial eingestuft.

Sturzmasse des „Weihnachtsbergsturzes“ von 1768, 12

Sturzbahn, 11

Der Großteil der Bergsturzmasse liegt im Kar östlich der Mitterspitzen (2603 m) bzw. nordöstlich des Hundsteins (2614 m). Auf der ÖK 1:50.000 ist dieses Kar – je nach Ausgabedatum des Kartenblattes – entweder namenlos oder als Ödkar bezeichnet. Die ältere Bezeichnung Zaller-Ochsenkar, die noch von SCHITTER (1975) genannt wurde, ist anscheinend nicht mehr in Verwendung – jedenfalls scheint sie in der ÖK nicht mehr auf. Von 2040 m aufwärts liegt auffallend grober Blockschutt im Graben, durch den das Ödkar in östlicher Richtung entwässert. Die größten dieser Blöcke haben Durchmesser bis über 5 m. Die Obergrenze der Bergsturzmasse liegt in 2160 m SH. Eine näherungsweise Berechnung von HEJL (2003) ergab, dass die potentielle Energie, die durch den Bergsturz freigesetzt wurde, ungefähr 6600 Gigajoule (= 1,8 Millionen Kilowattstunden) betrug.

Der historische Bergsturz am Hundstein (2614 m) im Lignitztal ist uns durch die Aufzeichnungen KÜRSINGERS (1853) überliefert. Dieser stützte sich dabei auf eine Erzählung des alten Karlwirtes in Lintsching, eines gewissen Josef RAINER, der im Jahre 1768 als siebenjähriger Bub die Christmette in Mariapfarr besucht hatte. Der Bergsturz begann, als die Besucher des Christnacht-Gottesdienstes nach dessen Ende die Kirche verließen. Er dürfte sich in Etappen über mehrere Stunden hingezogen haben, war aber am Morgen des nächsten Tages beendet.

Grobes Blockwerk (blockiger Hangschutt, z. T. Fels- und Bergsturzmassen), 10

Hierher gehören z. B. die synthetischen Bergsturzmassen an den Westhängen des Weißpriach-, Taurach-, Zederhaus-, Fallbach- und Liesertales (EXNER, 1989a, 1990). Die Bergsturzmasse, die sich von der Südwand des Karnerecks (2380 m) bis Vorderweißpriach erstreckt, ist 6,5 km lang, bis zu 2,5 km breit und 800 m hoch. Geklüftete Gneise und Amphibolite des Schladminger Kristallin-komplexes sind hier isoklinal über den NE-geneigten Serizit-Chlorit-Phylliten der Fanning-Phyllitzone abgeglitten, wobei auch Teile der Phyllite mitgerutscht sind.

Die oberflächlichen Anteile der meisten Berg- und Felssturzmassen sind im Holozän oder Würm-Spätglazial abgestürzt. Allerdings weist die Moränenbedeckung auf manchen Sturzmassen auf eine ursprünglich interglaziale oder interstadiale Anlage mancher Bergstürze hin (siehe EXNER, 1989a, 1990) – z. B. bei Weißpriach, Moserkopf-Südseite, Speiereck-Halterhütte und südlich der Gantalscharte.

Schuttbedeckung, Gesteinszersatz, 8

Rezenter Hangschutt unterschiedlicher Entstehung, jedoch ohne Beteiligung von Steinschlag und Felsstürzen.

Trümmergrat, 9

Wenn ein ausgesetzter Grat durch die fortschreitende Denudation der Hänge in situ verstürzt, ohne dass das Trümmerfeld ins Tal abgleitet, entsteht ein Trümmergrat. EXNER (1989) erwähnt folgende Stellen: SE Tscheibitschsee (Augengneis), Karneitschenhöhe (Quarzit in Fanningphyllit), SSE Falterscharte (Granatglimmerschiefer) und Rupenhöhe-Nordkamm (Paragneis).

Schutthalde

(Steinschlag, Nivationsschutt, z. T. auch Wildbachablagerung), 7

Kantige Steine und Blöcke unter Felswänden, in Karen und Schluchten.

Schwemmfächer, Murenkegel, 6

Diese fluvialen Sedimentakkumulationen entstehen dort, wo das Gefälle des Baches oder Flusses bei der Einmündung in ein Haupttal plötzlich geringer wird, wodurch sich die Strömungsgeschwindigkeit und Transportkapazität des fließenden Wassers verringern. Die Oberfläche der reinen Murenkegel ist steiler als jene der Schwemmfächer. Eine genaue Abgrenzung beider Akkumulationstypen ist aber nicht möglich, da am Aufbau der Schwemmfächer meistens verschiedene Prozesse beteiligt sind. Auch auf einem relativ flachen Schwemmfächer findet die effektive Sedimentakkulation vor allem bei Hochwasser statt, wenn das Gerinne über die Ufer tritt.

Auffallend ist, dass die Gerinne der steilen Murenkegel bei Niedrigwasser oder normaler Wasserführung in den Sedimentkegel einschneiden. Die effektive Sedimentation findet fast ausschließlich während seltener Murengänge statt. Diese werden durch Starkregengüsse oder plötzlich einsetzende Schneeschmelze ausgelöst. Während die flachen Schwemmfächer des Murtales landwirtschaftlich genutzt werden und stellenweise sogar besiedelt sind (z. B. St. Margarethen), ist eine solche Nutzung der Murenkegel in den Tauerntälern nicht möglich, da die Gefahr (d. h. Frequenz) katastrophaler Murengänge zu groß ist.

Erosionskante, Terrassenkante, 5

Steilstufen am Rande der holozänen Talaue (z. B. Taurachtal bei Gröbendorf und Lintsching, Murtal bei Tamsweg, Liesertal nördlich Rennweg) infolge fluvialer Lateralerosion. Hänge des Trockentales bei Niederrain.

Vernässung in Hanglage, Nieder-, Sattel- und Hochmoor, 4

Unter dieser Signatur wurden Moore und staunasse Bereiche in Hanglage, auf Kuppen und Höhenrücken zusammengefasst. Die Moore des Ostlungaus – hauptsächlich jene des östlichen Nachbarblattes 158 Stadl an der Mur – wurden von KRISAI et al. (1991) vegetationsgeographisch kartiert und stratigraphisch bearbeitet. Die ausgedehnten Vermoorungen in den Verflachungsbereichen südöstlich des Prebersees reichen mit ihren Ausläufern bis auf Blatt Tamsweg herein (HEJL, 1997, 2001). Weitere Moore befinden sich nordöstlich von Wölting, nordöstlich von Lintsching und auf dem Plateau des Schwarzenberges (Salltel-, See-, Saumoos). Letztere sind Hochmoore. Sie werden von den Österreichischen Bundesforsten betreut, befinden sich in naturbelassenem Zustand und sind nicht durch Güterwege erschlossen (EXNER, 1994).

Alterseinstufung: Holozän.

Verlandungssediment, Seeverfüllung, z. T. Niedermoor, 3

Ein zweifelsfreier holozäner Verlandungsbereich (ehemaliger See) kann für das Weißpriachtal nachgewiesen werden. Der Lederwasch-Karte (SCHITTER, 1979, Abb. 69) ist zu entnehmen, dass in der Nähe der heutigen Dicktlerhütte im hinteren Weißpriachtal bis zum Jahr 1765 ein See vorhanden war, der nach einem Bruch des künstlich verstärkten Dammes ausgelaufen und verlandet ist (WEINGARTNER, 1993). Tatsächlich sind anstelle des Sees noch heute Seetone in diesem Talabschnitt vorhanden. Die Existenz einer Seekapelle (Seekreuz 1148 m) ESE der Dicktlerhütte deutet die ehemaligen Ausmaße dieses Sees an. Der ursprüngliche See entstand wahrscheinlich durch die abdämmende Wirkung eines großen Murenkegels am Ausgang des Zuppatgrabens. Ähnliche Abdämmungen durch Murenkegel sind auch für das hintere Göriachtal wahrscheinlich.

Im gegenwärtig frei mäandrierenden Flussabschnitt der Lonka zwischen Sonn-dörfel und Bruggarn wird die Talsohle episodisch überschwemmt. Sie besteht oberflächlich aus Gleithang- und Überschwemmungssedimenten, aber auch aus verfüllten Altwasserarmen und Mooren. Es handelt sich wahrscheinlich um einen

allmählich von N nach S verlandeten, ehemaligen Zungenbeckensee, der sich hinter den Endmoränen bei Bruggarn gebildet hatte.

Ablagerung in Talsohlen (Kies, Sand, Lehm), 2

Die breite Talauflage der Mur oberhalb bzw. westlich von Tamsweg ist von postglazialen fluvialen Sedimenten bedeckt. Die Mächtigkeit dieser holozänen Talfüllung ist größtenteils unbekannt. In den Kiesgruben bei St. Michael und St. Martin werden fluviale Schotter gewonnen. Wegen des hohen Grundwasserspiegels stehen die Kiesgruben unter Wasser und gewähren keinen Einblick in die sedimentäre Struktur des Schotterkörpers. Rezente fluviale Sedimentation findet auch im Taurachtal und im Vorderen Weißpriachtal statt. Entlang der Lonka zwischen Sonndörfel (Vorderweißpriach) und Bruggarn lässt sich das Sedimentationsverhalten eines frei mäandrierenden Flusses bilderbuchartig studieren (Gleithangsedimente, Groß- und Kleinrippel, Überschwemmungssedimente).

Deponie, Halde, 1

Zu erwähnen sind hier die Abraumhalden und Rampenschüttungen an der Tauernautobahn (Nordportal des Katschbergtunnels), aber auch kleinere Halden an der Straße im Taurachtal. Die Halden des alten Bergbaus sind aber zu klein für eine maßstäbliche Darstellung 1 : 50.000.

4.5. Diverse Zeichen

Störung (nachgewiesen, vermutet)

Der Begriff der Störung wird hier im Sinne subvertikaler Spröddeformationen gebraucht. Die Störungsflächen fallen mit einem Winkel von über 45° ein und bilden mit dem älteren Lagenbau – sei er nun stratigraphischer oder deckentektonischer Natur – zumeist stumpfe Winkel. Die Attribute „nachgewiesen“ und „vermutet“ beziehen sich nicht auf die wissenschaftliche Fundierung der Existenz einer Störung, sondern auf den genauen Verlauf der Ausbisslinie im Gelände. Vermutete Störungsabschnitte sind solche, deren Ausbisslinie von quartären Sedimenten (z. B. Moränen, Schutthalden oder holozänen Talfüllungen) verdeckt ist.

Deckengrenze (nachgewiesen, vermutet)

Als Deckengrenzen sind hier großtektonische Überschiebungen der eoalpinen (jurassisch-kretazischen) und mesoalpinen (alttertiären) Gebirgsbildungsphasen ausgewiesen. Ein etwaiger voralpidischer (variszischer) Deckenbau wurde nicht dargestellt. Der interne Deckenbau des Radstädter Deckensystems aber auch die Überschiebung des Bundschuh-Priedröf-Komplexes über den Wölz-Komplex fanden schon in der mittleren Kreide statt (siehe TOLLMANN, 1977, bzw. SCHUSTER & FRANK, 1999). Hingegen war die Überschiebung des Ostalpins als Ganzes über das Penninikum erst im Alttertiär beendet. Ursprünglich fanden die deckentektonischen Bewegungen an subhorizontalen bis mittelsteil einfallenden Flächen statt. Im Zuge fortschreitender Kompression wurden die Deckengrenzen aber manchmal selbst in Falten gelegt, steil gestellt oder invertiert. Die Einstufung als Deckengrenze beruht auf den geometrisch-kinematischen Verhältnissen zum Zeitpunkt der tektonischen Hauptbewegungen. Die Attribute „nachgewiesen“ und „vermutet“ beziehen sich nicht auf die tatsächliche Existenz einer Deckengrenze an und für sich, sondern auf den genauen Verlauf ihrer Ausbisslinie im Gelände. Vermutete Deckengrenzen sind jene Abschnitte der Ausbisslinie, deren Verlauf von quartären Sedimenten (z. B. Moränen, Schutthalden oder holozänen Talfüllungen) verdeckt ist.

Streichen und Fallen der Schieferung

Da die Fallzeichen ein besseres Verständnis des großtektonischen Baustils ermöglichen sollen, wurden vor allem jene Schieferungsflächen dargestellt, die subparallel zum stofflichen Lagenbau der Gesteine verlaufen. Transversalschieferungen (crenulation cleavage) wurden nur dann mit Fallzeichen gekennzeichnet, wenn sie das vorherrschende planare Gefügeelement des Gesteins und somit eine wesentliche Trennflächenschar darstellen.

Streichen und Fallen der Faltenachsen und Lineation

Eine Unterscheidung von A- und B-Tektoniten wurde auf der Karte nicht vorgenommen. Dargestellt ist jeweils die vorherrschende Lineation, d. h. entweder eine auffällige Mineralelongation (Streckungslinear) oder eine Fältelung der s-Flächen.

Naturdenkmal (Gletschertöpfe nordwestlich von Mauterndorf)

Die Gletschertöpfe im Taurachtal bei Mauterndorf wurden von TOLLMANN (1962b) entdeckt. Einer davon ist 2 m tief und bildete sich im unterostalpinen Paragneis der Großeck-Gneislamelle. Zwei andere sind jeweils 3 bzw. 4,5 m tief und bildeten sich im unterostalpinen Wettersteindolomit südöstlich der Gastalm. Die Gletschertöpfe werden als touristische Attraktion von der Gemeinde Mauterndorf betreut.

Natürliche Felsbrücke („Kampelfenster“)

Das Kampelfenster (2562 m) liegt auf dem Grat zwischen dem Göriach- und Lessachtal bzw. zwischen der Wirriegelhöhe (2600 m) im N und der Kreuzhöhe (2566 m) im S. Es handelt sich dabei um ein Loch im Grat, durch das man z. B. von der Gensgitschhütte aus den Himmel als kleinen hellblauen Fleck unterhalb des Grats sehen kann. Das Kampelauge dürfte eine zufällige Auswirkung der Kluffgeometrie am Grat sein, wobei anscheinend knapp unterhalb des Grates ein größerer Kluffkörper herausbrach, während unmittelbar darüber ein relativ kompakter Felsklotz als natürliche Brücke stehen blieb.

Aufgelassener Bergbau

Das Zeichen stellt die Lage von Schächten und Mundlöchern von Stollen, jedoch nicht die Lage der Grubengebäude oder Hauptvererzungen untertage dar. Die jeweiligen Gruben und ihre Rohstoffe werden in Kap. 9. beschrieben.

Steinbruch

Dargestellt wurden nur jene Bereiche, in denen Gesteine als Massenrohstoffe entnommen wurden. Die Signatur bezieht sich nicht auf bautechnische Aushübe, Tunnelportale oder künstliche Felsböschungen an Verkehrswegen (z. B. Tauernautobahn). Die jeweils gewonnenen Bruchsteine werden im Kap. 9. (Rohstoffe) besprochen.

Kies-, Sandgrube

Siehe Kap. 9. (Rohstoffe)

Fundpunkt von Fossilien i. Allg.

Es handelt sich um mesozoische Makrofossilien des Radstädter Deckensystems (Pleißingdecke und Kesselspitzdecke).

Fundpunkt von Mikrofossilien (Conodonten)

Silurische Conodonten aus einem Eisendolomit der Lessacher Phyllonitzone (Zankwarner Berg), einem Graphitkalk des Trogwaldphyllits (Wasserfall ober St. Martin) und Karbonatgesteinen der Katschbergzone (Lisabichl-Schollenzzone).

Fundpunkt von fossilen Landpflanzen

Coniferen- und Laubbaumreste im steilgestellten neogenen Schieferthon bei der ehemaligen Ziegelei Lintsching (HEINRICH, 1977).

5. Geologischer Bau

Der penninische Inhalt des Tauernfensters bildet eine ungefähr E–W-streichende, nach N leicht konvexe, neogene Großfaltenstruktur, deren achsiale Hauptkulmination (Scheitellinie) nördlich von Gmünd im Liesertal nach ESE unter das Ostalpin abtaucht. Eine weitere Achsenkulmination befindet sich westlich und nördlich des Speierecks (Blatt Tamsweg); EXNER (1989a) nennt sie Speiereck-Kulmination. Entlang der Linie St. Peter im Liesertal – Tschaneck – St. Michael im Lungau – Speiereck fallen die penninischen Decken nach E bis ESE unter die Katschbergzone bzw. das Radstädter Deckensystem ein, wobei die Einfallswinkel meistens zwischen 20° und 45° liegen (siehe EXNER, 1989a, Strukturkarte des mittleren Lungaus). Nördlich des Speierecks schwenkt die Einfallrichtung der Nordrahmenzone und der peripheren Schieferhülle auf mittelsteil NE bis NNE um.

Der gesamte penninische Teil des Blattgebietes Tamsweg gehört zum Deckensystem der peripheren Schieferhülle und zur Nordrahmenzone, die beide gegenüber den Zentralgneiskernen (Gößgrabenkern, Hölltor-Rotgülden-Kern) allochthon sind. Sollten sich am Aufbau der Murtörl-Gruppe jurassische oder kreta-zische Bündnerschiefer beteiligen, müsste die Schrovvin-Gruppe (Permotrias) als eigenständige Decke von den tieferen Einheiten (Storz-, Kareck-Komplex und Murtörl-Gruppe) abgetrennt werden.

In den bis zu 700 m mächtigen Serizit-Chlorit-Phylliten (Grünphylliten) und untergeordneten Schwarzschiefern der Nordrahmenzone sieht EXNER (1989a) die Fortsetzung des Fuscherphyllites der Glocknergruppe und der Oberen Schwarzphyllitzone des Gasteiner Gebietes. Er deutet diese Zone als unterkretazischen oder jüngeren Bündnerschieferflysch und betrachtet sie als Fortsetzung entsprechender Phyllite der Matreier Zone am Südrand des Tauernfensters (siehe auch FRISCH et al., 1987). Aus dieser Parallelisierung ergibt sich auch die von ihm vorgenommene deckentektonische Individualisierung der Nordrahmenzone gegenüber dem tieferen Anteil der Bündnerschiefer, den er „Glocknerserie“ nennt (EXNER, 1989a). Feldgeologisch lässt sich die Liegendgrenze der Nordrahmenzone im Gebiet von Blatt Tamsweg jedoch nicht eindeutig belegen. Die Begriffe „Rahmen der Tauern N über der oberen Schieferhülle“ und „Nordrahmen“ stammen übrigens von CORNELIUS (1934) bzw. CORNELIUS & CLAR (1939), die sie für eine entsprechende Zone der Glocknergruppe verwendet haben.

Das unterostalpine Deckensystem der Radstädter Tauern liegt als angeschoppeter Deckenstapel an der Nordostecke des Tauernfensters und reicht mit seinen südöstlichen Ausläufern in den Nordwestteil des Blattgebietes Tamsweg herein. Geographisch gehören dazu: der Bergkamm von der Laper-nigspitze zum Speiereck, das Taurachtal nordwestlich von Mauterndorf, der Bergkamm Tauernhöhe – Gurpitscheck – Fanninghöhe, Teile des Weißpriachtal-es, der Katschberg und der St.-Peterwald im Liesertal. Auch der Schladminger Kristallinkomplex befindet sich in unterostalpiner Position, da er das Grundgebirge des invertierten Permomesozoikums im Umkreis des Radstädter Tauernpas-ses und im Preuneggatal (Blatt Schladming) bildet. Die von TOLLMANN (1963) postulierte Deckengrenze zwischen der so genannten „Radstädter Quarzphyllit-decke“ und dem Schladminger Kristallinkomplex existiert nicht (SCHEDL, 1981;

HEJL, 1985; SLAPANSKY & FRANK, 1987). Der interne Baustil des Schladminger Kristallinkomplexes und der Schuppenzone des Gensgitsch wird jedoch weiter unten gesondert behandelt werden. Wir betrachten zunächst das sozusagen klassische Gebiet des Unterostalpins sensu strictu.

