

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50 000

# ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

## 127 Schladming

Von GERHARD W. MANDL, EWALD HEJL & DIRK VAN HUSEN

Mit Beiträgen von

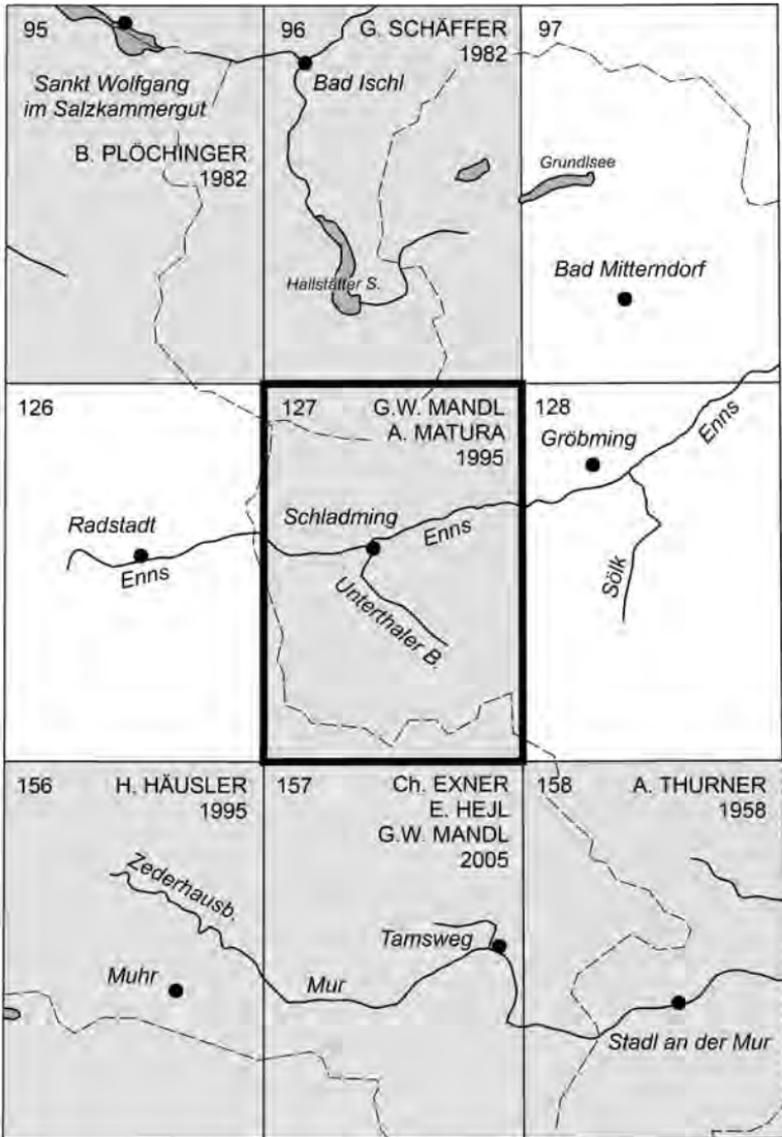
ANDREAS AHL, ILSE DRAXLER, MARIA HEINRICH, THOMAS HOFMANN,  
WOLFGANG A. LENHARDT, ALOIS MATURA, BEATRIX MOSHAMMER,  
RUDOLF PAVUZA, ALBERT SCHEDL, HANS PETER SCHÖNLAUB,  
GERHARD SCHUBERT, ROBERT SEEBACHER, PETER SLAPANSKY &  
ALFRED WEISS

42 Abbildungen, 10 Tabellen, 4 Falttafeln



Wien 2014

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:  
Geologische Bundesanstalt, A 1030 Wien, Neulinggasse 38  
[www.geologie.ac.at](http://www.geologie.ac.at)



Blatt 127 Schladming  
und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (Ende 2014)

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50 000

# ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

## 127 Schladming

Von GERHARD W. MANDL, EWALD HEJL & DIRK VAN HUSEN

Mit Beiträgen von

ANDREAS AHL, ILSE DRAXLER, MARIA HEINRICH, THOMAS HOFMANN,  
WOLFGANG A. LENHARDT, ALOIS MATURA, BEATRIX MOSHAMMER,  
RUDOLF PAVUZA, ALBERT SCHEDL, HANS PETER SCHÖNLAUB,  
GERHARD SCHUBERT, ROBERT SEEBACHER, PETER SLAPANSKY &  
ALFRED WEISS

42 Abbildungen, 10 Tabellen, 4 Falltafeln



Wien 2014

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:  
Geologische Bundesanstalt, A 1030 Wien, Neulinggasse 38  
[www.geologie.ac.at](http://www.geologie.ac.at)