TOLLMANN (1977) hat das Radstädter Deckensystem von tektonisch liegend zu hangend in folgende Teildecken gegliedert: Die Speiereckdecke, die Hochfeinddecke, die Lantschfelddecke, die Pleißingdecke, die Kesselspitzdecke und die großräumig invertierte Radstädter Quarzphyllitdecke als hangendste Einheit. EXNER (1989) folgt weitgehend dieser Gliederung. Im Gebiet von Blatt Tamsweg ergeben sich gegenüber TOLLMANN (1977) folgende kleinere Abweichungen: Die Speiereckdecke ist etwas kleiner als bei TOLLMANN, da sie von EXNER (1989) teilweise als unterostalpine Späne oder Großolistolithe zur Nordrahmenzone der Hohen Tauern gezählt wird. Die Hochfeinddecke TOLLMANNs wird von EXNER (1989a) Hochfeind-Weißeckdecke oder kurz Weißeckdecke genannt und als Tauchfalte interpretiert. Abweichend von TOLLMANN, der das Mesozoikum der Lantschfelddecke bei Tweng enden lässt, zieht EXNER (1989a) diese Metasedimente 9 km weiter nach SE bis St. Gertrauden bei Mauterndorf. TOLLMANN lässt die Pleißingdecke bei Purn, 2 km SE von Tweng auskeilen. EXNER (1989a) zieht sie 6 km weiter bis Veitl (nördlich von Mauterndorf) und bezeichnet diese Verlängerung als Veitl-Kristallinlamelle. Die Moserkopf-Schuppenzone EXNERS zwischen dem Purngraben ESE Tweng und dem Moserkopf N Mauterndorf ist eine Digitation innerhalb der stratigraphisch verkehrten Liegendserie des Fanning-Phyllites. TOLLMANN hatte diesen altpaläozoischen Phyllit zu seiner Quarzphyllitdecke gestellt.

Das Radstädter Deckensystem NW von Mauterndorf streicht ziemlich einheitlich NW–SE, wobei die s-Flächen nach NE einfallen und Vergenz nach NE vorherrscht. Im Raum Mauterndorf – St. Michael vollzieht sich ein Umschwenken des Streichens über N–S nach NE–SW, wobei die s-Flächen nach SE einfallen (Katschbergzone). Die Hauptlineation (Mineralelongation), die auch der Hauptfaltenachse entspricht, fällt im Gesamtgebiet des Radstädter Deckensystems flach bis mittelsteil nach SE ein. Sie wird von einer jüngeren Knitterung um NE-Achsen überprägt. Das Bewegungsbild der Falten, Schuppen und (Teil-)Decken korreliert mit der genannten Hauptfaltenachse (EXNER, 1989a). Die unterostalpinen Deckenkörper der Radstädter Tauern wurden in der Unterkreide zunächst als synsedimentäre Gleitdecken angelegt und in weiterer Folge als Schleppdecken (TOLLMANN, 1968) unter dem Hauptkörper der ostalpinen Schubmasse – sozusagen passiv – über das Penninikum verfrachtet.

Das Schladminger Deckensystem und die Schuppenzone des Gensgitsch werden durch einen Großfaltenbau mit NW–SE- bis W–E-Streichen und die bereits erwähnte Stockwerkstektonik beherrscht (siehe Kap. 3. Erforschungsgeschichte). Im hintersten Weißpriachtal (Umgebung Ulnhütte) reicht der invertierte Muldenkern der Kalkspitzentrias bis auf Blatt Tamsweg herein. Diese isoklinale Falte ist im S geschlossen und ihre Schenkel fallen mittelsteil nach NE ein. EXNER (1989a, 1990) lässt diese Liegendfalte gegen SE in eine hypothetische, ebenfalls nach NE einfallende, im Talgrund des Vorderen Weißpriachtals verlaufende und daher nirgends aufgeschlossene Schuppengrenze auslaufen. Sie bildet die Grenze zwischen seiner „Weißpriach-Gneislamelle“, die er ins Radstädter Deckensystem stellt, und seiner „Schladminger Gneisdecke“, die er zum Hauptkörper des Ostalpins zählt. Da sich die Gneise des Schladminger Kristallinkomplexes rund um den Muldenkern der Kalkspitzen-Permotrias in ähnlicher Lithologie verfolgen lassen, kommt mir eine derartige Trennung des Schladminger Kristallinkomplexes in einen unterostalpinen und einen tektonisch höheren Anteil jedoch ziemlich künstlich vor. Der Schladminger Kristallinkomplex in seiner Gesamtheit weist einen isoklinalen Liegendfaltenbau mit Übergängen zu Schuppen und Stockwerkstektonik auf. Im Gebiet der Teufelskirche erkannte EXNER (1989a) eine NW–SE-streichende Walze (antiklinale Tauchstirne) im Han-

genden der Kalkspitzen-Permotrias. Auch das als „Schuppenzone des Gengsitsch“ ausgewiesene Kristallin im Gebiet Zehnerkarspitze – Gengsitsch bildet nach SE eintauchende Walzen mit jeweils NE-fallendem Südteil und SW-fallendem Nordteil. Gegen E setzt sich diese aus Amphiboliten und Granatglimmerschiefern (örtlich mit Pseudomorphosen nach Staurolith) bestehende Zone über die Granglitzalmen (S Gumma, 2316 m) in die östliche Talflanke des Lessachtalles zwischen Lachriegel (2125 m) und Wagenberg fort. Dort fällt sie steil nach S und bildet gewissermaßen die Südabdachung des Gneisgewölbes der Schladminger Tauern. Argumente für die deckentektonische Individualisierung der Schuppenzone des Gengsitsch gegenüber der Hauptmasse des Schladminger Deckensystems sind die unterschiedliche Lithologie und die wesentlich stärkere tektonische Beanspruchung der Schuppenzone. Ihre Zugehörigkeit zum Schladminger Kristallinkomplex ist jedenfalls nicht erwiesen. EXNER (1989a, S. 80) ist überhaupt der Meinung, dass die Granatglimmerschiefer dieser Zone mit jenen des südlich der Lessacher Phyllonitzone gelegenen Nock-Kristallins zusammenhängen. Somit bleiben die tektonische Stellung und die lithofazielle Zugehörigkeit der Schuppenzone des Gengsitsch vorerst unklar.

Die eoalpinen Strukturen des Schladminger Deckensystems (isoklinale Gneiswalzen, Schuppen- und Stockwerkstektonik) werden durch einen anscheinend jüngeren, offenen Großfaltenbau überprägt. Im Zuge der neogenen Aufwölbung der Schladminger Tauern entstand eine E–W-streichende Großantiklinale, deren achsiale Kulmination ungefähr durch den Gebirgsstock des Hochgollings (2863 m, Blatt 127 Schladming) verläuft.

Die Lessacher Phyllonitzone verläuft entlang des Südfußes der Schladminger Tauern im tektonisch Hangenden des Schladminger Deckensystems und der Schuppenzone des Gengsitsch. Sie enthält retrograd metamorphe, tektonisch stark beanspruchte Gesteine der liegenden und hangenden Einheiten (Schladminger Kristallinkomplex und Wölz-Komplex), aber auch progressiv metamorphe altpaläozoische Karbonatgesteine und Phyllite. Die Lagerungsverhältnisse innerhalb der Phyllonitzone sind sehr uneinheitlich. Am Zankwarner Berg herrscht steiles Südfallen vor, südlich von Sonndörfel ENE-Fallen. Die Zone als Ganzes scheint steil nach S unter das nördliche Koralpe-Wölz-Deckensystem einzufallen.

Das präneogene Grundgebirge westlich der Katschbergzone bzw. südlich der Lessacher Phyllonitzone wurde von EXNER (1989a, 1990) unter der Bezeichnung Nock-Kristallin zusammengefasst. Es besteht nach heutiger Auffassung (z. B. SCHUSTER & FRANK, 1999) aus zwei, wahrscheinlich früh-eoalpin angelegten Hauptdeckensystemen, nämlich dem Koralpe-Wölz-Deckensystem im Liegenden und dem Bundschuh-Deckensystem im Hangenden.

Das Koralpe-Wölz-Deckensystem wird im Gebiet von Blatt Tamsweg durch den nach den Wölzer Tauern benannten Wölz-Komplex vertreten. Er erstreckt sich vom Krangler Berg im Liesertal über den Höhenrücken Aineck – Teuerlnock, den Hollersberg und Mitterberg bis ins zentrale Lungauer Becken, wo er das Grundgebirge des Tamsweger Neogens bildet, und tritt in der Südostecke des Blattgebietes noch einmal im Ramingstein-Fenster zutage. Der Wölz-Komplex besteht hauptsächlich aus Granatglimmerschiefern mit unterschiedlich starker retrograder Überprägung. Phyllitische Granatglimmerschiefer mit starker Diaphthorese überwiegen im Hangenden der Katschbergzone und im zentralen Lungauer Becken, während frische Granatglimmerschiefer mit noch gut erhaltenen Gleichgewichtsparagenesen des eoalpinen Metamorphosehöhepunktes bevorzugt im Ramingstein-Fenster auftreten.

Die phyllitischen Granatglimmerschiefer im unmittelbaren Hangenden der Katschbergzone (Liesertal, Aineck) fallen mittelsteil nach SE ein, ihre Lineationen und Faltenachsen streichen SW–NE, wobei die Achsen zwischen dem Aineck und dem Murtal flach nach NE einfallen (EXNER, 1989a). Am Hollersberg und am westlichen Mitterberg zeigen die Achsenrichtungen eine stärkere Streuung,

fallen aber weiterhin gehäuft nach NE ein. Im Ostteil des Mitterberges treten aber auch N-fallende Achsen auf. Hier und im Gebiet nördlich des Tamsweger Neogens (Wiesberg und Wöltinger Berg) fallen die s-Flächen der Glimmerschiefer zumeist mittelsteil nach NE ein; es gibt aber auch viele abweichende Orientierungen.

Die Granatglimmerschiefer des Ramingstein-Fensters sind vor allem in tektonisch tiefer Lage grobschuppig und ohne nennenswerte retrograde Alteration. Gegen Hangend treten auch vermehrt Serizit-Phyllonite nach Granatglimmerschiefer auf. Die Chloritisierung ist aber gering; Granat und Biotit bleiben weitgehend erhalten. Am Rande zum auflagernden Bundschuh-Paragneis sind die Phyllonite besonders häufig (EXNER, 1991). Lineationen und Faltenachsen streichen NNE–SSW. Die s-Flächen fallen flach nach W unter den Bundschuh-Paragneis ein.

Die Auflagerung des Bundschuh-Priedröf-Komplexes auf den Glimmerschiefern des Wölz-Komplexes ist seit langem bekannt (GEYER, 1892, 1893), wurde in weiterer Folge aber verschieden interpretiert: SCHWINNER (1927) nahm eine normale stratigraphische Abfolge von Paragneis auf Glimmerschiefer an; KOBER (1922) vermutete zunächst eine alpidische, dann aber eine variszische Deckengrenze (Koriden über Muriden, KOBER, 1938); auch TOLLMANN (1977) plädierte für eine voralpidische Überschiebung (Priedröfgneis über Wölzer Glimmerschiefer); SCHUSTER & FRANK (1999) glaubten, eine alpidische Überschiebung belegen zu können. Die tatsächlichen Verhältnisse sind aber nicht ganz so einfach, wie es das Modell von SCHUSTER & FRANK (1999) vermuten lässt. Innerhalb des Bundschuh-Priedröf-Komplexes gibt es nämlich auch mehrere konkordante Züge von Granatglimmerschiefern mit einphasig gewachsenem Granat, die von jenen des Ramingstein-Fensters nicht zu unterscheiden sind (EXNER, 1991). Demnach müsste die früh-eoalpine Tektonik zu einer intensiven Verschuppung des Bundschuh-Priedröf-Komplexes mit den darunter liegenden Glimmerschiefern des Wölz-Komplexes geführt haben.

Der Bundschuh-Priedröf-Komplex weist im Blattgebiet Tamsweg eine großräumige synklinale Einmuldung auf (GEYER, 1892; EXNER, 1991). Die Achse dieser Großsynklinale streicht SSW–NNE und befindet sich exzentrisch im Ostteil des Gneisareals. Sie verläuft von der Suppanalm über den Hühnerleitennock nach Winkl im Thomatal. Den Ostschenkel dieser Mulde bilden die 2 bis 3 km breiten und 1,0 bis 1,5 km mächtigen, flach bis mittelsteil W-fallenden Paragneise im Tal des Klölingbaches und im Geigenwald. Der Westschenkel der Mulde ist wesentlich breiter (bis über 8 km) und laut EXNER (1991) 4 bis 7 km mächtig. Er besteht nicht nur aus Bundschuh-Paragneisen sondern auch aus mächtigen Zügen von Granatglimmerschiefer. Die Lineationen und Faltenachsen streichen im Westschenkel und an den Südhängen des Thomatals SSW–NNE, also parallel zur Achse der Großmulde. Weiter westlich, besonders am Südrand des Blattgebietes Tamsweg herrschen jedoch SE- bis ESE-fallende Lineationen und Faltenachsen vor, die sich bis zum Liesertal südlich Rennweg fortsetzen. Im Nordteil des Bundschuh-Priedröf-Komplexes sind diese SE-Lineationen (Mineralelongation) zwar auch vorhanden, aber nicht vorherrschend. Sie werden von den jüngeren NNE–SSW-streichenden Knitterungsachsen überprägt. Im Gebiet des Schwarzenberges setzt sich die synklinale Einmuldung des Bundschuh-Priedröf-Komplexes nach N fort und biegt sigmoidal nach ENE um (THIELE, 1961; EXNER, 1994). Auch die horizontalen bis flach geneigten Lineationen und Faltenachsen streichen im östlichen und mittleren Teil des Schwarzenberges noch SSW–NNE und schwenken bei Tamsweg kontinuierlich in die NE- und schließlich ENE-Richtung um. Gut zugängliche Felsaufschlüsse im Biotit-Plagioklas-Gneis des Schwarzenberges befinden sich am Leonhardsberg, S Tamsweg, beim Sender (Kote 1336 m). Der Gneis ist hier ein typischer B-Tektonit mit nach NE geneigter Faltenachse, die mit der Lineation ident ist. Die ac-Klüfte sind als bis zu 1 m mächtige Quarzgänge ausgebildet. Ähnliche B-Tektonite finden sich im Südteil

des Schwarzenberges, im landwirtschaftlichen Versuchsgelände „Krameterhof“ (Saudorf) des bekannten „Agrarrebell“ Sepp HOLZER. Auch hier treten in den ac-Klüften bis zu 1 m mächtige Quarzgänge und an einer Stelle sogar ein 20 cm dicker Plagioklaspegmatit auf (EXNER, 1994a). Falls die B-Tektonik alpidisch ist, dürfte dieser Pegmatit nicht älter als früh-eoalpin sein.

Das Neogen des Tamsweger Beckens erstreckt sich zwischen Mariafpfarr im W und Sauerfeld im E (Nachbarblatt Stadl a.d. Mur) über eine Länge von 12 km. Infolge tektonischer Einmuldung und/oder Grabenbildung ist eine ungefähr 400 m mächtige Beckenfüllung erhalten geblieben. Trotz schlechter Aufschlussverhältnisse lässt sich die Struktur des Tamsweger Neogens am ehesten als ein Schollenmosaik von Mulden und Halbgräben begreifen. Die sinistrale Prebersee-Störung verläuft in W-E-Richtung am Südfuß der Schladminger Tauern entlang, liegt aber gut 2 km nördlich des gegenwärtigen Verbreitungsgebietes neogener Sedimente (EDER & NEUBAUER, 2000). Eine andere, jedoch nur hypothetisch fassbare Störung, verläuft von Mauterndorf nach E durch das Moränengelände entlang der Taurach. Diese mutmaßliche Störung ist zwar nirgends aufgeschlossen, könnte aber durchaus den Südrand des westlichen Teilbeckens (Gebiet Mariafpfarr – Tamsweg) bilden. Am NW-Hang des Schwarzenberges sind Erosionsreste des neogenen Grundkonglomerates erhalten geblieben (EXNER, 1994). Die sedimentäre Schichtung dieser Konglomerate streicht um N-S und fällt flach bis mittelsteil nach W ein. Im E heben diese Konglomerate über den Gneis des Leohnardsberges aus, im N und W verschwinden sie unter Moräne, Terrassenschottern, Gehängeschutt und den Alluvionen des Murtals. Als hypothetische Nordgrenze dieser Neogenvorkommen käme die Murtalstörung in Frage.

6. Kurzgefasste Entwicklungsgeschichte

Das präpermische Grundgebirge des Penninikums und der ostalpinen Decke waren Teil des variszischen Gebirges, welches zuvor in mehreren Phasen vom Devon bis zum frühen Perm entstanden war. Die Paläogeographie des inneralpinen Varizikums im Allgemeinen und die damalige Anordnung der Grundgebirgseinheiten des gegenwärtigen Blattgebietes Tamsweg im Besonderen sind nicht genau bekannt. Aus der Kenntnis der alpidischen Tektonik und ihrer Rückwicklung ergibt sich zwar eine ungefähre Vorstellung von der relativen Lage der gegenwärtig erhaltenen Grundgebirgseinheiten am Ende der variszischen Ära (siehe z. B. RATSCHBACHER & FRISCH, 1993), die Rekonstruktion der prävariszischen Konfiguration bleibt aber einstweilen spekulativ und nicht schlüssig ableitbar.

Silurische Eisendolomite und Bänderkalke der Katschbergzone, der Fanning-Phyllitzone und der Lessacher Phyllonitzone sind die ältesten fossilbelegten Gesteine des Blattgebietes Tamsweg. Alle anderen Vorkommen von mutmaßlich altpaläozoischen Metasedimenten im Blattgebiet sind nicht fossilbelegt. Altpaläozoische oder eventuell auch spätproterozoische Eduktalter sind für die Paragneise des Storz- und Kareck-Komplexes anzunehmen sowie für die Paragneise und Metabasite des Twenger und Schladminger Kristallinkomplexes. Die Eduktalter des Wölz-Komplexes sind unbekannt: NEUBAUER & FRISCH (1993) vermuten in den Glimmerschiefern Oberordovizium bis Unterdevon. Auch das Eduktalter der Bundschuh-Paragneise ist unbekannt: EXNER (1994) meint, der Biotit-Plagioklas-Gneis könne aus präkambrischen Arkosen hervorgegangen sein; an anderer Stelle (EXNER, 1991) hatte er gemeint, es könne sich um einen metamorphen Anesit handeln.

Die variszische Metamorphose des penninischen Grundgebirges ist im Blattgebiet Tamsweg zwar zu erahnen, aber phasenpetrologisch nicht genau einzu-stufen. Sie äußert sich in einer migmatischen Bänderung der Gneise des Storz- und Kareck-Komplexes. Voralpidische Migmatite sind auch im Schladminger

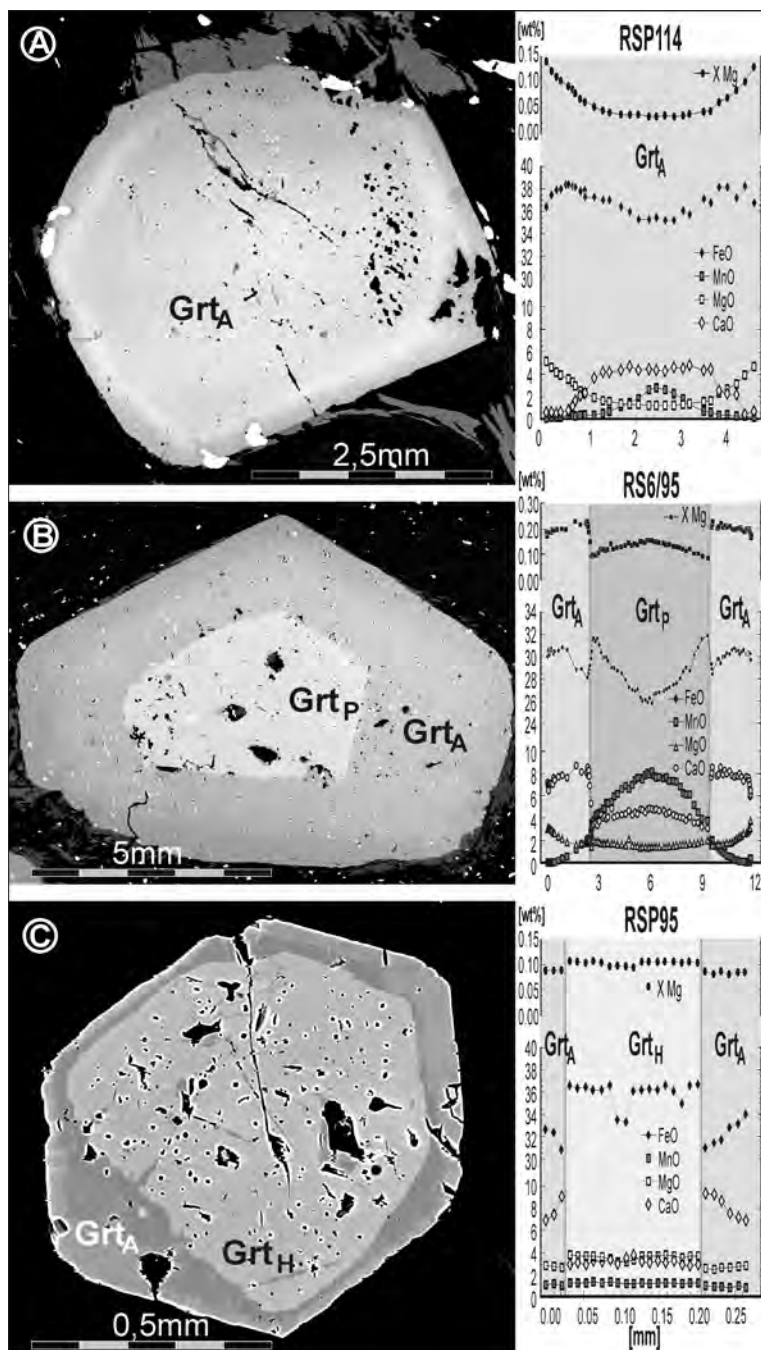
Kristallinkomplex häufig (HEJL, 1993, 1995, 1996). Sie können nicht jünger als Unterkarbon sein, da sie auf dem nördlich angrenzenden Blattgebiet Schladming von Muskovitpegmatiten durchschlagen werden, deren Muskovitkerne K-Ar-Alter von ca. 340 Ma ergeben haben (HEJL, 1984). Die variszische Metamorphose des Bundschuh-Priedröf-Komplexes fand unter amphibolitfazialen Bedingungen statt (SCHUSTER & FRANK, 1999).

Voralpidische Plutonite sind im Blattgebiet Tamsweg als Granit- und Granodioritgneise des Twenger Kristallinkomplexes, als Granit- und Dioritgneise des Schladminger Kristallinkomplexes und als Bundschuh-Orthogneis überliefert. Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochronen und Helglimmeralter aus benachbarten Gebieten (FRIMMEL, 1986) lassen auf ein spätdevonisches Intrusionsalter der Bundschuh-Orthogneise schließen. Die Orthogneise der Schladminger Tauern sind aus kalk-alkalischen I-Typ-Granitoiden hervorgegangen (SCHERMAIER et al., 1997).

Nach der variszischen Gebirgsbildung waren alle Kontinente der Erde im Superkontinent Pangäa vereinigt. Das variszische Gebirge Europas lag im Gebiet der wechselfeuchten Tropen und war im Perm schon weitgehend erodiert. Die festländischen Sedimente des Alpinen Verrucano und der permische Anteil der Schrovín-Gruppe wurden auf dem eingerumpften variszischen Gebirge der nördlichen Randtropen abgelagert. In der Trias transgredierte die Tethys entlang der Südküste Laurasias, des nördlichen Teilkontinentes Pangäas. Auf dem ausgedehnten Kontinentalschelf entwickelte sich ab der Mitteltrias eine breite Karbonatplattform. Das gesamte Ostalpin war zumindest zeitweise ein Teil dieses Schelfgebiets. Im N grenzte das Schelfmeer an das Vindelizisch-Böhmische Land und im S an die ozeanische Kruste der nach SE offenen Tethys. Das Unterostalpin des Radstädter Deckensystems lag damals im NW-Teil des Schelfmeers, während die Hauptmasse des Ostalpins (einschließlich der Nördlichen Kalkalpen) weiter im S und E, näher am pelagischen Faziesraum der offenen Tethys beheimatet war.

Diese Konfiguration blieb bis in den Unterjura erhalten. Danach trennten sich Nordamerika und Afrika, wobei sich ein zunächst schmaler Ozean im Gebiet des südlichen Nordatlantiks bildete. Ein östlicher Ausläufer dieses frühen Atlantiks verlief über das Transform-Störungssystem „Große Neufundlandbank – Azoren – Gibraltar“ bis in den Tethysschelf herein und trennte das Ostalpin vom helvetischen Schelf und der kontinentalen Kruste Europas (FAUPL, 1997). Spätestens ab dem frühen Oberjura (Malm) war diese Trennung vollzogen. Die Kruste des Ostalpins war nun nicht mehr Teil Europas. Zwischen dem Ostalpin und dem europäischen Schelf (Helvetikum und späterer Molasseuntergrund) verlief der Penninische Ozean. Ein Teil der jurassisch-kretazischen Bündnerschiefer des späteren Tauernfensters (Penninikum) wurden auf dieser neu gebildeten ozeanischen Kruste abgelagert.

Während des Juras begann auch die Schließung der nördlichen Tethys am SE-Rand des Ostalpins. Im Malm kam es zu ersten Deckenbewegungen am ostalpinen Schelf: Die juvavischen Decken (z.B. die Dachsteindecke) glitten über das Tirolikum der späteren Nördlichen Kalkalpen (MANDL, 2000). Im Unterostalpin der Radstädter Tauern kündigen sich die Deckenbewegungen durch das Auftreten von Brekzien ab dem Jura (Türkenkogelbrekzie) und besonders im Malm und der frühen Unterkreide (Schwarzeckbrekzie) an (TOLLMANN, 1977; HÄUSLER, 1988). Während der Unter- und Mittelkreide wurden dann größere Teile des Ostalpins in den Deckenbau einbezogen. Aus dieser Zeit stammt der Deckenbau der Radstädter Tauern, der Liegendfallenbau und die Stockwerkstektonik des Schladminger Deckensystems, die Einmuldung und Verschuppung der Lessacher Phyllonizone und wahrscheinlich auch der deckentektonische Transport des Bundschuh-Deckensystems über das Koralpe-Wölz-Deckensystem. Letzterer sollte noch vor dem thermischen Höhepunkt der eoalpinen Metamorphose (vor ca. 90 Ma) abgeschlossen gewesen sein (SCHUSTER & FRANK, 1999; Abb. 6).



Diese eoalpine Metamorphose des Ostalpins erreichte im Blattgebiet Tamsweg die Bedingungen der hoch temperierten Grünschieferfazies bis beginnenden Amphibolitfazies (SCHUSTER et al., 2004). Vor ungefähr 90 Ma (ältere Oberkreide) war der interne Deckenbau des Ostalpins im Wesentlichen vollendet.

Ob Teile des penninischen Inhalts des Tauernfensters von einer eoalpinen (kretazischen) Hochdruckmetamorphose erfasst wurden, bleibt vorerst unklar. Ein kretazisches Alter der Eklogite des Tauernfensters wurde zwar von manchen Autoren angenommen (FRANK et al., 1987; HÖCK et al., 1994), konnte aber bisher nicht isotopengeologisch nachgewiesen werden. Die Blauschiefermetamorphose des mittleren Tauernfensters fand jedenfalls nicht vor dem Alttertiär (Eozän) statt (ZIMMERMANN et al., 1994). Spätestens zu dieser Zeit vor ungefähr 40 Ma muss der penninische Sedimentationsraum vollständig geschlossen und unter das Ostalpin subduziert worden sein. Im Anschluss an die Blauschiefermetamorphose wurde der gesamte Inhalt des späteren Tauernfensters während des Oligozäns durch eine grünschiefer- bis amphibolitfazielle Metamorphose (Tauernkristallisation) überprägt. Im Blattgebiet Tamsweg erreichte die Tauernkristallisation nur die Grünschieferfazies.

Nach dem thermischen Höhepunkt der Tauernkristallisation begann der Aufstieg des Tauernpenninikums. Seine Exhumierung wurde durch eine großräumige antiklinale Faltung, durch orogenparallele Extension (GENSER & NEUBAUER, 1989) und die oberflächliche Abtragung ermöglicht. Ein erstes zusammenhängendes Relief hatte sich im Ostalpenraum schon im Oligozän, im Anschluss an die alttertiäre Gebirgsbildung entwickelt. Allerdings sind im Blattgebiet Tamsweg keine Reliefreste aus dieser Zeit erhalten geblieben. Die untermittelmiozänen Blattvergesellschaftungen von Lintsching deuten ebenfalls auf ein gewisses Relief in der Umgebung des Tamsweger Beckens hin (STRÖBITZER, 1999). Während der Sedimentation des Tamsweger Neogens hatten das Penninikum der Hohen Tauern und das Unterostalpin des Radstädter Deckensystems noch nicht die Erdoberfläche erreicht. Ihre erosive Freilegung im Tauernfenster fand nicht vor dem späten Miozän, d. h. erst während der letzten ca. 10 Ma statt (STAUFENBERG, 1987; HEJL, 1998).

Während des pleistozänen Eiszeitalters, das vor ungefähr 1,8 Ma begann, kam es zu mehreren Vereisungen Skandinaviens und der Alpen. Die Grundzüge der fluvialen Entwässerung der Ostalpen waren zu Beginn des Pleistozäns schon ganz ähnlich wie heute. Gletscher haben die bereits existierende fluviale Zertalung zwar nachhaltig überprägt aber keine neuen Täler geschaffen.

Die Sedimente der älteren Vereisungen und Interglaziale sind im Lungau größtenteils nicht erhalten geblieben, d. h. sie wurden später wieder ausgeräumt. Interglaziale Terrassensedimente unter würmzeitlicher Grundmoräne sind im Murtal bei Unternberg aufgeschlossen. Auch die Stauseesedimente bei der ehemaligen Ziegelei Flatschach stammen aus dem letzten Interglazial (EXNER, 1989a). Im Würm-Hochglazial vor 20.000 Jahren lag das zentrale Lungauer Becken ungefähr 1000 m unter dem Eis des Murgletschers. Über den Katschberg bestand eine Eisverbindung zum Draugletscher. Im Zuge der spätglazialen klimatischen Erwärmung zogen sich die Gletscher zunächst in die Haupttäler und dann in die Hochkare zurück. Im Spätstadium dieser Entwicklung, aber noch unter den Bedingungen des Permafrostes, bildeten sich in höheren Lagen (oberhalb ca. 1800 m) Blockgletscher und periglaziale Schuttströme.

Jene Gebiete, die erst vor kurzem eisfrei geworden waren, trugen zunächst fast keine Vegetation und waren daher einer starken Hangdenudation ausge-

Abb. 6: Beispiele für mehrphasiges Granatwachstum in Paragneisen des Ostalpinen Altkrystallins (aus SCHUSTER, 1999, S. 43).

A) Ramingstein-Fenster; Wölz-Komplex.

B) Bretstein-Tal; Wölz-Komplex.

C) Rahmen des Ramingstein-Fensters; Bundschuh-Komplex.

setzt. An den Flanken der glazial übertieften Täler kam es auch vermehrt zu Berg- und Felsstürzen, da die stützende Wirkung des Eiskörpers im Tal weggefallen war. Die Geschichte der spät- und postglazialen Wiederbewaldung lässt sich an der Pollenstratigraphie der Moore ablesen (KRISAI et al., 1991). Unter den Baumpollen des frühen Spätglazials (Älteste Dryaszeit) überwiegt *Pinus*; die Pollen der Kräuterflora belegen das Bild einer Kältesteppe, wie sie gegenwärtig in Teilen Innerasiens vorkommt. Ab 13.000 Jahre vor heute (BP) trug der Lungau bis 1700 m SH hinauf einen nahezu geschlossenen Kiefern-(Zirben-)wald. Erst im frühen Holozän (9000 BP) begann das Stadium der Fichtendominanz (*Picea*). Die Fichte breitete sich sehr schnell bis 1800 m SH aus und drängte die Kiefer zurück. Auch Birken (*Betula*) waren später nur mehr in kleinen Beständen vorhanden. Im späteren Holozän (ab ca. 5000 BP) kam auch die Tanne (*Abies*) etwas häufiger vor, jedoch blieb die Fichtendominanz bis in die Gegenwart erhalten.

Als die ersten Siedler (eventuell Illyrer oder Kelten) den Lungau betraten, fanden sie in den Tälern einen ziemlich geschlossenen Fichtenurwald mit einigen Tannen vor. Die menschliche Landnutzung äußert sich in den Pollenprofilen der Moore durch das Vorkommen von Getreidepollen. Infolge des frühmittelalterlichen Bevölkerungswachstums kam es zu vermehrten Rodungen, wodurch sich der Lungau allmählich zur heutigen Kulturlandschaft entwickelte.

7. Rezente Tektonik und Seismizität

Von der neogenen Hebung der Hohen und Niederen Tauern sowie der bruchtektonischen Zerlegung des Tamsweger Neogens war schon in den vorigen Kapiteln die Rede. Einige der damit verbundenen Bewegungen scheinen sich bis in die Gegenwart fortzusetzen. Dies gilt vor allem für die abschiebenden Bewegungen am Ostrand des Tauernfensters.

Anhand von Präzisionsnivelements entlang der Tauerneisenbahn (Gasteiner Tal – Mölltal) wurde festgestellt, dass sich die Hohen Tauern rezent um ungefähr 1 mm/a heben (SENFL & EXNER, 1973). Gegenüber dieser relativ schnellen Hebung bleibt der Rahmen des Tauernfensters deutlich zurück (siehe auch MEURERS, 1992, S. 124 f.). Allerdings muss betont werden, dass es nur wenige Messstationen gibt, deren Hebungsraten die zweifache mittlere Standardabweichung überschreiten und daher als statistisch gesichert gelten. Dennoch ergibt sich aus der Synopsis von Strukturgeologie, Geochronologie (Spaltspurdatierung) und Geophysik (Schwerefeld und Präzisionsnivelements) eine hohe Wahrscheinlichkeit für eine relativ kleinräumige Konzentration abschiebender Relativbewegungen am Ostrand des Tauernfensters (Katschbergzone).

Über Erdbeben im Lungau berichtete DRIMMEL (1980, S. 523 und Abb. 142). Ein schwaches Beben, dessen Epizentrum zwischen Mauterndorf und Unternberg lag, fand am 4. März 1982 statt. Laut Aufzeichnungen der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (Wien) lag der Bebenherd in 4 km Tiefe. Die Epizentralintensität betrug 4,75 auf der 12-teiligen Skala von MERCALLI-SIEBERG. Nach Aussage der Bewohner von Mauterndorf und Umgebung war dieses Beben auf alluvialen Sedimenten des Talgrundes (Begöriach und SE Pfarrkirche Mauterndorf) anhaltend stark spürbar, während man in den Häusern auf dem anstehenden Wettersteindolomit des Mauterndorfer „Burgstalles“ nur einen kurzen Stoß spürte (EXNER, 1989a).

In den Gräben nördlich von St. Georgen (Liesertal) liegt ein tektonisch zerlegtes Mosaik gekippter, aber anstehender Felsen aus Katschberg-Phyllit, welches von EXNER (1989a) auf junge Bebenaktivität entlang N-S-streichender fault scarps zurückgeführt wird. Ein Zusammenhang mit der regionalen Abschiebung am Ostrand des Tauernfensters kann auch hier als wahrscheinlich angenommen werden.

8. Aerogeophysikalische Landesaufnahme

Die Aufnahmen zur Aeromagnetischen Vermessung Österreichs (AMVÖ) wurden in den Jahren 1978 bis 1982 mittels eines Kernpräzessionsmagnetometers durchgeführt (GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987). Das Blatt Tamsweg liegt, abgesehen von einem 2 km breiten Streifen am südlichsten Blattrand, im Bereich eines konstanten Flughorizontes von 3000 m über Adria Null. Der Abstand zwischen einzelnen N–S-verlaufenden Messprofilen betrug etwa 2 km, der zwischen den E–W-verlaufenden Kontrollprofilen etwa 10 km.

Die Ergebnisse sind in Form einer Isanomalienkarte der magnetischen Totalintensität dargestellt, wobei Abweichungen der Totalintensität des Erdmagnetfeldes vom globalen Internationalen Geomagnetischen Referenzfeld (IGRF), welche durch die magnetischen Eigenschaften der oberen bis obersten Erdkruste bedingt sind, als Anomalien erkennbar werden (Abb. 7).

Die Daten sind nicht polreduziert, das heißt, dass aufgrund der Inklination des magnetischen Feldvektors die Lagen von Anomalien und Störkörpern nicht genau übereinstimmen, bzw. die Anomalien nicht senkrecht über den Störkörpern liegen.

Starke Magnetisierungen in Gesteinen entstehen durch ferrimagnetische Minerale mit hoher magnetischer Suszeptibilität. In den allermeisten Fällen sind dies Magnetit, Titanomagnetit, Maghemit und Pyrrhotin. Gesteine mit hoher Suszeptibilität sind vorwiegend basische bis ultrabasische Magmatite und aus diesen hervorgegangene Metamorphite sowie Mineralisierungen oder Erze der oben genannten Minerale.

Die Ergebnisse der Aeromagnetik sind sehr gut mit den geologischen Befunden korrelierbar.

Eine große markante Anomalie mit einem Maximum von >70 nT (auf 3000 m) zwischen St. Michael und Mauterndorf nimmt den gesamten SW des Kartenblattes ein, sowie den SE des Nachbarblattes 156 Muhr (HEINZ et al., 1987; HÄUSLER et al., 1995). Diese Anomalie ist am ehesten durch mächtigere Körper von Serpentiniten, eventuell auch treten Metabasiten des Storz-Komplexes im Untergrund zu erklären. Derartige Serien treten auf Blatt Muhr anstehend auf und bewirken dort eine markante Kette von magnetischen Maxima. Einzelne metermächtige Lagen (Hornblende-Magnetitfelse) können bis zu 35% Magnetit enthalten (EXNER, 1971). Der Storz-Komplex taucht gegen NE bis E unter höhere Einheiten ab. Eine magnetische 2D-Modellrechnung der Anomalie auf Blatt Tamsweg (HEINZ et al., 1987) ergab im NW–SE-Schnitt einen Störkörper in Form einer dünnen, maximal 300 m mächtigen, mehr als 10 km langen Platte, die flach gegen NW geneigt ist, wie dies bei etwas steilerem N- und flacherem E-Einfallen der Schieferhüllserien zu erwarten ist. Der Störkörper liegt in einer Tiefe von 1,5 bis 2,5 km unter Adria Null, was ebenfalls mit der vermuteten Tiefenlage des Storz-Komplexes in diesem Bereich gut übereinstimmt.

Es liegen aus dem Bereich des östlichen Tauernfensters leider keine Suszeptibilitätsbestimmungen vor, allerdings gibt es solche an vergleichbaren Serien des zentralen Tauernfensters (Basisamphibolit, Stubachtaler Ultrabasisit-Komplex, Habachformation): randlich serpentinierte Ultrabasisite: $\kappa = 36$ bis 592×10^{-3} (SI), Basisamphibolit: $\kappa = 6 \times 10^{-3}$ (SI), Amphibolite der Habachformation: $\kappa = 1$ bis 2×10^{-3} (SI) (HEINZ & PESTAL, 1988).

Solch hohe Suszeptibilitäten würden einen Ultrabasisitkomplex in mehreren km Tiefe als Störkörper durchaus wahrscheinlich machen.