## **Anschriften der Verfasserinnen und Verfasser**

DR. ANDREAS AHL, DR. ILSE DRAXLER, DR. MARIA HEINRICH,  
MAG. THOMAS HOFMANN, DR. GERHARD W. MANDL, DR. BEATRIX MOSHAMMER,  
DR. ALBERT SCHEDL, DR. GERHARD SCHUBERT, DR. PETER SLAPANSKY  
Geologische Bundesanstalt  
A 1030 Wien, Neulinggasse 38

andreas.ahl@geologie.ac.at, maria.heinrich@geologie.ac.at,  
thomas.hofmann@geologie.ac.at, gerhard.mandl@geologie.ac.at,  
beatrix.moshammer@geologie.ac.at, albert.schedl@geologie.ac.at,  
gerhard.schubert@geologie.ac.at, peter.slapansky@geologie.ac.at

UNIV. DOZ. DR. EWALD HEJL  
Universität Salzburg, AG Geologie  
A 5020 Salzburg, Hellbrunner Straße 34  
ewald.hejl@sbg.ac.at

AO. UNIV.-PROF. DR. DIRK VAN HUSEN  
A 4813 Altmünster, Simeistraße 14  
dirk.van-husen@aon.at

UNIV. DOZ. DR. WOLFGANG A. LENHARDT  
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik  
Abteilung Geophysik  
A 1190 Wien, Hohe Warte 38  
wolfgang.lenhardt@zamg.ac.at

DR. ALOIS MATURA  
A 2345 Brunn am Gebirge, Franz Keim-Gasse 48/9  
alois.matura@aon.at

DR. RUDOLF PAVUZA  
Naturhistorisches Museum  
Karst- und Höhlenkundliche Abteilung  
A 1070 Wien, Museumsplatz 1/10  
speleo.austria@nhm-wien.ac.at

AO. UNIV.-PROF. DR. HANS PETER SCHÖNLAUB  
A 9640 Kötschach-Mauthen, Kötschach 350  
hp.schoenlaub@aon.at

ROBERT SEEBACHER  
A 8983 Bad Mitterndorf, Sonnenalm 78  
hoehle@tele2.at

MR DIPL. ING. ALFRED WEISS  
A 1020 Wien, Rustenschacherallee 28, Stg. 2

Topographie: © BEV – 2014, vervielfältigt mit Genehmigung des BEV –  
Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, T2014/108124.

Alle Rechte vorbehalten  
ISBN-13: 978-3-85316-076-3  
Redaktion: Gerhard W. Mandl, Ewald Hejl & Dirk van Husen  
Technische Redaktion: Christoph Janda  
Lektorat: Christian Cermak  
Satz: Jarmila Böhm  
Druck: „agensketter!“ Druckerei GmbH, A 3001 Mauerbach

# Inhalt

Vorwort.....	4
1. Geografischer Überblick (G.W. MANDL).....	6
2. Geologischer Überblick (G.W. MANDL, A. MATURA & E. HEJL).....	9
3. Geologische Erforschungsgeschichte .....	12
3.1. Kristallengebiet der Schladminger Tauern.....	12
Kartierung, mineralogisch-petrografische und lagerstättenkundliche Arbeiten (A. MATURA) .....	12
Geochronologie, Metamorphose und Großtektonik (E. HEJL) .....	14
3.2. Kalkalpen und Grauwackenzone (G.W. MANDL) .....	16
3.3. Quartär (D. VAN HUSEN).....	18
3.4. Zur Geschichte des Bergbaus in der Region Schladming (A. WEISS) .....	19
4. Geologischer Bau (E. HEJL & G.W. MANDL).....	24
5. Entwicklungsgeschichte.....	32
5.1. Das präquartäre Geschehen im Grundgebirge (E. HEJL & G.W. MANDL) ...	32
5.2. Die Entwicklung des oberen Ennstals im Quartär (D. VAN HUSEN) .....	38
6. Erläuterungen zur Kartenlegende (Gesteinsarten und sonstige Legendenelemente).....	44
6.1. Schladminger Kristallinkomplex (E. HEJL & A. MATURA) .....	44
6.2. Zentralalpines Permomesozoikum der Radstädter Tauern (G.W. MANDL) .....	53
6.3. Wölzer Glimmerschieferkomplex (E. HEJL & A. MATURA).....	58
6.4. „Ennstaler Phyllitzone“ (E. HEJL & A. MATURA) .....	60
6.5. Grauwackenzone (G.W. MANDL & H.P. SCHÖNLAUB).....	62
6.6. Nördliche Kalkalpen (G.W. MANDL).....	65
6.7. Quartär (D. VAN HUSEN).....	92
7. Seismotektonik/Erdbeben (W.A. LENHARDT) .....	110
8. (Aero-)Geophysikalische Landesaufnahme (P. SLAPANSKY & A. AHL).....	114
8.1. Aeromagnetik .....	114
8.2. Gravimetrie .....	121
8.3. Bodengeophysik, Gesteinsphysik .....	122
9. Mineralische Rohstoffe (M. HEINRICH, B. MOSHAMMER & A. SCHEDL) .....	124
9.1. Erzrohstoffe .....	124
9.2. Energierohstoffe/Kohle.....	129
9.3. Industriemineralien .....	131
9.4. Steine und Erden .....	132
10. Hydrogeologie (G. SCHUBERT) .....	134
10.1. Hydrologische Verhältnisse .....	134
10.2. Unterirdischer Abfluss .....	140
10.3. Zur Wasserversorgung .....	147
11. Höhlen (R. PAVUZA & R. SEEBACHER).....	150
12. Moore (I. DRAXLER).....	152
13. Geologische Naturdenkmale (TH. HOFMANN & G.W. MANDL) .....	157
14. Museen, Schaubergwerke, Lehrpfade und Exkursionen (Auswahl) (E. HEJL, A. SCHEDL & G.W. MANDL) .....	161
Literatur .....	164
Farbabbildungen 35–42 .....	187

# Vorwort

(E. HEJL & G.W. MANDL)

Anlässlich der Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1987 in Schladming wurden die Aufnahmeergebnisse auf Blatt 127 Schladming erstmals in einem weit fortgeschrittenen Stadium der Fertigstellung der Öffentlichkeit vorgestellt. Im Jahr 1995 erfolgten dann der Druck und die Veröffentlichung des geologischen Kartenblattes 127 Schladming. Der Tagungsband der Arbeitstagung galt seither als provisorische Erläuterungsquelle. Einige Textstellen wurden in den vorliegenden Erläuterungen – teilweise adaptiert – wieder verwendet.

Seit der genannten Arbeitstagung und seit der Veröffentlichung des Kartenblattes 127 Schladming sind nun schon 27 bzw. 19 Jahre vergangen. Es gilt daher, mit den folgenden Erläuterungen auch jene Fortschritte im Kenntnisstand über den geologischen Bau der Alpen zu berücksichtigen, welche die geologische Gliederung und die Nomenklatur der Region Schladming betreffen.

Das gedruckte geologische Kartenblatt 127 Schladming beruht auf feldgeologischen Befunden, die in einem Zeitraum von zehn Jahren, genauer gesagt von 1979 bis 1989, von elf Autoren erhoben worden sind (siehe die „Verteilung der Aufnahmegebiete“). Es scheint daher zweckmäßig, den damaligen Kenntnisstand im Kapitel 3 „Geologische Erforschungsgeschichte“ etwas ausführlicher zu rekapitulieren. Sowohl das verwendete Begriffsinventar (Stichwort „Mittelostalpin“) als auch die tektonischen Hypothesen werden dadurch besser verständlich.

Einen Hauptteil des Textes bilden naturgemäß die Erläuterungen zu den Signaturen in der Kartenlegende. Da die reformierte deutsche Rechtschreibung von 1996 einschließlich Regeländerungen 2004 und 2006 für öffentliche Dienste verbindlich ist, finden sich im vorliegenden Erläuterungstext einige Begriffe, deren Schreibweise vom Legendentext der Karte geringfügig abweicht. Beispiele dazu sind *Abrißkante* und *Rauhwacke/rauwackig*, die heute als Abrisskante und Rauhwacke/rauwackig zu schreiben sind.

Neue Formationsnamen werden in den vorliegenden Erläuterungen in *Kursivschrift* zusätzlich zu den alten Formationsnamen der Kartenlegende angeführt. Die chronostratigrafischen Termini der Kartenlegende werden in den Erläuterungen in latinisierter Form verwendet, gemäß den Empfehlungen zur stratigrafischen Nomenklatur nach STEININGER & PILLER (1999). Die international nicht mehr verwendeten Begriffe „Skyth“, „Cordevol“ und „Tertiär“ werden nur mehr informell gebraucht und durch Anführungszeichen gekennzeichnet.