Die Basite und Ultrabasisite der Bündnerschiefer-Gruppe, die in Form von Serpentiniten und Grünschiefern am Westrand des Kartenblatts 157 aufgeschlossen sind, treten magnetisch nicht deutlich in Erscheinung. Inwieweit sie eine Modifizierung der Anomalie von St. Michael – Mauterndorf bewirken, könnte durch eine 3D-Modellierung herausgearbeitet werden. Die leichten Ausbuchtungen des Maximums im NE sowie im S könnten durch diese Gesteine bedingt sein. Auch die

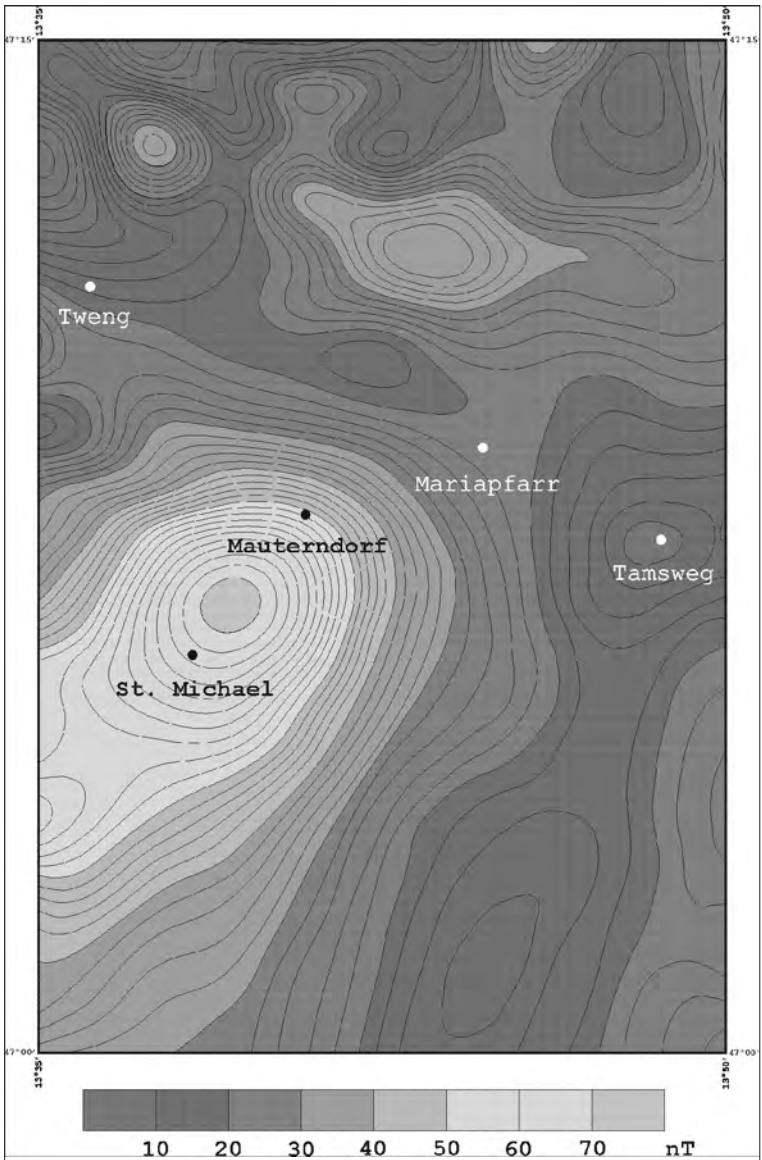


Abb. 7: Isanomalien der Totalintensität mit Isolinienabstand 2 nT.
 Flughorizont: 3000 m über Adria Null; Regionalfeldkorrekturen (IGRF Epoche 1977,7): 2,67 nT/km Richtung Nord, 0,74 nT/km Richtung Ost; mittlere magnetische Inklination: 63,0°; mittlere magnetische Deklination: -0,5°; mittlere Totalintensität: 47.000 nT.
 Aeromagnetische Karte der Republik Österreich, Blatt 157 Tamsweg (Original 1 : 50.000, in HEINZ et al., 1987, Beil. 4c).

Tatsache, dass das nördliche Minimum dieser Anomalie nur undeutlich entwickelt ist, könnte auf Überlagerungseffekte zurückzuführen sein.

Die unterostalpinen Radstädter Decken, die Katschbergzone und der Fanning-Phyllit mit Permomesozoikum bauen sich überwiegend aus nur gering magnetisierbaren Gesteinen auf, was sich in Totalintensitäten von etwa 10 bis 30 nT und in ruhigem Anomalienverlauf äußert.

Dasselbe gilt für die Serien des überwiegend aus Paragneisen und Granatglimmerschiefern bestehenden Bundschuh-Priedröf-Komplexes, die eine sehr ruhige, mit etwa 10 bis 30 nT gering magnetisierte NNE–SSW-streichende Zone im SE-Teil des Kartenblattes bewirken. Dabei entspricht die Achse dieser Zone des magnetischen Minimums exakt der Achse einer großräumigen Synklinale dieser Gesteine.

Das Wölzer Deckensystem, das neben überwiegend Glimmerschiefern und anderen Paragesteinen immer wieder Einschaltungen von Amphiboliten und verwandten Gesteinen aufweist, zeigt entsprechend eine leicht höhere Magnetisierung. Dies wird vor allem im Bereich des Ramingstein-Fensters in der SE-Ecke des Kartenblattes deutlich, wo die 30-nT-Isolinie genau parallel zur tektonischen Grenze verläuft. Im W sind diese Grenzen relativ geringer Magnetisierungskontraste durch die Anomalie von St. Michael – Mauterndorf völlig überlagert. Die sehr geringe Magnetisierung im Bereich des Tamsweger Beckens könnte durch die Senkungszone des bis zu 400 m tiefen Tertiärbeckens (HEINRICH, 1977), eventuell aber auch durch dort stärkere Diaphthorose des kristallinen Untergrundes bedingt sein.

Ähnliche magnetische Eigenschaften wie in der Wölzer Einheit finden sich in der Lessacher Phyllonitzone, die ebenfalls eine Anzahl meist geringmächtiger Amphibolite, Grünschiefer und Serpentinite enthält.

Der Bereich des Schladminger Kristallinkomplexes ist hinsichtlich der Magnetik deutlich stärker gegliedert, wobei die stärkere Magnetisierung überwiegend an Amphibolitzüge gebunden sein dürfte. Ein magnetisches Maximum mit >48 nT deckt sich schon in seiner Form weitgehend mit der Schuppenzone des Gensgitsch. Diese Zone mit noch nicht ganz geklärt tektonischer Position umfasst mächtige Amphibolitzüge. Die Form der Anomalie sowie das relativ nahe liegende zugehörige nördliche Minimum lassen einen an oder knapp unter der Geländeoberfläche liegenden Störkörper vermuten, der wohl mit den anstehenden Amphiboliten identisch ist. Ein weiteres kleines Maximum am nördlichen Kartenrand im Bereich der Weißspitze (>40 nT) korreliert ebenfalls mit Amphiboliten des Schladminger Kristallins. Diese lassen sich auf Blatt 127 Schladming weiterverfolgen und sind dem Golling-Komplex zuzuordnen. Ein kleines Maximum mit >42 nT N des Großen Gurgitscheck liegt ebenfalls in einem Bereich, in dem vermehrt Amphibolite auftreten. Auch hier ist ein seichter Störkörper anzunehmen. Ein kleines, schwaches Maximum (>24 nT) findet sich im Bereich des Hundstein. Eine Zuordnung ist hier nicht eindeutig, allerdings könnte die leicht erhöhte Magnetisierung auf Serpentinite und verwandte Gesteine zurückzuführen sein, wie sie im Bergsturzschutt des Ödkars bereichsweise gehäuft auftreten (SLAPANSKY, 1990).

In-situ-Messungen der magnetischen Suszeptibilitäten verschiedener Gesteinstypen des südlichen Schladminger Kristallins zeigen, dass die Suszeptibilität hier überwiegend durch unterschiedlich starke Vererzung der Gesteine kontrolliert ist (MAURITSCH, 1983). Dennoch können auch hier die Grungesteine und Amphibolite mit deutlichem Magnetisierungskontrast zu siliziklastischen Metasedimenten, Orthogneisen und Migmatiten als magnetische Leitgesteine gelten (MAURITSCH, 1987).

Die „magnetische Blattrandstörung“ zum Nachbarblatt 156 Muhr ist durch unterschiedliche Flug- und Auswertehorizonte (4000 m für Blatt 156, 3000 m für Blatt 157) bedingt.

9. Rohstoffe

9.1. Industrieminerale, Steine und Erden

9.1.1. Lockergesteine (Sand- und Kiesgruben)

Zederhaus- und Murtal

- Große Kiesgruben in den Alluvionen des Zederhausbaches bei Ober- und Unterweißburg sowie jenen der Mur bei St. Michael und St. Martin: Der holozäne Schotter wurde für den Autobahnbau verwendet (EXNER, 1989a). Heute stehen die Kiesgruben größtenteils unter Wasser. Zum Teil wird noch Kies gewonnen.

Taurachtal und Tal S Mauterndorf

- Kiesgrube NW Annakapelle: Bach- und Hangschutt aus Wettersteindolomit wird als Splitt für den Wegebau gewonnen (EXNER, 1989a).
- Kiesgrube W Neuseß: ehemaliger Abbau von geschichtetem Terrassenschotter (EXNER, 1989a).

Weißpriachtal

- Kiesgrube W Rader (NW Hinterweißpriach): postglaziales Stauseesediment hinter ehemaliger Bergsturzbarrriere von Hinterweißpriach (EXNER, 1989a). Über Bergsturzblockwerk liegen horizontal geschichtete Schotter mit sandiger Matrix. Die Grube ist zeitweise in Betrieb.
- Kiesgrube 800 m WNW Bruckdorf: Abgebaut werden Vorstoßschotter unter geringmächtiger Grundmoräne (WEINGARTNER, 1988, 1993).
- Kleine Kiesgrube am linken Ufer der Lonka, S Bruggarn (EXNER, 1989a).
- Kies- und Sandgrube an der Straße NW Rader (bei Fanning): geschichtetes fluvioglaziales Sediment, 8 m hoch aufgeschlossen (EXNER, 1989a; damals außer Betrieb).

Göriachtal

- Kies- und Sandgrube am orographisch linken Ufer des Göriachbaches, ESE Moargut: unregelmäßig geschichtetes fluvioglaziales Sediment.

Liesertal

- Kiesgrube am Ostufer des Katschbaches in SH 1405 m: fluvioglaziale, ungeschichtete Sande und Kiese mit Geschiebeblöcken (EXNER, 1989a; damals in Betrieb).
- Kiesgrube 500 m WSW Bonnerhütte, an der Straße: flache Geschiebe in sandiger Matrix, teilweise konglomeriert; darüber Moräne. Beschreibung bei SCHNEIDER (1988).
- Sandgrube am Güterweg im orographisch linken Hang des Laußnitztales in SH 1360 m, 430 m SSW Sampl: talauswärts geschichteter Sand mit etwas Kies. EXNER (1989a) interpretierte dieses Vorkommen als pleistozänes Stauseesediment. Damals war die Sandgrube verlassen.

9.1.2. Rohstoffe für Keramik (Tongruben)

- Ehemalige Tongruben der Ziegelei Flatschach (Murtal bei Voldersdorf): Abgebaut wurden pleistozäne Bändertone eines ehemaligen Sees. Eine große ältere Grube lag SSW der Ortschaft, eine kleinere SSE der Ortschaft. Die ältere Grube ist zwar verwachsen aber noch morphologisch kenntlich. Die jüngere Grube war noch nach dem 2. Weltkrieg in Betrieb, ist heute aber zugeschüttet. EXNER hat Letztere im Jahr 1968 besichtigt. Damals waren 20 m mächtige Bän-

dertone mit etwas Schluff und Feinsand aufgeschlossen. Darüber lagen Kies und Geschiebelehm der Würmgrundmoräne (EXNER, 1989a).
Weitere Literatur: PREY (1939, S. 60), KIESLINGER (1964, S. 48–49).

9.1.3. Festgesteine (Steinbrüche)

Penninische Decken

- W Katschberg, 500 m SSE Schober, in SH 1765 m, 10 Höhenmeter über der Gantalstraße: aufgelassener Steinbruch im Phengit-Augengneis der Schrovlin-Gruppe (EXNER, 1989a).
- W St. Peter im Liesertal, 400 m NW Peitler, in SH 1435 m: aufgelassener Steinbruch, in dem zuletzt Antigoritserpentinit als Zierstein für den Straßenbau gewonnen wurde (siehe KIESLINGER, 1956; UCIK, 1975; EXNER, 1989a).
- ENE Unterweißburg bei St. Michael im Lungau: großes in Betrieb befindliches Steinbruchgelände im grauen gebänderten Kalkglimmerschiefer („Marmor von St. Michael im Lungau“). Gewinnung von Bausteinen (siehe EXNER, 1989a).
- 350 WNW Feichten, nahe der Autobahnbrücke über die Mur: Aufgelassener Steinbruch, aus dem nach dem 2. Weltkrieg die Blöcke für die in der Nähe befindliche künstliche Uferböschung der Mur entnommen wurden. Es handelt sich um Kalkglimmerschiefer mit Biotit, Kalzitaugen und seltenen Quarzlagen (EXNER, 1989a).
- S Glashütte bei St. Michael im Lungau, am linken Ufer des Klausbaches: aufgelassener Steinbruch im Grünschiefer der peripheren Schieferhülle (siehe KIESLINGER, 1964).
- Südlicher Talfuß des Murtales zwischen Glashütte und Stranach: kleiner aufgelassener Steinbruch in Lantschfeldquarzit (EXNER, 1989a).
- Lärchkogel S Glashütte: zwei Dolomitsteinbrüche in SH 1320 und 1380 m. Hellgrauer bis weißer Dolomit der Mitteltrias (Wettersteindolomit), der für Stützmauern und Straßensplitt gewonnen wurde (KIESLINGER, 1964; EXNER, 1989a).

Radstädter Deckensystem

- N Purn im Taurachtal: Abgebaut wurde der Hangschutt unter der Felswand aus Lantschfeldquarzit (KIESLINGER, 1964). Laut EXNER (1989a) existiert auch ein 30 m breiter und 20 m hoher Steinbruch im anstehenden Fels. Es handelt sich um hellgrünen Phengitquarzit ohne Feldspat.
- 300 m NW Gasthof Hammer im Taurachtal (Abb. 8), unmittelbar E der Bundesstraße: grauer, tw. kataklastisch zerlegter Wettersteindolomit, der zu Splitt verarbeitet wird. Auf Klüftchen kommt stellenweise etwas Malachit und Azurit vor (EXNER, 1989). Siehe auch KIESLINGER (1964).
- 340 m NNE Schloss Mauterndorf, am Güterweg W Stampfl, SH 1175 m: Aufgelassener Steinbruch im Granitgneis der Twenger Gneislamelle (KIESLINGER, 1964; EXNER, 1989a).
- 600 m SW Katschbergpass, an der Ostflanke des „Lisabichls“: zwei 10 bis 20 m breite und 6 bis 10 m hohe Steinbruchwände (aufgelassen) im marmorisierten Bänderkalk (Silur). Literatur: EXNER (1944), KIESLINGER (1956, 1964). Die ehemalige Glashütte bei St. Michael im Lungau ist möglicherweise auch mit Gangquarz vom „Lisabichl“ beliefert worden. Gangquarz ist heute noch S der beiden Steinbrüche aufgeschlossen.

Lessacher Phyllonitzone

- Südliches Weißpriachtal, Niederrainwald, am Promenadeweg zwischen Maria-pfarr und Sonndörfel: EXNER (1989) erwähnt 15 alte Steinbrüche im marmorisierten Bänderkalk (Silur) eines NNW–SSE-streichenden Härtlingsrückens (siehe auch ZEZULA, 1976).



Abb. 8: Steinbruch Hammer bei Mauterndorf.
Foto: E. HEJL.

Koralpe-Wölz -Deckensystem

- Nordflanke des Mitterberges, 1,1 km SW Gröbendorf, in SH 1325 m: kleiner aufgelassener Steinbruch in Granatquarzit. Das Material wurde für den Bau von Güterwegen verwendet (EXNER, 1989a).
- 1,45 km SE der Kirche von St. Martin, am Hangfuß S der Mur: 20 m hoher Steinbruch in phyllitischem Glimmerschiefer (EXNER, 1989a).

Bundschuh-Deckensystem

- Pichlern im Murtal bei St. Margarethen, 100m SE Kote 1091: aufgelassener Steinbruch in Granatglimmerschiefer (EXNER, 1989).
- Liesertal, 300 m NNE Brugg, 20 m E der Autobahn: kleiner aufgelassener Steinbruch in Granatglimmerschiefer mit 8 mm großen Granaten und 2 mm großen Biotiten (EXNER, 1989).
- Schwarzenberg, 250 m SW Kohlstatthütte (Kote 1588), am rechten Ufer des Burgbaches: Es wird ein mittelkörniger Biotit-Plagioklas-Gneis gebrochen, zu Splitt verarbeitet und zur Schotterung der Güterwege verwendet (EXNER, 1994a).

9.2. Erze

Penninische Decken

- Das Hauptrevier der Goldlagerstätte Schellgaden (Abb. 9, 10) befindet sich in der Storzserie im Gebiet des westlichen Nachbarblattes Muhr. Ausläufer dieser Lagerstätte setzen sich aber auch auf das Gebiet von Blatt Tamsweg fort. EXNER (1989) fand z. B. eine 3 m tiefe Pinge am Zickenberg-Südhang (Murtal), in SH 1445 m. Epidot-Chlorit-Gneis mit Amphibolitlagen und diskordanten Aplitgängen bildet hier das Nebengestein des Kies führenden Lagerquarzes.



Abb. 10: Goldvererzter Quarzmylonit des Typus Schellgaden in der Lagerstätte Oberdorf bei Rennweg.

Foto: W. PAAR.

brochenes Mundloch, anstehender Schwarzschiefer mit Pyritwürfeln, Gangbrekzie); Bergrippe N Jaklhütte, SW Gamsstadel in SH 1925 bis 1935 m (Stollenmundlöcher und Schächte in Schwarzschiefer mit 3,5 m mächtigem Lagerquarz und anstehender vererzter Gangbrekzie).

- Das Mundloch des Uranprospektionsstollens „Tweng Süd“ befindet sich in SH 1890 m, 350 m NNE der Veitlhütte. Der 236 m lange Stollen wurde im Jahre 1977 von der „Salzburger Uranerzbau Gesellschaft“ querschlägig nach NE getrieben (EXNER, 1989a). Er wurde im Alpenen Verrucano angeschlagen, tritt aber schon nach 20 m in den darüber liegenden Fanning-Phyllit. Die Halde ist verwachsen. EXNER (1989a) fand hier noch Lesesteine von grünem Quarzschiefer (Perm).

Schladminger Deckensystem

- Erz führender Quarzit und Lagerquarz kommt in einer tektonischen Scherzone in den Paragneisen des Znachtals vor. EXNER (1989a) erwähnt mehrere Pinggen am Fuß der Felswand über einem Schuttkegel an der Westseite des Znachtals, knapp an der Nordgrenze des Blattes Tamsweg. Die Pinggen befinden sich in SH 1555 bis 1625 m in quarzreichen Schiefen und quarzitischem Gneisphyllonit. Letzterer enthält bis zu 10 cm dicke Pyritlagen.
- Im Kar unter der Ostwand des Kaserecks (2740 m), welches auf älteren Versionen der ÖK 1 : 50.000 als „Burgakar“ bezeichnet wird, stieß HEJL (1996) auf Spuren eines alten Bergbaus. An der Südseite dieses Kares befindet sich in SH 2040 m eine Bergbauhalde, die im oberen Teil auffallend flach ist und deren Material gut sortiert ist. Es handelt sich um Abraum (Paragneise und Migmatite); Erzreste wurden nicht angetroffen. Drei saigere Brandenzonen durchziehen die Ostwand des Kaserecks, am obersten Ende des Kares.