Im Hinblick auf die neogene Sprödetektonik der Ostalpen im Allgemeinen und des Blattgebietes 127 Schladming im Besonderen haben sich während der letzten ca. 20 Jahre neue wissenschaftliche Aspekte ergeben. Beginnend mit den Untersuchungen von RATSCHBACHER et al. (1991) wird in fast allen später veröffentlichten Modellen zur neogenen Tektonik der Ostalpen die so genannte „laterale Extrusion“ der Ostalpen als erwiesenes Faktum angesehen. Auf kritische Anmerkungen von HEJL (1996) zum vorherrschenden Bewegungssinn wird im Kapitel 5 „Entwicklungsgeschichte“ an passender Stelle hingewiesen.

Ein weiteres Thema bilden die Bodenschätze und die historische Bedeutung des Schladminger Bergbaues. Der montanhistorische Beitrag von WEISS (Kapitel 3.4) schildert die facettenreiche Geschichte des Schladminger Bergbaues und der damit verbundenen Montanindustrie anhand der überlieferten Quellen. Die Kenntnisse der frühen Exploratoren und Bergleute sind uns nur bruchstückhaft überliefert, da es durch die Zerstörung der Stadt Schladming im Jahr 1525 zu einer Unterbre-

chung der Bergbautradition und wohl auch zum Verlust von Dokumenten gekommen ist. Unsere Kenntnis von Grubenplänen, Erzmineralen und Lagerungsverhältnissen beruht daher vielfach auf einer relativ späten Wiederentdeckung der alten Lagerstätten im Zuge montanistischer Forschungen des 20. Jahrhunderts.

Besonders hervorzuheben sind hier die markscheiderischen und geologischen Neuaufnahmen von FRIEDRICH (1933a–d, 1934, 1967, 1969, 1975a, b), dem wir die genaue Kenntnis vieler weitgehend in Vergessenheit geratener Lagerstätten verdanken. Seine Befunde, die er stets von genetischen Deutungen zu trennen versuchte, sind auch heute noch von großem Wert für die lagerstättenkundliche Forschung – dies im Speziellen dort, wo die von ihm noch befahrenen Grubenteile heute nicht mehr zugänglich sind.

Seit der Stilllegung der Schladminger Nickelproduktion im Jahr 1875, durch die der mehr als 500-jährige Erzbergbau im Raum Schladming zu Ende gegangen war, hat die Dachstein-Tauern-Region einen tiefgreifenden ökonomischen Strukturwandel durchlaufen. Mit dem Bau der Ennstal-Eisenbahn (1875) und der Errichtung von hochalpinen Schutzhütten begann die touristische Erschließung der Region. Seit 2001 sind die Lift- und Seilbahngesellschaften der Dachstein-Tauern-Region im Skiverbund „Ski amadé“ organisiert, der damit einer der größten europäischen Anbieter von Wintersport-Infrastruktur ist.

Das als globale Erwärmung bekannte Phänomen des allmählichen Anstiegs der Jahresdurchschnittstemperatur bodennaher Luftschichten während der letzten Jahrzehnte wird auch im Hochgebirge zu landschaftlichen Veränderungen und damit einhergehend zu einem Wandel des geogenen Gefahrenpotenzials führen. Da die Kenntnis der spätglazialen und holozänen Lockergesteine ganz wesentlich zum besseren Verständnis klimatisch gesteuerter Prozesse und der dadurch bedingten geogenen Risikofaktoren beiträgt, werden diese Sedimentkörper und ihre Genese sowohl in der Geologischen Entwicklungsgeschichte (Kapitel 5.2) als auch in den Erläuterungen zur Kartenlegende (Kapitel 6.7. Quartär) ausführlich behandelt.

Die Autorinnen und Autoren hoffen, durch diese thematisch relativ breit gefächerten geologischen Erläuterungen, den Informationsgehalt dieses Kartenblattes vielen potenziellen Nutzern erschließen zu können.

# 1. Geografischer Überblick

(G.W. MANDL)

Das Kartenblatt 127 Schladming (BMN 4704) zeigt hauptsächlich steirisches Landesgebiet, beinhaltet randlich aber auch Anteile der Bundesländer Salzburg und Oberösterreich. Dreiländereck ist der Torstein (2.948 m), der westlichste Gipfel der zentralen Dachsteingruppe. Letztere trägt mit den Gosaugletschern, dem Schneelochgletscher, dem Hallstätter und Schladminger Gletscher die östlichsten und gleichzeitig ausgedehntesten Gletscher der Nördlichen Kalkalpen. Sie alle liegen auf oberösterreichischem Gebiet, während der kleine Edelgriesgletscher den einzigen Gletscher der Steiermark darstellte. Da dieser aber seit den 1920er Jahren keine Eisbewegungen mehr erkennen lässt, ist er derzeit als ein im Schwinden begriffener Toteiskörper zu betrachten. Der Dachstein selbst ist mit 2.995 Metern der höchste Punkt sowohl Oberösterreichs als auch der Steiermark. Die verkarstete Hochfläche „Auf dem Stein“ gehört noch Oberösterreich an, während das etwas tiefer gelegene, morphologisch stärker gegliederte und gegen Nordosten zunehmend bewaldete Kemetgebirge zum steirischen Salzkammergut überleitet. Der östlichste markante kalkalpine Gipfel des Kartenblattes ist der Stoderzinken (2.048 m).

Das verkarstete Hochplateau des Dachsteingebirges bricht gegen Süden in steilen Wänden und über die vorgelagerten Höhenrücken zur Hochfläche der Ramsau und schließlich zur Längstalfurche des Ennstales ab – vgl. Abbildung 1. Die Ramsau, die etwa in einer Höhenlage zwischen 1.000 und 1.200 Metern liegt, stellt eine von eiszeitlichen Sedimenten gebildete Verebnung dar, aus der sich eine Reihe von Dolomitbergen erhebt. Diese erreichen vom Saumerberg (1.229 m) im Westen bis zum Aichberg und Sonnwendberg im Osten Höhen bis zu knapp 1.500 Metern. Sie werden aus geologischer Sicht als „Mandlingzug“ zusammengefasst und bilden einen Höhenrücken, der sich über die Kartenblattgrenzen hinaus gegen Osten bis Gröbming und gegen Westen bis Altenmarkt fortsetzt.

Die Enns durchschneidet östlich der Ortschaft Mandling beim Eintritt in das Kartenblatt Schladming diesen Höhenzug. Ihr Talboden gewinnt gegen Osten hin allmählich an Breite, wird aber immer wieder von den flachen Schwemmfächern der einmündenden Seitenbäche eingeengt. Die Enns war ursprünglich ein stark mäandrierender Fluss, wie der Verlauf der alten Erosionskanten noch erkennen lässt. Heute ist sie reguliert, der Talboden weitgehend drainiert und landwirtschaftlich genutzt, wogegen die Ortschaften – namentlich deren alte Kernbereiche – auf den höher gelegenen, einst vergleichsweise hochwassersicheren Schwemmfächern angelegt wurden.

Das Ennstal markiert auch eine bedeutende geologische Grenze zwischen den Kalkalpen im Norden und den Schladminger Tauern im Süden. Letztere sind Teil der Niederen Tauern, die hauptsächlich aus kristallinen Gesteinen – Schiefen und Gneisen – aufgebaut sind. Nur im Umfeld der Steirischen Kalkspitze (2.459 m) und der Lungauer Kalkspitze (2.471 m) sind Karbonatgesteine am Gebirgsaufbau beteiligt. Die Gesteinszusammensetzung ist ein wesentlicher Faktor für das deutlich andere Landschaftsbild südlich der Enns.

Der verkarstete Kalkstock des Dachsteinmassivs entwässert hauptsächlich unterirdisch und nach Norden, wodurch der Plateaucharakter erhalten blieb und nur unbedeutende Zuflüsse zur Enns erfolgen. Demgegenüber zeigen die Schladminger Tauern ein ausgeprägtes Gewässernetz, das vom Gebirgshauptkamm zwischen Kalkspitzen und Hochgolling (2.862 m) gegen Norden zur Enns entwässert und dessen Erosionsleistung das Gebirge in ebenfalls N-S orientierte Gebirgszüge zerschnitten hat. Preuneggatal, Obertal und Untertal sowie das Seewigtal sind die



Abb. 1.

Ennstal und Dachstein von der Hochwurzen gesehen. Dachstein 2.995 m (1); Scheichenspitz 2.667 m (2); Hangbrekzienvorkommen (3); Grauwackenzone des Rittissberges (4); Dolomitrücken des Mandlingzuges (5); Ramsauschotter (6) mit ehemaligem Kohleflöz (K) und Horizont mit Sanden und Schluffen (S); abgesessene Masse im Gipfelbereich der Hochwurzen (7). Blick nach N. Foto: D. VAN HUSEN.

größeren dieser, von den gleichnamigen Bächen durchflossenen Täler. Die stellenweise verbreiterten und dort ebenen Talböden – insbesondere im Untertal und Obertal – verweisen auf kurzlebige, nacheiszeitliche Seen, die heute allesamt verlandet sind. Zahlreich erhalten sind hingegen viele kleine Seen in den hochgelegenen Karen nördlich und südlich unterhalb des Hauptkammes, wie zum Beispiel die Giglachseen, die Landawirseen oder die Klafferseen, deren landschaftlicher Reiz sie zu beliebten touristischen Zielen macht. Als weitere bekannte Gipfel, die auch touristisch erschlossen sind, sind in den nordöstlichen Schladminger Tauern noch die Hochwildstelle (2.747 m) und der HÖchstein (2.543 m) zu nennen.