Koralpe-Wölz-Deckensystem

- Die Blei-Zink-Lagerstätte Ramingstein liegt zwar knapp außerhalb des Blattgebietes Tamsweg im Gebiet des östlichen Nachbarblattes „Stadl an der Mur“ (siehe WEISS, 1951; TUFAR, 1971; TOLLMANN, 1977, S. 327; TUFAR in WEBER et al., 1997, S. 297), soll wegen ihrer großen Bedeutung aber kurz erwähnt wer-

den. Die Erzlager befinden sich in den Granatglimmerschiefern des Ramingstein-Fensters und bestehen vorwiegend aus silberreichem Galenit und eisenreichem Sphalerit. Weiters kommen Chalkopyrit, Pyrrhotin, Ilmenit, Arsenopyrit, Fahlerz, Graphit und Spuren von Molybdänit vor. Galenit bildet rotierte Einschlusszüge „si“ im (eoalpinen) Granat, woraus eine im Wesentlichen prämetamorphe – wahrscheinlich voralpidisch sedimentäre – Elementanreicherung klar ersichtlich ist (TUFAR, 1971).

Bundschuh-Deckensystem

- EXNER (1994) berichtet über einen alten Bergbau im Retzental (Schwarzenberg) 1,5 km SW der Kirche St. Leonhard. Mehrere verbrochene Stollen und Pingen folgen quarzreichen Lagen im Biotit-Plagioklas-Gneis (SH 1180 bis 1240 m). Die nicht näher beschriebene Vererzung ist sowohl in den anstehenden quarzreichen Lagen als auch in der Bergbauhalde am Fuße der Felswand sichtbar.

Quartäre Sedimente

- Es gibt im Blattgebiet Spuren eines wahrscheinlich mittelalterlichen Abbaus von Seifengold. Ungefähr 1 km SSW Unternberg (Murtal) befindet sich eine deutlich ausgeprägte, bis zu 250 m breite Terrasse, deren Oberkante bei ca. SH 1075 m liegt. Auf dieser Murterrasse am NW-Fuß des Mitterberges fand GRUM (1989) viele Steinhäufen aus gut gerundeten Geröllen, die wahrscheinlich aus den grauen, tonreichen Kiesen der Terrassensedimente stammen. Es ist anzunehmen, dass an diesen Stellen Gold aus den interglazialen Murschottern gewaschen wurde. Ähnliche Steinhäufen gibt es in Lasa (Vorderes Göriachtal) und bei Zankwarn.

9.3. Kohle und Torf

Tamsweger Neogen

- HEINRICH (1977) fand im Laufe der eigenen Kartierung geringmächtige Flözausbisse (<1 m) bei Wölting (Lehmgraben) und in Haiden. Laut GEYER (1926) wurde östlich von St. Andrä im Jahre 1890 ein 100 m tiefer Schurfschacht abgeteuft. Dabei soll im Hangenden der Konglomerate ein 50 cm mächtiges Kohlenflöz angetroffen worden sein. SCHWINNER (1926) berichtet über ein 40 bis 50 cm mächtiges Glanzkohlenflöz, das in einem Schurfstollen im Lessachtal (W Raner) angetroffen wurde. Zwei weitere Schurfstollen gab es im Lehmgraben östlich von Wölting (GEYER, 1926). In der Nähe dieser längst verfallenen Stollen fand HEINRICH (1977) in ungefähr 1140 m SH zwei anstehende Glanzkohlenausbisse, deren Mächtigkeit jedoch nur 5 bis 10 cm betrug.

Laubnitzer Neogen

- Dieses westlichste Miozänvorkommen der Norischen Senke wurde erst durch STABER (1933) bekannt. Es befindet sich im Hochtal des Laubnitzbaches, in ca. 1675 m SH. EXNER (1980a) fand dort horizontal geschichteten sandigen Lehm mit 1 cm dicken Kohleschmitzen. SCHNEIDER (1988) konnte dieses Vorkommen nicht wiederfinden. In der Nähe entdeckte er jedoch eine neue Kiesgrube in gut verfestigtem Konglomerat. Die sandige Matrix des Konglomerats enthält kleine eckige Kohlestückchen.

Holozäne Moore

- Die Moore des Schwarzenberges wurden von FRIESE (1982) im Auftrag der Salzburger Landesregierung vegetationsgeographisch aufgenommen. Der abdichtende Untergrund besteht aus Biotit-Plagioklas-Gneisen, Granatglimmer-

schiefern und Moränenresten. Das Saumoos und das Sattelmoos sind zwei naturbelassene Latschenhochmoore mit dichtem Latschenfilz am Rand und relativ offenem Zentrum ohne Schlenken. Torfmoos-Fichtenwald wächst an den Rändern der beiden Moore. Das Seemoos am Schwarzenberg ist ein Ringhochmoor, dessen Innenring Bulten und Schlenken aufweist. Im Zentrum befand sich wahrscheinlich ein Moorsee, der über einen in der Zwischenzeit verwachsenen Graben nach W abgelassen wurde.

- Das Moor „In der Halt“ liegt 1,2 km nordöstlich von Lintsching und bedeckt eine Fläche von ungefähr 25.000 m² (HEJL, 2000). Es handelt sich um ein Übergangsmoor mit abschnittsweise gut entwickelten Torfkörpern (*Sphagnum*), in denen kleinwüchsige Birken und Fichten wachsen.
- Auf dem in N-S-Richtung verlaufenden Höhenrücken vom Lercheck (1699 m) zum Kögerl (1568 m) befinden sich mehrere ombro-soligene Sattelmoore mit reichlich Torfmoosen und deutlicher Entwicklungstendenz zu Hochmooren. Sie entwässern nach zwei Richtungen, nämlich zum Lessachtal im W und zum Tal des Preberbachs im E. Die Vermoorungen werden durch die abdichtende Wirkung des Phyllituntergrundes begünstigt. Das größte dieser Moore liegt 450 bis 1200 m südöstlich der verfallenen Kobolterhütte (1363 m). Es erstreckt sich auf Blatt Tamsweg in NW-SE-Richtung über eine Länge von 700 m und setzt sich ins Gebiet des östlichen Nachbarblattes 158 Stadl an der Mur fort. Die Breite dieses Moores schwankt zwischen 30 und 100 m.

10. Hydrogeologie

Über die Wasservorräte des Bundeslandes Salzburg berichtet ein von BRANDECKER (1985) verfasstes Gutachten, welches im Auftrag des Bundesministeriums für Land- und Forstwirtschaft (Wasserwirtschaftskataster) erstellt wurde. Betreffend die Trinkwasservorräte des Lungaus bezieht sich dieser Bericht im Wesentlichen auf eine ältere Studie von BRANDECKER (1974). Diese und andere Studien zur Hydrogeologie des Lungaus befinden sich im Rohstoffforschungsarchiv der Salzburger Landesregierung (Landesgeologischer Dienst).

Die geohydrologischen Verhältnisse hängen einerseits von meteorologischen Bedingungen (Jahresniederschlag, Lufttemperatur, Verdunstung, Schneehöhe, Frostdauer) und andererseits von der Porosität und Durchlässigkeit des Untergrundes ab. Während sich z.B. die zur Verkarstung neigenden Karbonatgesteine durch eine hohe Wasserwegigkeit auszeichnen, sind die Schiefer und Phyllite verschiedener geologischer Einheiten eher wasserstauend. Entlang der Oberfläche dieser Stauer tritt daher oft eine verstärkte Grundwasserbewegung auf. Wo diese Stauer in Hanglage von quartären Lockersedimenten überdeckt werden, kommt es an den Grenzflächen zu Quellaustritten. Hingegen sind Bergwasser-austritte aus den anstehenden Schiefen selbst eher selten und von geringer Ergiebigkeit. Ein etwaiger Sulfatgehalt der Bergwässer kann auf Pyrit, Gips oder Anhydrit zurückzuführen sein.

Die aus den Hängen dem Tal zuströmenden Grundwässer in den quartären Sedimenten (Hangschutt, Murenkegel usw.) sind zwar oft ergiebig, treten aber nicht immer in zusammenhängenden Horizonten auf, weshalb eine vollständige Fassung dieser Quellen nur selten möglich ist (BRANDECKER, 1976).

Die quartären Schotterfüllungen der Täler (würmzeitliche Vorstoßschotter oder fluviales Holozän) beherbergen besonders ergiebige zusammenhängende Grundwasserkörper. Das größte Vorkommen dieser Art im Gebiet des Kartenblattes liegt im Murtal zwischen der westlichen Blattgrenze und Tamsweg. Talabwärts von St. Michael begünstigen die sandig-kiesigen Beckenfüllungen die Speicherung größerer Grundwassermengen im Porenraum. BRANDECKER (1985) erwähnt allerdings auch ungünstige Umwelteinflüsse wie z.B. die Kläranlage St. Michael oder die Schotterentnahme in Kiesgruben, welche die Festlegung geig-

meter Brunnenstandorte erschweren. Laut BRANDECKER (1985) ist die Grundwassererneuerung in der rund 22 km² großen Talbodenfläche zwischen St. Michael und Tamsweg weitgehend unbekannt. Sie dürfte vor allem durch Flussinfiltration und Hangwasserversickerung, aber nur zum geringeren Teil durch die Versickerung der Niederschläge im Talboden selbst erfolgen. Eine vorsichtige Schätzung der vorhandenen Grundwasserreserven in diesem Talabschnitt liegt bei 30l/s wahrscheinlichen und weiteren 30l/s unsicheren Reserven (BRANDECKER, 1985). Insgesamt scheint die Versorgung des Lungaus mit Trinkwasser aus dem eigenen Land auf sehr lange Sicht gewährleistet zu sein.

11. Ingenieurgeologie und geogene Naturgefahren

Bei Großbauvorhaben – insbesondere im Hochgebirge – ist geologisches Fachwissen eine wichtige Entscheidungsgrundlage während der Planungs- und Bauphase. Der Bau der Scheitelstrecke der Tauernautobahn A10 zwischen Eben im Pongau im Bundesland Salzburg und Rennweg in Kärnten zählt sicher zu den Großtaten österreichischer Ingenieurkunst, wobei im Zuge dieses Projektes auch viele ingenieurgeologische Erfahrungen gesammelt wurden. Die Scheitelstrecke der A10 wurde am 21. Juni 1975 für den Verkehr freigegeben und ist heute eine der wichtigsten europäischen Nord–Süd-Verbindungen zwischen dem süddeutschen Raum und Oberitalien.

Die Idee, die Städte Salzburg und Klagenfurt durch eine Autobahn über den Alpenhauptkamm zu verbinden, wurde erstmalig schon im Jahr 1938 ausgesprochen (siehe KÖLLENSPERGER, 1976). Die damals beauftragte Planungsgruppe untersuchte mehrere in Frage kommende Linienführungen, wobei zuletzt nur zwei Varianten in die engere Wahl kamen. Beiden Trassen war gemeinsam, dass der Alpenhauptkamm nicht durch einen Großtunnel, sondern durch zwei kürzere Tunnel, nämlich den Tauern- und den Katschbergtunnel überwunden werden sollte. Nach der kriegsbedingten Unterbrechung der schon 1939 begonnenen Bauarbeiten, lagen die Pläne für eine Tauernautobahn ungefähr 25 Jahre lang in den Archiven. Erst 1964 wurde auf Betreiben des Salzburger Rechtsanwalts Hans FREYBORN eine „Studiengesellschaft Tauernschnellstraße“ gegründet, um die politischen Entscheidungsträger auf die enorme wirtschaftliche Bedeutung dieser Nord–Süd-Verbindung aufmerksam zu machen und einen baldigen Baubeginn der Tauernautobahn zu erwirken. Die Initiative FREYBORNS wurde von der österreichischen Bundesregierung sowie von den Landeshauptleuten Salzburgs und Kärntens wohlwollend aufgenommen und rasch in die Tat umgesetzt. Das Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen erhielt den Auftrag zur Befliegung der Strecke; die Forsttechnische Abteilung für Wildbach- und Lawinenverbauung begann mit der Eingrenzung von Gebieten mit Lawinen-, Muren- und Steinschlaggefahr; zur Beurteilung des Baugrundes wurden Geologen herangezogen; 1967 wurde eine Ziviltechnikerguppe eingesetzt, um für den Tauern- und Katschbergtunnel Vorstudien und die Detailplanung der Bauwerke durchzuführen. Auf der Grundlage des vom Nationalrat beschlossenen Tauernautobahn-Finanzierungsgesetzes (BGBl. Nr. 115/1969) übernahm der Bund die Verpflichtung, „die Herstellung, Erhaltung und Finanzierung der Tauernautobahn in der Strecke von Eben im Pongau bis Rennweg (Tauernautobahn-Scheitelstrecke) einschließlich der in ihrem Zuge befindlichen Tunnel, Brücken und sonstigen zur Autobahn gehörenden Anlagen einer Aktiengesellschaft zu übertragen“, wobei der Bund bis zu einem Gesamtbetrag von 6,9 Milliarden Schilling die Haftung für die Finanzoperationen der Aktiengesellschaft übernehmen sollte. Durch dieses Gesetz wurde die Scheitelstrecke der A10 aus der Bundesstraßenverwaltung weitgehend ausgegliedert und der Weg zur mautpflichtigen Autobahn vorge-

zeichnet. Am 22. Mai 1969 beschlossen die Vertreter der drei Hauptaktionäre (Bund, Land Salzburg, Land Kärnten) in Wien die Gründung der „Tauernautobahn Aktiengesellschaft (TAAG)“. Zum Zeitpunkt der Gesellschaftsgründung waren die Ausschreibungsunterlagen für den Katschbergtunnel schon in Arbeit. Der Vortrieb sollte zu rund zwei Drittel von Norden und zu einem Drittel von Süden erfolgen.

Der Katschbergtunnel, der von 1971 bis 1974 zunächst einröhrig als Gegenverkehrstunnel gebaut wurde, liegt zur Gänze im Gebiet des Kartenblattes Tamsweg. Auf beiden Vortriebsseiten kam die „Neue Österreichische Tunnelbauweise“ (NÖT oder engl. NATM) mit der Kombination von Spritzbeton mit Baustahlgitter, Tunnelbögen und Felsanker zur Anwendung. Diese Materialsparende Bauweise berücksichtigt die Umstellung des Gebirgsdrucks auf die sich neu einstellende Gewölbspannungsverteilung nach dem Ausbruch, wobei der Einsatz von Stützmitteln im Idealfall so gesteuert wird, dass zwar Deformationen, aber kein bruchhaftes Versagen des Gebirges stattfinden. Der Tunnel wurde am 28. Jänner 1971 angeschlagen; der Durchschlag fand am 13. April 1973 statt; die durchschnittliche Vortriebsleistung lag bei 3,5 m pro Arbeitstag. Von N nach S weist der 5,4 km lange Katschbergtunnel eine Steigung von 1,5 % auf. Die Belüftung der beiden inneren Tunnelviertel erfolgt durch Lüftungstunnel, die von den Portalen aus mit einem Achsabstand von 30 m zum Haupttunnel bis zu den Tunnel-Viertelpunkten verlaufen (siehe KÖLLENSPERGER, 1976). Am 21. Dezember 1974 wurde der Katschbergtunnel einschließlich der beiden Zufahrtsrampen für den Verkehr freigegeben. Wenige Monate später (21. Juni 1975) erfolgte auch die Verkehrsübergabe des Tauerntunnels und damit der gesamten Scheitelstrecke der A10.

Bestimmend für die Wahl der Tunneltrasse waren die Ergebnisse der Vorerkundung gewesen, wobei das Gebirgsverhalten der mechanisch beanspruchten Katschbergzone als sehr ungünstig eingeschätzt worden war und man daher bestrebt war, diese Zone zu meiden. Die realisierte Tunneltrasse liegt knapp westlich des N–S-verlaufenden Bergrückens des Tschanecks, bei einer Vortriebslänge von 5368 m und einer maximalen Überlagerung von ungefähr 900 m. Auf Grund der geologischen Vorerkundungen wurden für die nördlichen zwei Drittel der Tunnellänge feinkörnige Gneise und Bändergneise erwartet (Storz- und Kareck-Komplex nach heutiger Nomenklatur), während für den Südabschnitt Phyllite und andere Gesteine der oberen Schieferhülle (vorwiegend Bündnerschiefergruppe) prognostiziert wurden. Die Tunnelachse verläuft im spitzen Winkel, also fast parallel zum Streichen der Schichtung, wobei der Einfallswinkel zwischen 10° und 30° E variiert. Die eigentliche Tunneldokumentation während des Vortriebs führte FEHLEISEN (1975) im Auftrag der TAAG durch. Vom Nordportal bis ca. Station 3800 m wurden die vorhergesagten gebänderten Serizit-Chlorit-Gneise angetroffen. Untergeordnet traten in diesem Abschnitt Biotitschiefergneise, Quarzite, Chloritschiefer sowie Lagen und Schwärme von Apliten auf. Größere Amphiboliteinschlaltungen waren jedoch nicht zu beobachten. Von ca. Station 3800 m bis ca. Station 4100 m verläuft der Tunnel durch eine so genannte „Grenzzone“ über deren geologische Zuordnung – zu den Gneisen oder zur peripheren Schieferhülle – sich FEHLEISEN (1975) und WEISS (1976) nicht einigen konnten. Diese „Grenzzone“ ist durch einen hohen Anteil an Glimmerschiefern aber auch durch viele gneisige Gesteine charakterisiert. Die scheinbare Diskrepanz zwischen FEHLEISEN (1975) und WEISS (1976) kann aus heutiger Sicht – unter Berücksichtigung der Kartierungen EXNERS (1989a, 1990) – wie folgt gedeutet werden: Es handelt sich bei der Grenzzone wahrscheinlich um den Kareck-Komplex, um den permischen Anteil der Schrovín-Gruppe, dessen Arkosegneise tatsächlich eine gewisse Ähnlichkeit mit altkristallinen Gneisen aufweisen können. Dementsprechend schwierig ist daher die genaue Abgrenzung gegenüber den voralpidischen Grundgebirgsgneisen im Liegenden dieser Einheit. Unmittelbar im Hangenden der „Übergangszone“ (wahrscheinlich Perm) wurde der prog-

nostizierte Kalk-Dolomit-Zug (wahrscheinlich Mittel- und/oder Obertrias) angefahren. Darüber folgen im Südabschnitt des Tunnels eindeutige Gesteine der peripheren Schieferhülle (Bündnerschiefer-Gruppe), nämlich Glimmerschiefer, Phyllite, Grünschiefer, Serpentine und deren Begleitgesteine, Kalkglimmerschiefer und mächtige Schwarzphyllite. Die Katschbergzone oder andere Gesteine der Ostalpinen Decken wurden im Tunnel jedenfalls nicht angetroffen. Im Bereich des Südporthals traten mächtige und sehr heterogene, quartäre Lockersedimente (Moräne und Schwemmsand) auf.

Das Baulos „Oberweißburg“ lag nördlich der Anschlussrampe des Katschbergtunnels. Die Baugrundverhältnisse im Bereich des späteren „Knotens Murtal“ mit der geplanten Mautstation waren problematisch, da man eine Setzung der holozänen Sedimente des Murtals befürchtete. Daher wurde der eigentliche Dammkörper noch mit einer zusätzlichen 3 m dicken Auflast überschüttet. Diese Auflastschüttung verblieb über den Winter 1973/74 am Damm und wurde im Frühjahr 1974 wieder abgetragen. Während dieser Zeit waren Setzungen von bis zu 20 cm aufgetreten (BRANDL, 1976).

Der Spatenstich für den Bau der zweiten Röhre des Katschbergtunnels fand am Samstag, den 4. Dezember 2004 im Beisein des Infrastrukturministers Hubert GORBACH und der Landeshauptleute Gabi BURGSTALLER und Jörg HAIDER statt. Als Hauptargument für die zweite Tunnelröhre wurde die Sicherheit der Verkehrsteilnehmer angeführt, da es 1999 zu einem folgenschweren Unfall mit Brandkatastrophe im Tauertunnel gekommen war. Eine zweite Tunnelröhre (ohne Gegenverkehr) erhöht nicht nur die mögliche Verkehrsfrequenz (Pkw-Einheiten pro Stunde), sondern vermindert auch das Unfallrisiko und erleichtert etwaige Feuerwehr- und Rettungseinsätze nach einem Unfall, da z.B. eine Evakuierung über die Fluchtstollen zur Parallelröhre möglich ist.

Nach einer Gesamtbauzeit von drei Jahren soll die zweite Tunnelröhre für den Verkehr freigegeben werden. Die Baukosten werden mit 88 Millionen Euro veranschlagt. In die Lärmschutzmaßnahmen, welche die Länder Salzburg und Kärnten, der Bund und die ASFINAG (Autobahnen- und Schnellstraßen-Finanzierungs-Aktiengesellschaft) mit den Anrainergemeinden der A10 vereinbart haben, sollen rund 300 Millionen Euro investiert werden.

Auch abseits der Tauernautobahn gehören die Lawinen-, Muren- und Stein Schlaggefahr zu den großen geogenen Risikofaktoren – insbesondere an den steilen Flanken der Tauerntäler. Bauliche Maßnahmen zur Verminderung des Lawinenrisikos sind z.B. die Lawingalerien nordwestlich von Tweng an der Bundesstraße über den Radstädter Tauernpass sowie die großen aus Bruchsteinen errichteten Steinkegel im Kar zwischen der Wildbachhütte und der Karneralm NW von Lessach. Diese Steinkegel oberhalb der Waldgrenze sollen die Auslösung einer Großlawine, die die Ortschaft Lessach bedroht, verhindern.

12. Zukünftiger Forschungsbedarf

Obwohl das Tauernfenster seit gut hundert Jahren ein klassisches Gebiet deckentektonischer Forschung ist, sind noch längst nicht alle Fragen zur Stratigraphie und Tektonik dieses Gebiets beantwortet. Die meisten dieser Probleme sind wohl nicht aus der engen Perspektive des Blattgebietes Tamsweg, sondern nur durch die synoptische Betrachtung größerer Gebiete des penninischen Fensterinhalts zu lösen. Dies gilt insbesondere für die Untersuchung der Metamorphoseentwicklung und den Entwurf plattentektonischer Modelle.

Unter den Fragen, die das Blattgebiet Tamsweg unmittelbar betreffen, ist die ungelöste stratigraphische Einstufung der Murtörl-Gruppe zu erwähnen. EXNER (1989a) hält zwar ein jungpaläozoisches Eduktalter für wahrscheinlich, möchte aber auch die Zugehörigkeit zu den Bündnerschiefern nicht ausschließen. Die

Beantwortung dieser Frage ist von wesentlicher Bedeutung für die deckentektonische Gliederung der Peripheren Schieferhülle, da sich die Murtörl-Gruppe im Liegenden der permotriadischen Schrovín-Gruppe befindet. Falls die Murtörl-Gruppe ein jungpaläozoisches Eduktalter hätte, könnte zwischen dem variszischen Grundgebirge (Storz- und Kareck-Komplex) und den postvariszischen Metasedimenten der Schrovín-Gruppe ein sedimentärer Verband bestehen. Sollten sich aber auch mesozoische Bündnerschiefer am Aufbau der Murtörl-Gruppe beteiligen, müsste die Schrovín-Gruppe als selbständige deckentektonische Einheit von den Altkristallin-Komplexen und der Murtörl-Gruppe getrennt werden. Die Deckengrenze entspräche in diesem Fall der Hangendgrenze der Murtörl-Gruppe.

Bei der Erforschung der Metamorphosegeschichte der ostalpinen Decken wurden in den letzten dreißig Jahren große Fortschritte gemacht. Das Hauptaugenmerk galt dabei dem Verständnis der eoalpinen Entwicklung, die mittlerweile durch geochronologische Befunde gut belegt ist (SCHUSTER et al., 2004). Weit aus weniger gut bekannt ist die voralpidische Geschichte des ostalpinen Grundgebirges, wie z. B. jene des Schladminger Kristallinkomplexes. Zwar gibt es mehrere Modelle zur voralpidischen Entwicklung des Ostalpins, in die auch dieses Gebiet einbezogen wurde (z. B. FRISCH et al., 1984; NEUBAUER & FRISCH, 1993), aber diese modellhaften Zuordnungen beruhen vorwiegend auf Parallelisierungen mit lithologisch ähnlichen, besser erforschten Gebieten und nicht auf geochronologischen Befunden, die aus dem Schladminger Kristallinkomplex selbst stammen. Abgesehen von nachweislich unterkarbonen Pegmatiten (HEJL, 1984) sind die Eduktalter der Schladminger Gneise, Metavulkanite und Migmatite nicht isotopegeologisch belegt. Ihre Einstufung ins Spätproterozoikum und/oder Altpaläozoikum gilt als wahrscheinlich (NEUBAUER & FRISCH, 1993). Auch das Eduktalter der Bundschuh-Paragneise ist ungewiss. EXNER (1994a) meint, dass es sich evtl. um Arkosen präkambrischen Alters handeln könnte.

Das seit 150 Jahren bekannte, ungefähr 400 m mächtige Tamsweger Neogen wird konventionsgemäß in das Karpat eingestuft (z. B. TOLLMANN, 1986), obwohl die Pflanzenfossilien der Beckenfüllung (HOFMANN, 1933) keine genaue Einstufung innerhalb des Miozäns erlauben. HEINRICH (1977, S. 323) schreibt wörtlich: „Zu einer altersmäßigen Einstufung der Sedimente innerhalb des Miozäns konnten die bisherigen Untersuchungen nicht beitragen“. Seit damals hat sich der stratigraphische Kenntnisstand über das Tamsweger Neogen nicht geändert. Dies ist insofern bedauerlich, als das Alter dieser Sedimente eine ganz wesentliche Information über die Exhumierungsgeschichte des östlichen Tauernfensters wäre.

Wie schon erwähnt (Kap. 3), sind unter den Geröllen der neogenen Konglomerate von Tamsweg keine typisch penninischen oder unterostalpinen Leitgesteine vorhanden, woraus zu schließen ist, dass das Tauernpenninikum während der Ablagerung des Tamsweger Neogens noch nicht die Oberfläche erreicht hatte, sondern noch unter dem Ostalpin verborgen war. Das Miozän umfasst aber einen Zeitraum von fast 20 Millionen Jahren. Es begann vor ca. 23 Millionen Jahren und endete vor ca. 5 Millionen Jahren. Somit ist die Aussage, das Tauernpenninikum sei irgendwann im älteren oder jüngeren Miozän noch nicht erosiv freigelegt worden, ziemlich ungenau. Eine Präzisierung des Sedimentationsalters des Tamsweger Neogens könnte hier Abhilfe schaffen. Sollte es gelingen, im Neogen von Tamsweg auch tierische Fossilien – z. B. Zähne von Kleinsäugetern – zu finden, wäre eine genauere stratigraphische Einstufung möglich.

Die Chronologie des Spätglazials und des Holozäns ist im Lungauer Becken weniger gut bekannt als in anderen Gebieten der Ostalpen und des nördlichen Alpenvorlands (siehe VAN HUSEN, 2000). Die Anwendung der OSL-Datierung (Optisch Stimulierte Lumineszenz) könnte für diesen Zeitraum genauere Anhaltspunkte liefern.

13. Museen, Lehrpfade und Exkursionspunkte

Eine besondere Sehenswürdigkeit für den naturkundlich oder auch volkskundlich interessierten Personenkreis ist das **Lungauer Landschaftsmuseum** in der Burg Mauterndorf. Dieses Museum, das 1971 gegründet und in den letzten Jahren neu gestaltet und modernisiert wurde, vermittelt den Besuchern auf einer Ausstellungsfläche von 800 m² einen umfassenden Einblick in die Landschaft, das Brauchtum und das volkstümliche Leben der Region. Zu den erdwissenschaftlichen Themen gehört die Mineralienausstellung im Dr.-Peter-Wirnsberger-Zimmer, die der Mineralogie und dem alten Bergbau des Lungaus gewidmet ist. Unter den humangeographischen Themen verdienen die „Geschichte vom Saumpfad zur Tauernautobahn“ sowie die „Lungauer Siedlungs- und Hofformen“ besondere Beachtung. Das Museum ist von Mitte Mai bis Mitte Oktober, täglich von 10³⁰ bis 12³⁰ und von 14³⁰ bis 16³⁰ geöffnet.

Das **Hochofenmuseum in Bundschuh** wird durch den 1974 gegründeten „Verein zur Erhaltung der Schmelzanlage Bundschuh“ betrieben (siehe KÖSTLER, 1985). Eine Eisenerzeugung in Bundschuh ist ab dem 16. Jahrhundert nachweisbar. Der Betrieb wurde aber oft unterbrochen und die Anlage wechselte oft ihren Besitzer. 1862 wurde mit dem Bau eines neuen Hochofens (Franzeshütte) begonnen. Seine Inbetriebnahme verzögerte sich aber bis 1867. Wirtschaftliche Schwierigkeiten führten 1885 zur Auflassung der Roheisenproduktion, wodurch auch das Mauterndorfer Stahl- und Walzwerk die Produktion einstellen musste. Die Fa. Joh. E. Bleckmann's Phönix-Stahlwerke (Mürzzuschlag) pachtete 1901 die Anlage in Bundschuh und versuchte ein letztes Mal die Roheisenproduktion wieder in Gang zu bringen. So wurde in Bundschuh bis 1903 Roheisen erschmolzen. Danach begann der bauliche Verfall des Eisenwerkes. Erst durch die Initiative des oben genannten Vereins wurde die Restaurierung des Hochofens und des Gebläsehauses realisiert. Die Eröffnung des im Gebläsehaus eingerichteten Museums fand am 29. Juli 1984 statt.

Die Besichtigung der gesamten Anlage beginnt im südöstlichen Werksbereich bei der Röstanlage, die aus vier Schachtöfen besteht. Nordwestlich davon befindet sich das Holzkohlenmagazin und im Norden, unmittelbar an der Straße Thomatal – Innerkrems stehen Gebläsehaus und Hochofen. Letzterer hatte eine Tagesleistung von 15 t Roheisen, bei einem Holzkohlenverbrauch von 9,5 m³/t Roheisen, wobei diese Leistung nicht ganzjährig genützt werden konnte, denn die durchschnittliche Jahresproduktion lag bei nur 800 t Roheisen (KÖSTLER, 1985). Das Museum im Gebläsehaus enthält eine Schausammlung über den Lungauer Bergbau und war zuletzt in den Sommermonaten, nämlich im Juli und August, am Mittwoch, Freitag und Sonntag (im Juni und September nur am Mittwoch und Sonntag), jeweils von 10 bis 16 Uhr geöffnet. Die aktuellen Öffnungszeiten können beim Gemeindeamt Thomatal (A 5591 Thomatal 1) erfragt werden. Die Führung von Besuchergruppen ist nach vorheriger Anmeldung möglich.

Für eine **geomorphologische und quartärgeologische Exkursion** sind folgende Aussichts- und Haltepunkte empfehlenswert:

- Kirche St. Leonhard SW von Tamsweg
Aussichtspunkt mit gutem Rundblick über die Täler des nördlichen Lungaus und das Tamsweger Becken.
- Wanderung durch das Trockental bei Niederrain
Gemütlicher, ungefähr halbstündiger Fußmarsch durch ein spätglaziales Trompetental, das nach dem Abschmelzen des Eises trocken gefallen ist.
- Wanderung entlang der freien Mäander der Lonka zwischen St. Rupert und Bruggarn im Weißpriachtal
An den Ufern und im Flussbett können charakteristische Erosions- und Sedimentationsformen eines mäandrierenden Flusses bilderbuchartig studiert wer-



Abb. 11: Studentische Übung der Universität Salzburg im Überschwemmungsgebiet der Lonka bei St. Rupert.

- a) Arbeiten mit dem Schlagbohrgerät; das abgebohrte Kernrohr wird mit dem Flaschenzug herausgezogen.
 b) Schneiden des gewonnenen Bohrkerns.
 c) Geschnittener Bohrkern (Gesamtlänge ca. 60 cm); das Bohrprofil ist durch den Wechsel von grauen Schlufflagen und braunen Humushorizonten charakterisiert.

Fotos: E. HEJL.

den – z. B. unterspülte Prallhänge, Gleithänge mit feinsandigen Kleinrippeln, Kiesbänke (Großrippel) und Kolkwannen im tieferen Teil des Flussbetts, Überschwemmungssedimente (schluffige Hochflutlehme) u. a. (Abb. 11).

- Gletschertöpfe NW Mauterndorf
Siehe Kap. 4.5.
- Geköpftes Tal W Moosham
Bedingt durch die glaziale Eintiefung des Murtals und durch die Anzapfung der Taurach von E entstand hier eine auffällige Talwasserscheide. Das Alter der Anzapfung ist unbekannt (interglazial ?). Vorher dürfte die Taurach über das Tal des gegenwärtigen Größenbaches schon bei Moosham in die Mur gemündet sein.

Die Routenwahl für eine **Exkursion durch das präneogene Grundgebirge** sollte von den Interessen der Teilnehmer abhängig gemacht werden. Die folgenden Themen mögen nur als Anregung ohne Anspruch auf Vollständigkeit empfunden werden:

- Die Diaphthorese des Twenger Kristallins
An den klassischen Lokalitäten zwischen Mauterdorf und den Ernsthütten bei Tweng können alle Übergänge zwischen dem verhältnismäßig frischen Augen-Granitgneis von Mauterdorf und den „entarteten“ Gneisen Viktor UHLIGS beachtet werden.
- Die Lessacher Phyllonitzone und die Schuppenzone des Gensgitsch Leicht erreichbar sind z. B. die silurischen Bänderkalke im Niederrainwald, am Promenadeweg zwischen Sonndörfel und Mariapfarr. Zu empfehlen ist auch das Profil von der Gensgitschhütte über den Gipfel des Gensgitsch zum Pollanock und zur Falterscharte. Entlang des Weges sind Granatglimmerschiefer mit prächtigen Pseudomorphosen nach Staurolith sowohl im Schutt als auch anstehend zu beobachten.
- Die Bundschuh-Paragneise des Schwarzenberges und die Glimmerschiefer am Westrand des Ramingstein-Fensters
Die besten und am leichtesten zugänglichen Felsaufschlüsse im Biotit-Plagioklas-Gneis befinden sich am Leonhardsberg beim Sender (1336 m) SSW Tamsweg. Der Güterweg an der Ostseite des Leonhardsberges ist im Umkreis des Senders in den Fels gesprengt. Aufschlüsse von anstehendem Granatglimmerschiefer des Ramingstein-Fensters gibt es oberhalb vom Bahnhof Ramingstein. Hier sieht man den Glimmerschiefer mit mittelsteilem WNW-Fallen unter den Bundschuh-Paragneisen einfallen.

Literatur

- AIGNER, A. (1923): Geomorphologische Studien in den Gurktaler Alpen. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **131**, 243–278, Wien.
- AIGNER, A. (1925): Über tertiäre und diluviale Ablagerungen am Südfuß der Niederen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **74**, 179–196, Wien.
- BECHTOLD, D. et al. (1982): Suche und Beurteilung von Dekorgesteinen (Plattenquarzit und Plattengneis) im Bundesland Salzburg. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **1**, 19–28, Wien.
- BECKE, F. (1908): Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **117**, Abt. 1, 371–404, Wien.
- BECKE, F. (1909a): Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Hochalmmassivs. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **118**, Abt. 1, 1045–1072, Wien.
- BECKE, F. (1909b): Über Diaphthorite, Vortragsbericht. – Tschermaks Min.-Petr. Mitt., **28**, 369–375, Wien.
- BECKE, F. & UHLIG, V. (1906): Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **115**, 1695–1739, Wien.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1964): Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich mit tektonischer Gliederung, Maßstab 1 : 1.000.000. – Wien (Geologische Bundesanstalt).
- BISTRITSCHAN, K. (1952): Geologische Übersichtskarte des Bundeslandes Salzburg, Maßstab 1 : 200.000. – Salzburger Heimatatlas, Salzburg.
- BLATTMANN, S. (1937): Deformationstypus der Radstädter Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **87**, 207–233, Wien.
- BRANDECKER, H. (1974): Hydrogeologische Studie über die Trinkwasservorräte im Lungau/Salzburg. – Unveröff., 35 S., Rohstoffforschungsarchiv der Salzburger Landesregierung.
- BRANDECKER, H. (1976): Die Baueologie der Tauernautobahn-Scheitelstrecke. – In: J. VILANEK (Hrsg.): Tauernautobahn-Scheitelstrecke. Band II, 369–396, Salzburg (Tauernautobahn AG).
- BRANDECKER, H. (1985): Grundwasserreserven im Bundesland Salzburg. – Unveröff., 109 S., Rohstoffforschungsarchiv der Salzburger Landesregierung.

- BRANDL, H. (1976): Die Probleme des Erd- und Grundbaues bei der Tauernautobahn-Scheitelstrecke. – In: J. VILANEK (Hrsg.): Tauernautobahn-Scheitelstrecke. Band II, 397–490, Salzburg (Tauernautobahn-AG).
- CLAR, E. (1937): Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **146**, Abt. I, 249–316, Wien.
- CLAR, E. (1940): Vom Baustil der Radstädter Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **32**, 125–138, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1934): Bericht über Revisionen auf Blatt Kitzbühel – Zell am See (5049) sowie Anschlussbegehungen auf Blatt Großglockner (5149). – Verh. Geol. B.-A., **1934**, 31–32, Wien.
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1939): Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). – Abh. Reichsst. Bodenforsch. Zweigstelle Wien, **25**, 1–305, Wien.
- CREUTZBURG, N. (1921): Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. – Ostalpine Formenstudien, Abt. 2, H. 1., 102 S., Berlin.
- DRIMMEL, J. (1980): Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. – In: R. OBERHAUSER (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs, 502–527, Wien.
- EDER, N. & NEUBAUER, F. (2000): On the edge of the extruding wedge: Neogene kinematics and geomorphology along the southern Niedere Tauern, Eastern Alps. – *Eclogae geol. Helv.*, **93**, 81–92, Basel (Birkhäuser Verlag).
- EXNER, Ch. (1939): Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. I. Teil. – Jb. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf. (Geol. B.-A.), **89**, 285–314.
- EXNER, Ch. (1944): Geologische Beobachtungen in der Katschberzone. – Mitt. Alpenl. Geol. Ver. (Geol. Ges. Wien), **35**, 49–106, Wien.
- EXNER, Ch. (1949): Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern. – Mitt. Geograph. Ges. Wien, **91**, 186–196, Wien.
- EXNER, Ch. (1952): Geologische Probleme der Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., Sonderheft **C**, 86–95, Wien.
- EXNER, Ch. (1953): Vom Katschbergpaß zum Kareckhaus. – *Carinthia II*, **143**, 124–128, Klagenfurt.
- EXNER, Ch. (1967): Stauolith und Polymetamorphose im Umkreis der Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1967**, 98–108, Wien.
- EXNER, Ch. (1971a): Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **114**, 1–119, Wien.
- EXNER, Ch. (1971b): Über Oligoklas-Blasten in metamorphen Schiefen der östlichen Hohen Tauern und Umgebung. – *Carinthia II*, Sonderheft **28**, 221–238, Klagenfurt.
- EXNER, Ch. (1971c): Stülpomelan im Gneis der Radstädter Tauern. – *Der Karinthin*, Folge **64**, 219–224, Klagenfurt.
- EXNER, Ch. (1980): Das Kristallin östlich der Katschberzone. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 167–189, Wien.
- EXNER, Ch. (1983a): Geologische Karte der Hafnergruppe 1:25.000 mit Erläuterungen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **29**, 41–74, Wien.
- EXNER, Ch. (1983b): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 319–320, Wien.
- EXNER, Ch. (1984): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Verh. Geol. B.-A., **1982**, A78, Wien.
- EXNER, Ch. (1985a): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 351, Wien.
- EXNER, Ch. (1985b): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 304–305, Wien.
- EXNER, Ch. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 441–442, Wien.
- EXNER, Ch. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 332–334, Wien.
- EXNER, Ch. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 456–458, Wien.
- EXNER, Ch. (1989a): Geologie des mittleren Lungaus. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 7–103, Wien.
- EXNER, Ch. (1989b): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Schladminger Kristallin auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 589, Wien.
- EXNER, Ch. (1990): Erläuterungen zur Geologischen Karte des mittleren Lungaus. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **36**, 1–38, Wien.
- EXNER, Ch. (1991): Bundschuhgneis und Granatglimmerschiefer bei Ramingstein (Lungau, Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **134**, 15–25, Wien.