Dem geologischen Bau folgend, nehmen die maximalen Gipfelhöhen gegen Norden zum Ennstal hin ab, die kompakten Gneise tauchen unter schiefrige Gesteine, deren Verwitterungsverhalten weniger schroffe, rundlichere Geländeformen hervorbringt. Hier liegen die bekannten Schigebiete Reiteralm, Hochwurzen, Planai (Weltcup-Piste) und Hauser Kaibling.

Hauptsiedlungsraum und Verkehrsweg ist das Ennstal, das im Osten über Liezen Anschluss an die Pyhrn Autobahn (A 9) und im Westen über Altenmarkt bzw. Eben

im Pongau Anschluss an die Tauern Autobahn (A 10) findet. Der namensgebende Hauptort des Kartenblattes ist mit knapp 4.500 Einwohnern Schladming. Eine Siedlung an dieser Stelle ist 1180 urkundlich erwähnt. Der florierende Bergbau auf Kupfer, Blei und Silber führte zur Erteilung des Stadtrechtes, das erstmals 1322 in Dokumenten belegt ist.

Die Anbindung des Ennstals an das Eisenbahnnetz im Jahr 1875 und die Errichtung von ersten hochalpinen Schutzhütten (Hans-Wödl-Hütte 1867 eröffnet; Simonyhütte 1877; Austriahütte 1880; Preintalerhütte 1891; Gollinghütte 1904) stellen den Beginn des Tourismus in der Region dar. Dieser entwickelte sich insbesondere ab den 1950er Jahren durch die forcierte touristische Erschließung in Form von Straßen, Seilbahnen und Unterkünften zum heute wesentlichsten Wirtschaftszweig.

Eine intensive wirtschaftliche Nutzung des Naturraumpotenzials steht oftmals in einem Spannungsfeld zur Bewahrung des Naturraumes. Teilbereiche der Landschaft der Dachstein-Tauern-Region sind – zum Teil mehrfach – unter Schutz gestellt, wobei sich die Grenzen der verschiedenen Schutzgebiete nicht decken, entsprechend den unterschiedlichen Zielsetzungen der jeweiligen Rechtsvorschrift.

Das Dachsteingebirge wurde 1963 (erweitert 2001) zum nationalen Naturschutzgebiet erklärt, die Hochfläche ist zusätzlich NATURA 2000-Schutzgebiet, entsprechend der Vogelschutzrichtlinie der Europäischen Union. Weite Teile des Dachsteingebietes wurden 1997 als „Weltkulturerbe Dachstein-Hallstatt-Salzkammergut“ in die Liste des UNESCO-Welterbes aufgenommen.

Ein großer Teil der Niederen Tauern ist ebenfalls NATURA 2000-Schutzgebiet der Europäischen Union. Daneben existieren noch eine Reihe von Schutzkategorien, wie Geschützte Landschaft, Landschaftsschutzgebiet, Naturpark, Naturschutzgebiet etc. Über die Ausdehnung der verschiedenen Schutzgebiete geben beispielsweise die Internetseiten der Länder genauere Auskünfte. Einen Überblick für den oberösterreichischen Anteil des Dachsteinmassivs gibt TRIMMEL (2001: Abb. 1).

Die Republik Österreich ist seit 2002 Mitglied der Alpenkonvention. Damit gilt die Verpflichtung, bestehende Schutzgebiete nicht zu zerstören, Nutzungen schonend durchzuführen und bedeutsame Naturelemente zu erhalten oder wiederherzustellen.

## 2. Geologischer Überblick

(G.W. MANDL, A. MATURA & E. HEJL)

Der Gebietsausschnitt des Blattes 127 Schladming umfasst Teile der Schladminger Tauern, den Abschnitt des Ennstales zwischen Mandling und Aich, sowie Teile der Ramsau und des Dachsteinmassivs zwischen dem Hohen Dachstein im Westen und dem Stoderzinken im Osten. Diese landschaftliche Vielfalt ist auf einen ebenso vielfältigen und kompliziert gebauten geologischen Untergrund zurückzuführen.