- EXNER, Ch. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Kristallin des Schwarzenberges auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 621–622, Wien.
- EXNER, Ch. (1994a): Geologie des Schwarzenberges bei Tamsweg (Lungau, Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **137**, 227–243, Wien.
- EXNER, Ch. (1994b): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Kristallin und Tertiär des Schwarzenberges auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 512–513, Wien.
- FAUPL, P. (1978): Zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung von Breccien- und Turbiditserien in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 81–110, Wien.
- FAUPL, P. (1997): Historische Geologie: Eine Einführung. – 270 S., Wien (WUV-Universitätsverlag).
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene Palaeogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**, 79–94, Wien.
- FEHLEISEN, F. (1975): Der Bau des Katschbergtunnels im Rahmen der Tauernautobahn. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 137–162, Wien.
- FINGER, F. & STEYRER, H. (1988): Granite-types in the Hohe Tauern (Eastern Alps, Austria) – Some aspects on their correlation to Variscan plate tectonic processes. – Geodinamica Acta, **2**, 2–11.
- FORMANEK, H.P. (1964): Zur Geologie und Petrographie der nordwestlichen Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **14**, 9–80, Wien.
- FORMANEK, H.P., KOLLMANN, H. & MEDWENITSCH, W. (1961): Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern im Bereich von Untertal und Obertal. – Mitt. Geol. Ges., **54**, Wien.
- FRANK, W., KRALIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1987): Geochronological data from the Eastern Alps. – In: H.W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 272–281, Wien (Deuticke).
- 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.
- FRIESE, G. (1982): Die Moore auf dem Schwarzenberg im Lungau – Eine vegetationskundliche Untersuchung. – 43 S., Amt der Salzburger Landesregierung, unveröffentlicht.
- FRIMMEL, H. (1986): Petrographie, Gefügemerkmale und geochronologische Daten von Kristallingeröllen aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke im Vergleich zum benachbarten Altkristallin. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **32**, 39–65, Wien.
- FRISCH, W. (1977): Die Alpen im westmediterranen Orogen – eine plattentektonische Rekonstruktion. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **24**, 263–275, Wien.
- FRISCH, W. et al. (1984): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex during the Caledonian-Variscan cycle. – Geol. Rundschau, **73**, 47–68, Stuttgart.
- 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).
- FROSS-BÜSSING, H. (1935): Die Morphologie des nördlichen Lungau. – Geogr. Jahresber. aus Österreich, **18**, 34–40.
- GAREIS, J. (1981): Reste des Eisstromnetzes in inneralpinen Becken. – Eiszeitalter und Gegenwart, **31**, 53–64, Hannover.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht. – Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, **120**, 203–219, Graz.
- GEYER, G. (1891): Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiete des Specialkartenblattes Murau. – Verh. Geol. R.-A., **1891**, 108–120, Wien.
- GEYER, G. (1892): Reisebericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau (Salzburg). – Verh. Geol. R.-A., **1892**, 319–327, Wien.
- GEYER, G. (1893): Vorlage des Blattes „St. Michael“, Zone 17, Col. IX. – Verh. Geol. R.-A., **1893**, 49–60, Wien.
- GEYER, G. (1893): Handkolorierte geologische Manuskriptkarte Blatt St. Michael im Lungau 1:75.000. – Archiv Geol. B.-A., Wien.
- GEYER, G. (1926): Tamsweg-Sauerfeld im salzburgischen Lungau. – In: W. PETRASCHECK (Hrsg.): Kohlengeologie der Österreichischen Teilstaaten. Teil I. 159 f., Kattowice.
- GRUM, W. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Schwarzenberges auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 589–591, Wien.
- GRUNDMANN, G. & MORTEANI, G. (1985): The young uplift and thermal history of the Central Eastern Alps (Austria/Italy). Evidence from apatite fission-track ages. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 197–216, Wien.

- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs (Endbericht). – 32 S., 5 Abb, 1 Beil., 1 Anh., Inst. f. Meteor. u. Geophys., Univ. 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.
- HÄUSLER, H., BECHTOLD, D., BRANDECKER, H., DEMMER, W. & HEINZ, H. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich: Erläuterungen zu Blatt 156 Muhr. – 59 S., Wien.
- HEINRICH, M. (1977): Zur Geologie des Jungtertiärbeckens von Tamsweg mit kristalliner Umrahmung. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 295–341, Wien.
- HEINZ, H. & PESTAL, G. (1988): Geologisch-geophysikalische Analyse von Ultrabasiten aus den zentralen Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 285–289, Wien.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987): Auswertung aeromagnetischer Daten aus dem Bundesland Salzburg. – Bericht Projekt SC-2f/84, 15 S., Wien.
- HEJL, E. (1984): Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 289–318, Wien.
- HEJL, E. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 285–286, Wien.
- HEJL, E. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen im Altkristallin auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 622–623, Wien.
- HEJL, E. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 513, Wien.
- HEJL, E. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen im hinteren Lessachtal auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **138**, 540, Wien.
- HEJL, E. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **139**, 352–353, Wien.
- HEJL, E. (1997a): "Cold spots" during the Cenozoic evolution of the Eastern Alps: thermochronological interpretation of apatite fission-track data. – *Tectonophysics*, **272**, 159–173, Amsterdam (Elsevier).
- HEJL, E. (1997b): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im vorderen Lessachtal auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **140**, 337, Wien.
- HEJL, E. (1998): Über die känozoische Abkühlung und Denudation der Zentralalpen östlich der Hohen Tauern – eine Apatit-Spaltspuranalyse. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **89**, 179–199, Wien.
- HEJL, E. (2000): Bericht 1998 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **142**, 310–311, Wien.
- HEJL, E. (2003): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **143**, 369–371, Wien.
- HEJL, E., ROCKENSCHAUB, M. & SLAPANSKY, P. (1987): Geochronologische Daten aus den Schladminger Tauern und ihre geologische Interpretation. – In: Arbeitstagung Geol. B.-A. 1987, Blatt 127 Schladming, 94–103, Wien.
- HEJL, E. & SLAPANSKY, P. (1983): Neue petrographische und geochronologische Daten zur Metamorphose im Bereich der Schladminger Tauern. – In: Die Frühalpine Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt), Heft **4**, 17–31, Leoben.
- HOFMANN, E. (1933): Tertiäre Pflanzenreste von verschiedenen österreichischen Lagerstätten. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **25**, 144–176, Wien.
- HÖCK, V. (1980): Distribution maps of minerals of the Alpine metamorphism in the Penninic Tauern Window, Austria. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 119–127, Wien.
- HÖCK, V., KOLLER, F. & SEEMANN, R. (1994): Geologischer Werdegang der Hohen Tauern vom Ozean zum Hochgebirge. – In: Mineral & Erz in den Hohen Tauern, S. 29–48, Wien (Naturhistorisches Museum).
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1989): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**, 5–31, Wien.
- KIESLINGER, A. (1956): Die nutzbaren Gesteine Kärntens. – Carinthia II, Sonderheft **17**, 348 S., Klagenfurt.
- KIESLINGER, A. (1964): Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – 436 S., Salzburg (Bergland).
- KLAUS, W. (1977): Neue fossile Pinaceen-Reste aus dem österreichischen Jungtertiär. – Beitr. z. Paläont. Österr., **3**, 105–127.
- KLEBELSBERG, R. v. (1922): Die Haupt-Oberflächensysteme der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., H. **2/3**, 45–67, Wien.

- KNOBLOCH, E. (1977): Fossile Pflanzenreste aus der Kreide und dem Tertiär von Österreich. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, 415–426, Wien.
- KNOBLOCH, E. & KVACEK, Z. (1982): Miozäne Pflanzenreste aus der Umgebung von Tamsweg (Niedere Tauern). – Acta Univ. carol. Geol., **2** (1981), 95–120, Praha.
- KOBER, L. (1912a): Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umrahmung. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **121**, Abt. I, 425–459, Wien.
- KOBER, L. (1912b): Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **5**, 368–481, Wien.
- KOBER, L. (1912c): Radstädter Tauern (Führer zu geologischen Exkursionen). – Geol. Rundschau, **3**, 524–528, Leipzig.
- KOBER, L. (1922a): Das östliche Tauernfenster. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **98**, 201–242, Wien.
- KOBER, L. (1922b): Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **130**, Abt. I, 375–381, Wien.
- KOBER, L. (1923): Bau und Entstehung der Alpen. – 1. Aufl., 283 S., Berlin (Borntraeger).
- KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., Wien (Springer).
- KÖLLENSPERGER, G. (1976): Planung, Projektierung und Bau der Tauernautobahn-Scheitelstrecke. – In: J. VILANEK (Hrsg.): Tauernautobahn-Scheitelstrecke. Band I, 29–179, Salzburg (Tauernautobahn AG).
- KÖSTLER, H. (1985): Die „Franzenshütte“ und das Hochofen-Museum in Bundschuh (Lungau, Ld. Salzburg). – Berg- u. Hüttenmännische Monatshefte, **130/5**, 171–173, Wien (Springer).
- KRISAI, R., BURGSTALLER, B., EHMER-KÜNKELE, U., SCHIFFER, R. & WURM, E. (1991): Die Moore des Ost-Lungaus. Heutige Vegetation, Entstehung, Waldgeschichte ihrer Umgebung. – Sauteria, **5**, 240 S., 8 Beil., Salzburg, (Abakus Verlag).
- KÜHN, O. et al. (1962): Autriche. – Lexique Stratigraphique International, I Europe, Fasc. **8**, 646 S., Paris.
- KÜRSINGER, I. (1853): Lungau. Historisch, ethnographisch und statistisch aus bisher unbenutzten urkundlichen Quellen. – 854 S., Neudruck 1981, Salzburg.
- LICHTENBERGER, E. (1956): Stadiale Gletscherstände in den Schladminger Tauern (Steiermark). – Ztschr. f. Gletscherkunde u. Glazialgeol., **3**, 235–244.
- LIEB, G.K. (1983): Beobachtungen zum Spätglazial im Weißpriachtal (Schladminger Tauern). – In: Festschrift für S.O. MORAWETZ (= Arbeiten aus dem Institut der Karl-Franzens-Universität Graz, **25**), 139–144, Graz.
- LIU, Y., GENSER, J., HANDLER, R., FRIEDL, G. & NEUBAUER, F. (2001): ⁴⁰Ar/³⁹Ar muscovite ages from the Penninic-Austroalpine plate boundary, Eastern Alps. – Tectonics, **20**, 526–547.
- MANDL, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf – Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**, 61–77, Wien.
- MARSCHALLINGER, R. & HOLUB, B. (1990): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster, Österreich). Teil II: Zirkontypologische und geochemische Charakteristik. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **82**, 19–48, Wien.
- MATURA, A. (1980): Die Schladminger und Wölzer Tauern. – In: R. OBERHAUSER (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs, 363–368, Wien (Springer).
- MATURA, A. (1987): Schladminger Kristallinkomplex. – In: Tagungsband der Arbeitstagung Geologischen Bundesanstalt 1987, Blatt 127 Schladming, 13–24, Wien (Geologische Bundesanstalt).
- MAURITSCH, H.J. (1983): Geophysikalische Mineralprospektion südliche Schladminger Tauern. – Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-024/82 F, 45 Bl., Leoben.
- MAURITSCH, H. (1987): Bodengeophysikalische Untersuchungen in den Schladminger Tauern. – In: MATURA, A. (Red.): Tagungsband der Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1987, Blatt 127 Schladming, 104–105, Wien.
- MEIXNER, H. (1935): Eine neue Manganparagenese vom Schwarzsee (Kobelsberger Alpe) bei Tweng in den Radstädter Tauern. – N. Jb. Miner., Abt. A, Beil.-Bd. **69**, 500–514, Stuttgart.
- MEIXNER, H. (1957): Umhüllungspseudomorphosen von Kalzedon um pseudo-oktaedrische Magnesit-xx aus der Talklagerstätte bei Lessach im Lungau, Salzburg. – Der Karinthin, **34/35**, 189–191, Klagenfurt.

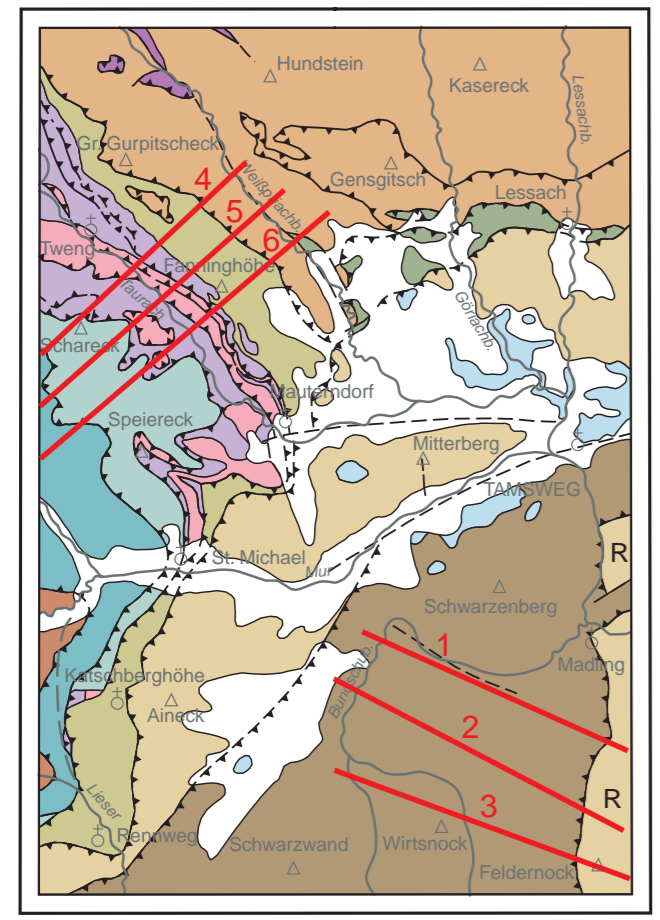
- MEIXNER, H. (1978): Alpine Kluffminerale und Tauernmetamorphose im Unteralm-Radiolarit aus der Hochfeindgruppe, südliche Radstädter Tauern, Salzburg. – *Der Karinthin*, **79**, 62–64, Salzburg.
- MEURERS, B. (1992): Untersuchungen zur Bestimmung und Analyse des Schwerefeldes im Hochgebirge am Beispiel der Ostalpen. – *Öst. Beitr. Meteorologie u. Geodynamik*, **6**, 146 S., Wien.
- MURCHISON, R. (1850): Über den Gebirgsbau in den Alpen, Apenninen und Karpathen etc. – 162 S., Stuttgart.
- NAGL, H. (1966): Geomorphologie der Region um den Katschberg und der benachbarten Gebirgsgruppen. – *Geogr. Jahresber. aus Österreich*, **31**, 133–168.
- NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1993): The Austro-Alpine metamorphic basement east of the Tauern Window. – In: J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER (Hrsg.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 515–536, Berlin etc. (Springer).
- NEUBAUER, F., GENSER, J. & HANDLER, R. (2000): The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92**, 117–134, Wien.
- NOWOTNY, A. (1976): Die Geologie des Katschberges und seiner Umgebung. – *Diss. phil. Fak. Univ. Wien*, 160 S., Wien.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bände, 1199 S., Leipzig.
- PETERS, C. (1854): Die geologischen Verhältnisse der Nordseite des Radstädter Tauern. – *Jb. Geol. R.-A.*, **5**, 808–818, Wien.
- PREY, S. (1938): *Aufnahmebericht über das Blatt St. Michael (5151)*. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1938**, 63–64, Wien.
- PREY, S. (1941): *Aufnahmebericht für 1938 über geologische Aufnahmen für eine Entwässerung des oberen Murtales im Lungau auf Blatt 5151*. – *Verh. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf.*, **1939**, 59–61, Wien.
- PREY, S. (1941): Über die Katschbergschiefer. – *Ber. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf.* (= *Verh. Geol. B.-A.*), **1941**, 115–119, Wien.
- RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1993): Palinspastic reconstruction of the Pre-Triassic basement units in the Alps: the Eastern Alps. – In: J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER (Hrsg.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 41–55, Berlin (Springer).
- ROSIWAL, A. (1893): Petrographische Notizen über einige kristallinische und „halbkristallinische“ Schiefer sowie Quarzite aus der Umgebung des Radstädter Tauern. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1893**, 365–372, Wien.
- SACHSENHOFER, R.F. (1989): Das Inkohlungsgebiet im Jungtertiär der Norischen Senke (östliche Zentralalpen, Österreich) und seine paläogeothermische Deutung. – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 489–505, Wien.
- SACHSENHOFER, R.F. (1992): Coalification and thermal histories of Tertiary basins in relation to late Alpidic evolution of the Eastern Alps. – *Geol. Rundschau*, **81**, 291–308, Wien.
- SACHSENHOFER, R.F. (2000): Geodynamic controls on deposition and maturation of coal in the Eastern Alps. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92**, 185–194, Wien.
- SCHEDL, A. (1981): Geologische, geochemische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im ostalpinen Altkristallin der Schladminger Tauern. – *Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien*, 209 S., Wien.
- SCHNEIDER, H. (1960): Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitze. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien*, **11**, 67–110, Wien.
- SCHERMAIER, A., HAUNTSCHMID, B. & FINGER, F. (1997): Distribution of Variscan I- and S-type granites in the Eastern Alps: a possible clue to unravel pre-Alpine basement structures. – *Tectonophysics*, **272**, 315–333, Amsterdam.
- SCHIERL, H. (1993): Zur spätglazialen Entwicklung des Lieser- und Maltatales. – *Diplomarbeit Univ. Salzburg*, 60 S., Salzburg.
- SCHIMANA, R. (1986): Geologische Entwicklung des Kristallins in der Umgebung von Radenthein (Nockgebiet, Kärnten). – *Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien*, 172 S., Wien.
- SCHIMANA, R. (1987): Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins um Radenthein (Kärnten, Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **33**, 221–232, Wien.
- SCHITTER, J. (1975): *Heimat Mariapfarr*. – 428 S., Mariapfarr.
- SCHITTER, J. (1979): *Heimat Weißpriach*. – Mariapfarr.
- SCHMIDT, W. (1924): Der Bau der westlichen Radstädter Tauern. – *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.*, **99**, 309–339, Wien.

- SCHNEIDER, Th. (1988): Die geomorphologische Entwicklung des Lungau im Jungtertiär. – Augsburg. geograph. Hefte, Schriftenreihe des Lehrstuhls für Phys. Geogr. der Univ. Augsburg, **7**, 267 S., Augsburg.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1975): Zum Alter der Radstädter Quarzphyllite (Unterostalpin, Salzburg). – Ann. Naturhistor. Mus. Wien, **79**, 47–55, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. & ZEJULA, G. (1975): Silur-Conodonten aus einer Phyllonitzone im Muralpen-Kristallin (Lungau/Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 253–269, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., EXNER, Ch. & NOWOTNY, A. (1976): Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 115–146, Wien.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (1999): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike-slip tectonics. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **42**, 37–58, Wien.
- SCHUSTER, R., KOLLER, F., HÖCK, V., HOINKES, G. & BOUSQUET, R. (2004): Explanatory notes to the map: Metamorphic structure of the Alps. Metamorphic evolution of the Eastern Alps. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **149**, 175–199, Wien.
- SCHWARZ, R. (2002): Abenteuer Römerstraßen. Die Römerstraße von Salzburg bis zur Adria. – 96 S., Eching (Verlag GraficArt digital GmbH).
- SCHWINNER, R. (1926): Über das Tertiär im Lungau. – Verh. Geol. B.-A., **1925**, 192–195, Wien.
- SCHWINNER, R. (1927): Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math-natw. Kl., **136**, Abt. I, 333–382, Wien.
- SEEFELDER, E. (1962): Neuere Ergebnisse zur Morphologie der Salzburger Alpen. – Mitt. Naturwiss. Arbeitsgem. am Haus der Natur in Salzburg, **13**, 1–13, Salzburg.
- SENFEL, E. & EXNER, Ch. (1973): Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation. – Verh. Geol. B.-A., **1973**, 209–234, Wien.
- SLAPANSKY, P. (1987): Kalkspitzen-Mesozoikum. – In: MATURA, A. (Hrsg.): Tagungsband der Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1987, Blatt 127 Schladming. – 168 S., Wien (Geologische Bundesanstalt).
- SLAPANSKY, P. & 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).
- SLAPANSKY, P. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf Blatt 157 Tamsweg. – Jb. Geol. B.-A., **133**, S. 476, Wien.
- SPREITZER, H. (1951): Über die Entstehung der Großformen der Hohen Gurktaler Alpen. – Carinthia II, **61**, 65–77, Klagenfurt.
- SPREITZER, H. (1959/60): Der eiszeitliche Murgletscher in Steiermark und Kärnten. – Geogr. Jahresber. aus Österreich, **28**, 1–50.
- SPREITZER, H. (1963): Größenwerte des Ausmaßes der glazialen Tiefenerosion (vornehmlich am Beispiel des oberen steirischen Murgebietes). – Mitt. natw. Ver. Steiermark, **93** (= Morawetz-Festschrift), 112–119, Graz.
- STABER, R. (1933): Tertiärschichten in Oberkärnten. – Verh. Geol. B.-A., **1933**, Wien.
- STAUFENBERG, H. (1987): Apatite Fission-Track Evidence for Postmetamorphic Uplift and Cooling History of the Eastern Tauern Window and Surrounding Austroalpine (Central Eastern Alps, Austria). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 571–586, Wien.
- STRÖBITZER, M. (1999): Die fossilen Blattvergesellschaftungen von Lintsching (Tamsweiger Becken, Salzburg, Miozän). – Beitr. Paläont., **24**, 91–153, Wien).
- STUR, D. (1854a): Die geologische Beschaffenheit der Centralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger. – Jb. Geol. R.-A., **5**, 818–852, Wien.
- STUR, D. (1854b): Handkolorierte geol. Manuskriptkarte der Umgebung von Mauterndorf, Maßstab 1 : 28.000. – Archiv Geol. B.-A., Inv.-Nr. A 03223, Wien.
- STUR, D. (1855): Über die Ablagerungen des Neogen, Diluvium und Alluvium im Gebiete der nordöstlichen Alpen und ihre Umgebung. – Sitzber. Kaiserl. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **16**, Wien.
- STUR, D. (1864): Über die neogenen Ablagerungen im Gebiete der Mürz und Mur in Obersteiermark. – Jb. K. K. Geol. R.-A., **14**, Wien.
- SUESS, E. (1901): Das Antlitz der Erde. – 3. Band, 1. Hälfte. 508 S., Prag (Tempisky & Freytag).
- TERMIER, P. (1904): Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. – Bull. Soc. géol. France, **3**, 711–765, Paris.

- THALMANN, F. (1962): Geologische Neuaufnahme der Riedingspitze und des Weißbecks. – Verh. Geol. B.-A., **1962**, 340–346, Wien.
- THEINER, U. (1987): Das Kristallin der NW-Nockberge. Eine kristallingeologische Neuuntersuchung. – Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 154 S., Wien.
- THIELE, O. (1960): Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf Blatt Tamsweg (157). – Verh. Geol. B.-A., **1960**, A85–86, Wien.
- THIELE, O. (1961): Bericht 1960 über geologische Aufnahmen auf Blatt Tamsweg (157). – Verh. Geol. B.-A., **1961**, A78–79, Wien.
- TOLLMANN, A. (1956): Geologie der Pleisling-Gruppe (Radstädter Tauern). – Verh. Geol. B.-A., **1956**, 146–164, Wien.
- TOLLMANN, A. (1958): Geologie der Mosermanngruppe (Radstädter Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **101**, 79–115, Wien.
- TOLLMANN, A. (1961a): Bericht 1960 über die geologischen Aufnahmen in den südlichen Radstädter Tauern (Blatt 156 Muhr, 157 Tamsweg). – Verh. Geol. B.-A., **1961**, A82–84, Wien.
- TOLLMANN, A. (1961b): Der Twenger Wandzug (Radstädter Tauern). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **53**, 117–131, Wien.
- TOLLMANN, A. (1962a): Aufnahmebericht 1961 über das SE-Ende der Radstädter Tauern zwischen Mauterndorf und St. Michael (Blatt 157 Tamsweg). – Verh. Geol. B.-A., **1962**, A77–81, Wien.
- TOLLMANN, A. (1962b): Die Entdeckung eines eiszeitlichen Naturdenkmales im Lungau. Der Gletschertopf bei Mauterndorf. – Universum, Natur und Technik, **17**, 32–34, Wien.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. – 256 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1964a): Aufnahmebericht 1963 über die Südseite der Hochfeindgruppe. – Verh. Geol. B.-A., **1964**, A51–54, Wien.
- TOLLMANN, A. (1964b): Radstädter Tauern. Exkursionsführer. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57/1**, 49–56, Wien.
- TOLLMANN, A. (1966): Aufnahmebericht 1965 über den Südostrand der Radstädter Tauern (Blatt 157 Tamsweg). – Verh. Geol. B.-A., **1966**, A58–60, Wien.
- TOLLMANN, A. (1968): Die Grundbegriffe der deckentektonischen Nomenklatur. – Geotekton. Forsch., **29**, 26–59, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen. – XVI + 766 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1980): Geology and Tectonics of the Eastern Alps (Middle Sector). – Abh. Geol. B.-A., **34**, 197–255, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Band 2. Außerzentralalpiner Anteil. – XVI + 710 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1986 a): Geologie von Österreich. Band 3. Gesamtübersicht. – X + 718 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1986 b): Die Entwicklung des Reliefs der Ostalpen. – Mitt. österr. geograph. Ges., **128**, 62–72, Wien.
- TRAUTH, F. (1927): Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., 1. Teil, **100**, 101–212, Wien.
- TUFAR, W. (1971): Bleiglanz-Granat-Verwachsungen in der Lagerstätte von Ramingstein im Lungau (Salzburg). – N. Jb. Miner. Mh., **1971**, 183–192, Stuttgart.
- UCIK, F.H. (1975): Der Asbestschurf beim Peitler oberhalb St. Peter bei Rennweg im Liesertal, Kärnten. – Archiv Lagerst.forsch. Ostalpen, **15**, 15–27, Leoben.
- UHLIG, V. (1908): Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., **117**, Abt. I, 1379–1422, Wien.
- VACEK, M. (1882 a): Über die Radstädter Tauern. – Verh. Geol. R.-A., **1882**, 310–316, Wien.
- VACEK, M. (1882 b): Handkolorierte geologische Manuskriptkarte Blatt St. Michael im Lungau 1 : 75.000. Anteil Radstädter Tauern. – Archiv Geol. B.-A., Wien
- VACEK, M. (1893): Über die Schladminger Gneissmasse und ihre Umgebung. – Verh. Geol. R.-A., **1893**, 382–396, Wien.
- VACEK, M. (1901): Über den neuesten Stand der geologischen Kenntnisse in den Radstädter Tauern. – Verh. Geol. R.-A., **1901**, 361–397, Wien.
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in der Eiszeit. – 24 S., Wien (Geologische Bundesanstalt).
- VAN HUSEN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**, 135–156, Wien.
- VETTERS, W. (1937): Geologische Übersichtskarte der Republik Österreich. Maßstab 1 : 500.000. – Wien (Geologische Bundesanstalt).

- WAGREICH, M. (2001): A 400-km-long piggyback basin (Upper Aptian–Lower Cenomanian) in the Eastern Alps. – *Terra Nova*, **13**, 401–406.
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der österreichischen Braunkohlenvorkommen. – *Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A.*, **4**, 317 S., Wien.
- WEBER, L. (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs (Erläuterungen zur Minerogenetischen Karte von Österreich unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe). – *Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A.*, **19**, 607 S., Wien.
- WEINGARTNER, H. (1988): Einige Aspekte zur spätglazialen Entwicklung im inneralpinen Lungau. – In: H. RIEDL (Hrsg.): Beiträge zur Geographie von Salzburg (= Salzburger Geogr. Arb., **17**), 311–322, Salzburg.
- WEINGARTNER, H. (1993): Das Weißpriachtal. Einige Erkenntnisse zur spätglazialen, holozänen und rezenten Morphodynamik. – *Der Geograph im Hochgebirge (Heuberger-Festschrift)*, Innsbrucker Geogr. Studien, **20**, 117–123, Innsbruck.
- WEISS, E.H. (1976): Die geologischen Verhältnisse und die baueologischen Erfahrungen im Katschbergtunnel. – In: J. VILANEK (Hrsg.): Tauernautobahn-Scheitelstrecke. Band II, 513–528, Salzburg (Tauernautobahn-AG).
- WINKLER-HERMADEN, A. (1928): Über Studien in den inneralpinen Tertiärablagerungen und über deren Beziehungen zu den Augensteinfeldern der Nordalpen. – *Sitzber. Akad. Wiss., math.-natw. Kl. A I.*, **137**, 183–225, Wien.
- ZEZULA, G. (1976): Die Lessacher Phyllonitzone am Südrand der Schladminger Tauern (Lungau, Salzburg). – *Diss. Phil. Fak. Univ. Wien*, 194 S., Wien.
- ZIMMERMANN, R., HAMMERSCHMIDT, K. & FRANZ, G. (1994): Eocene high-pressure metamorphism in the Penninic units of the Tauern Window (Eastern Alps): evidence from Ar/Ar dating and petrological investigations. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **117**, 175–186.

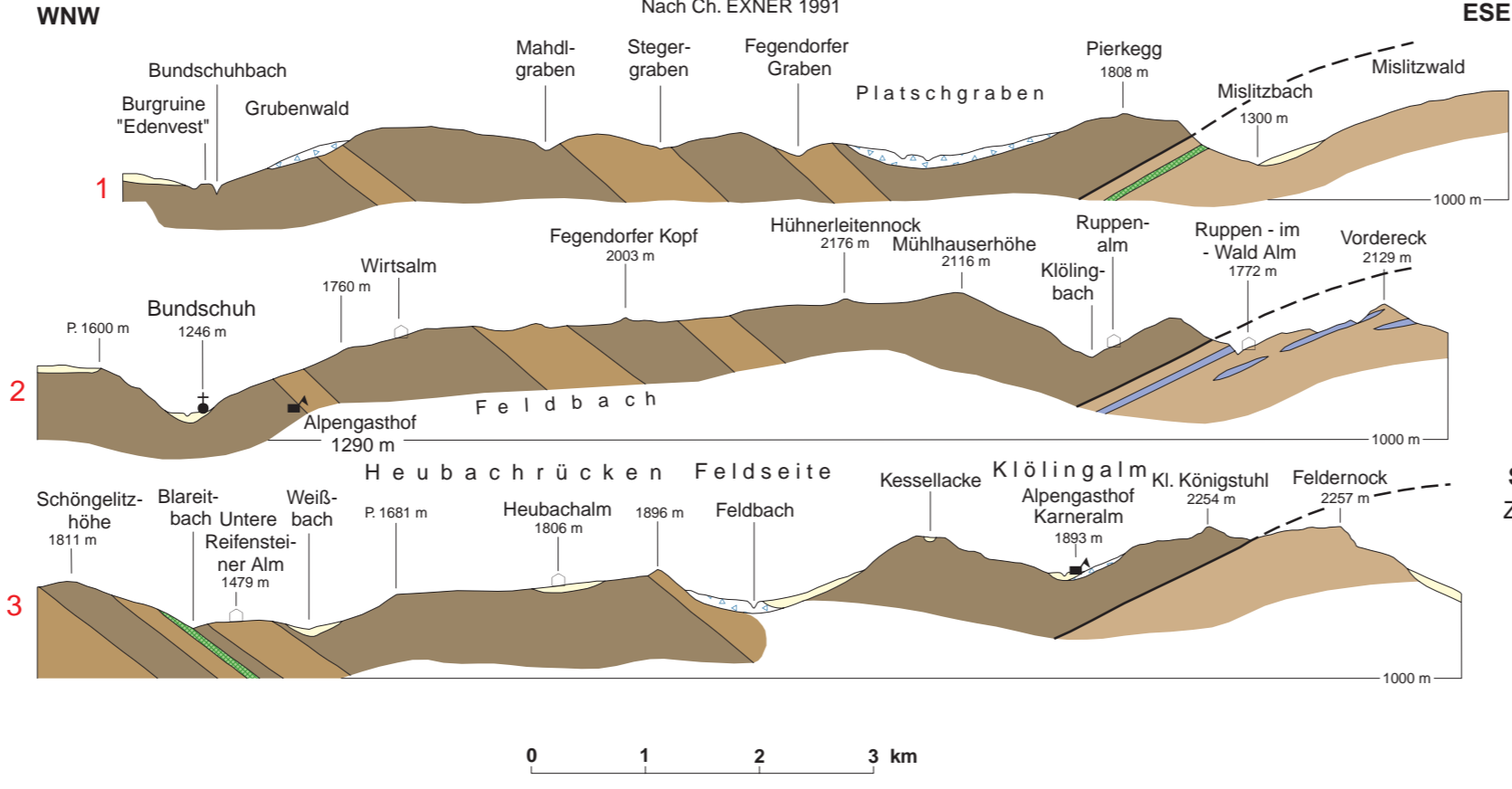
LAGE DER SCHNITTE



Erläuterungen 157 Tamsweg

PROFILE DURCH DAS NOCKGEBIET BEI RAMINGSTEIN

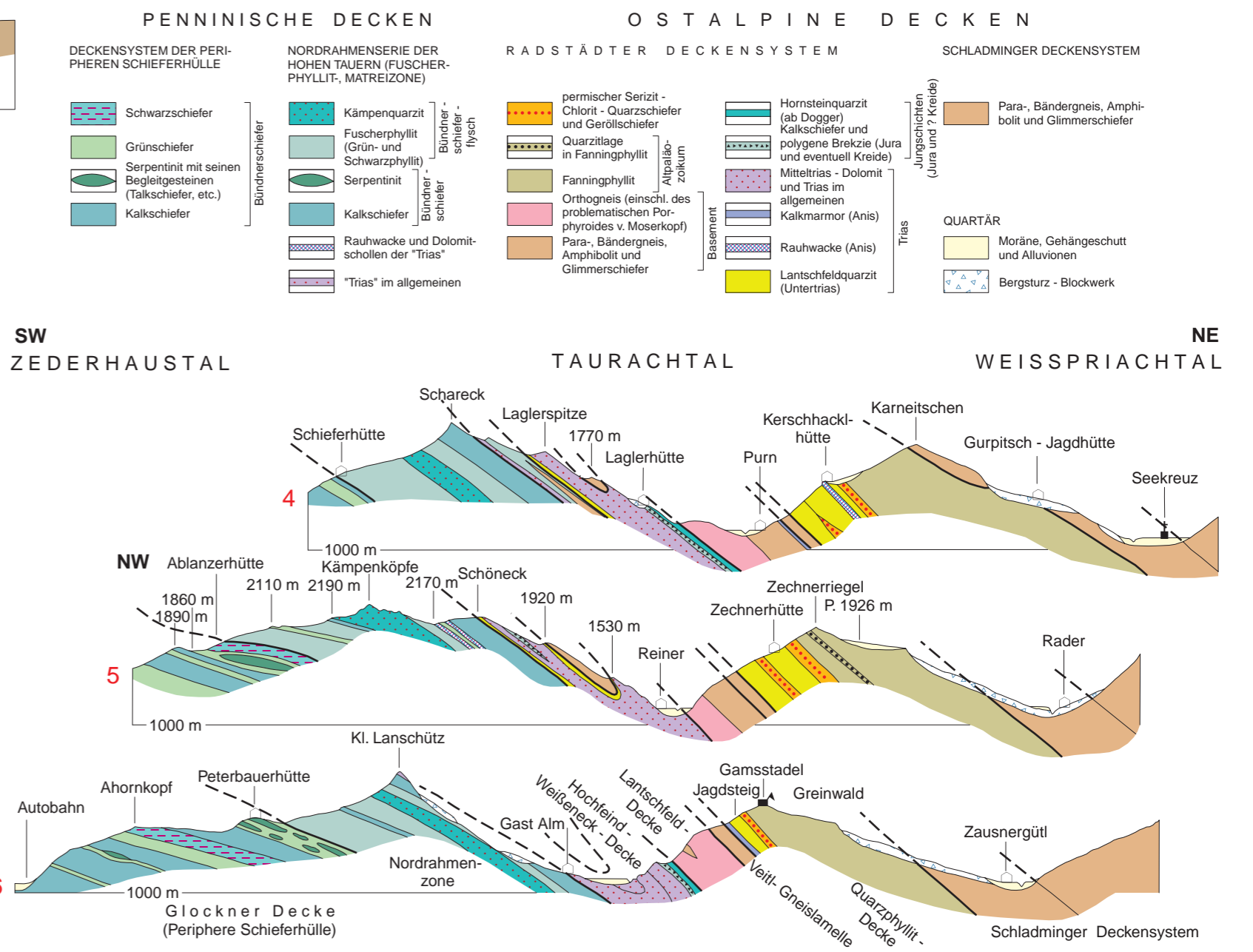
Nach Ch. EXNER 1991



- Moräne, Gehängeschutt und Alluvionen
- Bergsturz - Blockwerk und verrutschte Gesteinsmassen
- Kalkmarmor
- Amphibolit
- Granatglimmerschiefer des Bundschuh - Priedröf - Komplexes
- Biotit - Plagioklas - Gneis (Bundschuh - Paragneis)
- Granatglimmerschiefer des Wölz - Komplexes

PROFILE DURCH DIE RADSTÄDTER TAUERN BEI MAUTERNDORF

Nach Ch. EXNER 1989



PENNINISCHE DECKEN

- DECKENSYSTEM DER PERIPHEREN SCHIEFERHÜLLE
- Schwarzschiefer
 - Grünschiefer
 - Serpentin mit seinen Begleitgesteinen (Talkschiefer, etc.)
 - Kalkschiefer
- NORDRAHMENSERIE DER HOHEN TAUERN (FUSCHER-PHYLLIT, MATREIZONE)
- Kämpenquarzit
 - Fuscherschiefer (Grün- und Schwarzschiefer)
 - Serpentin
 - Kalkschiefer
 - Rauhwacke und Dolomitschollen der "Trias"
 - "Trias" im allgemeinen

OSTALPINE DECKEN

- RADSTÄDTER DECKENSYSTEM
- permischer Serizit - Chlorit - Quarzschiefer und Geröllschiefer
 - Quarzittage in Fanningphyllit
 - Fanningphyllit
 - Orthogneis (einschl. des problematischen Porphyroides v. Moserkopf)
 - Para-, Bändergneis, Amphibolit und Glimmerschiefer
- SCHLADMINGER DECKENSYSTEM
- Hornsteinquarzit (ab Dogger)
 - Kalkschiefer und polygene Brekzie (Jura und eventuell Kreide)
 - Mitteltrias - Dolomit und Trias im allgemeinen
 - Kalkmarmor (Anis)
 - Rauhwacke (Anis)
 - Lantsfeldquarzit (Untertrias)
- QUARTÄR
- Moräne, Gehängeschutt und Alluvionen
 - Bergsturz - Blockwerk

Tektonische Übersicht

- Neogen von Tamsweg
 - Bundschuh-Deckensystem
 - Koralle-Wölz-Deckensystem (Ramingsteiner Fenster = R)
 - Lessacher Phyllonitzone
 - Permomesozoische Metasedimente
 - Schladminger Kristallinkomplex
- Radstädter Deckensystem (inkl. Tschaneckscholle und Katschbergzone)
- Permomesozoische Metasedimente
 - Altpaläozoische Metasedimente (Katschbergzone, Fanningphyllit)
 - Twenger Kristallinkomplex
 - Nordrahmenzone des Tauernfensters mit Unterostalpinen Schollen
 - Periphere Schieferhülle
 - Kareck- und Storz-Komplex ("Altkristallin")
- Störung (nachgewiesen, vermutet)
- Deckengrenze (nachgewiesen, vermutet)