Die markante Furche des oberen Ennstales, welche die Grenze zwischen den Zentralalpen und den Nordalpen bildet, folgt dem Ausbiss einer bedeutenden jungen Störung. Schichtung, Schieferung und Überschiebungsflächen fallen nahezu im gesamten Kartenblattbereich ziemlich einheitlich nach Norden ein. Demgemäß gelangt man von Norden nach Süden von den höheren geologischen Einheiten in die tieferen. Im Bereich des Hauptkammes der Schladminger Tauern – nahe dem südlichen Blattrand – kulminiert der geologische Bau; in dem schmalen Streifen bis zum südlichen Blattrand stellt sich Südfallen ein.

Die südliche Hälfte des Blattgebietes wird zum Großteil vom Schladminger Kristallinkomplex eingenommen. Er besteht aus polymetamorphen, jedenfalls sowohl variszisch als auch alpidisch geprägten Para- und Orthogesteinen und lässt sich lithologisch in den Riesachkomplex und den Gollingkomplex untergliedern. Der Gollingkomplex im Süden ist durch die Einschaltung von Metavulkaniten, der Riesachkomplex im Norden durch die Einschaltung von Metaplutoniten charakterisiert.

Im Westen, im Bereich des Preuneggtales und der Kalkspitzen, ist dem Schladminger Kristallinkomplex eine grünschieferfaziell metamorphe, permomesozoische Gesteinsabfolge in zentralalpiner Fazies eingefaltet (Kalkspitzenmulde), wobei die tektonisch reich gegliederte Grenzfläche generell nach Osten einfällt und im äußersten Südwesteck des Blattgebietes (Sonntagkarhöhe–Roßkogel–Gamskarlspitze) noch der Schladminger Kristallinkomplex des Liegendflügels hereinreicht – siehe dazu auch Abbildung 2. Die Schichtfolge dieses eingefalteten zentralalpiner Permomesozoikums mit Quarzphyllit (*Alpiner Verrucano*, Perm), Lantschfeldquarzit (Untertrias) und Karbonatgesteinen der Mitteltrias ist zumindest im Grenzbereich zur auflagernden Hauptmasse des Schladminger Kristallinkomplexes invers gelagert. Das Auftreten grobklastischer Horizonte im Quarzphyllit entlang der Grenze zum Schladminger Kristallinkomplex weist auf einen ursprünglich sedimentären Verband des *Alpinen Verrucanos* mit dem präalpidischen Schladminger Kristallinkomplex hin.

Im Norden folgt über dem Schladminger Kristallinkomplex, getrennt durch eine Überschiebungsfläche, der nordwestliche Ausläufer des Wölzer Glimmerschieferkomplexes mit eintönigen phyllitischen Glimmerschiefern, Grünschiefern und einzelnen Marmorzügen. Daran schließen im Hangenden ohne deutliche Grenze die Phyllite und Grünschiefer der „Ennstaler Phyllitzone“ an. Beide Einheiten werden entlang des Ennstales von den nördlich anschließenden Einheiten an einer steilen Störung mit bedeutender Blattverschiebungskomponente spitzwinkelig abgeschnitten.

Nördlich der Enns folgt die Grauwackenzone mit vermutlich altpaläozoischen Phylliten mit lokalen Einschaltungen von Sandsteinen, Subgrauwacken, Grün- und Kalkgesteinen.

Der langgestreckte Dolomit Rücken des Mandlingzuges teilt die Grauwackenzone und ragt morphologisch aus der mächtigen quartären Bedeckung hervor. Er streicht mit seinen auffällig zerrütteten Triasdolomiten und sporadisch aufgeschlos-



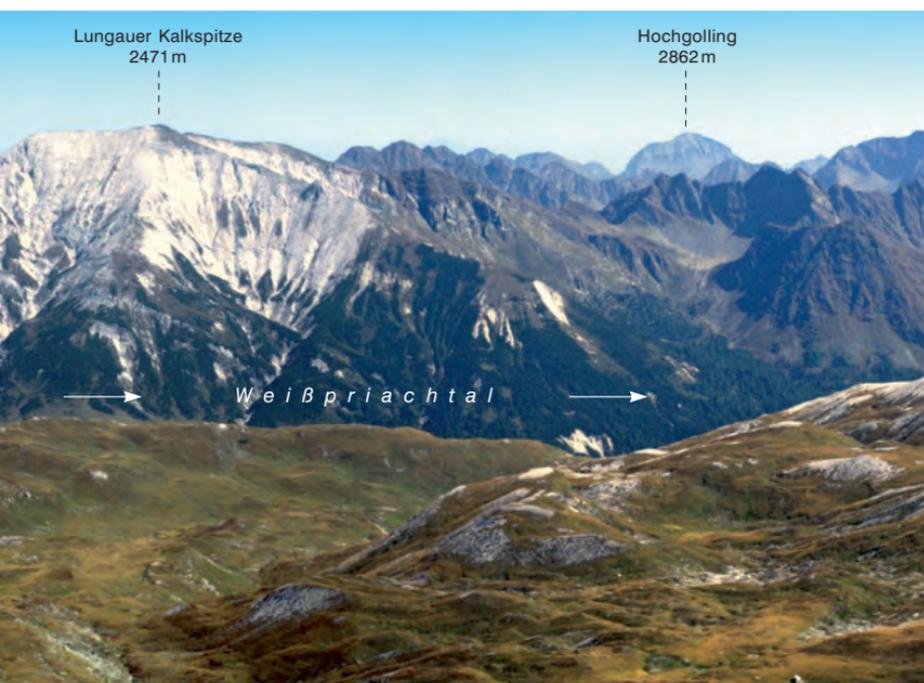
Abb. 2.

Panorama der Kalkspitzen vom Plattenspitz (2.293 m) gegen Osten gesehen:

Die großteils invers liegenden, hellen Triaskarbonate der Kalkspitzmulde tauchen gegen Süden (rechts) unter die Paragneise des Schladminger Kristallinkomplexes, mit denen sie in transgressiv-sedimentärem Verband stehen. Während der markante Gipfel des Hochgolling (2.962 m)

senen älteren und jüngeren Gesteinen gegen Osten an die Dachstein-Decke heran. Die Kontaktfläche der triassischen Sedimentgesteine zur unterlagernden Grauwackenzone ist im Bereich des Kartenblattes Schladming tektonisch überprägt. In der weiteren Fortsetzung gegen Osten (Kartenblatt ÖK 128 Gröbming) wird die Schichtfolge aber vollständig, und durch permische Basisbrekzien ein primär transgressiver Kontakt des Mandlingzuges zur Grauwackenzone wahrscheinlich. Die nördliche Abgrenzung des Mandlingzuges zu den Gesteinen der Grauwackenzone (Rittissberg) und des Dachsteinmassivs wird von einem wesentlichen Störungsblatt des Ennstal-Störungssystems gebildet.

Nördlich der Grauwackenzone und diese in transgressivem Verband überlagernd folgen jungpaläozoische bis untertriassische Siliziklastika, welche die kalkalpine Schichtfolge einleiten und strukturell das Ostende der Werfener Schuppenzone darstellen. Schwach metamorphe Brekzien und Quarzite sowie Sandstein-Tonsteinsfolgen und Evaporite bauen die bewaldeten Vorberge der Dachsteinsüdwände auf. Die hangendste der Südrandschuppen, der Wandzug Raheck-Marstein-Schönbühel, leitet mit seinen Mitteltriasdolomiten sowohl geologisch als auch morphologisch bereits zu den schroffen Karbonatwänden des Dachsteinmassivs über, das in Form der Dachstein-Decke diskordant und mehr oder weniger flach dem Schuppenland auflagert. Ein Druckfehler auf der Hauptkarte sei hier gleich angemerkt: Die basalen Schubflächen sowohl der Dachstein-Decke als auch der Raheck-Schuppe sind aufgrund des Fehlens der kennzeichnenden Zacken auf



im Hintergrund der invers lagernden Duisitz-Decke des Schladming-Seckau-Deckensystems angehört, werden die Almflächen im Vordergrund vom aufrecht lagernden Kristallin der Weisspriach-Decke und geringmächtigen Metasedimenten des aufrechten Liegendschenkels der Kalkspitzmulde gebildet – vgl. dazu Tafel 4/Profilschnitte 3–6. Foto: P. SLAPANSKY.

den entsprechenden Linien scheinbar als Störungen dargestellt. Siehe im Vergleich dazu die Nebenkarte „Tektonische Übersicht 1:400.000“.

Die Schichtfolge der Dachstein-Decke umfasst die gesamte Trias sowie seltene Relikte jüngerer Formationen. Mengenmäßig überwiegen massige bis dickbankige Seichtwasserkarbonate, deren intensive Verkarstung mit ihrem reichen Formenschatz die hydrografische und landschaftliche Besonderheit des Dachsteinplateaus bedingt. In den Südrandschollen, die als Deckenscheider zwischen Dachstein-Decke und Schuppenland fungieren, sind lokale Vorkommen von Gesteinen des Oberjura und der oberkretazischen Gosau-Gruppe erhalten geblieben.

Zeugen einer frühen Morphogenese, welche im Oligozän und ältesten Miozän zur Entstehung einer als Augensteinlandschaft bezeichneten, fluvialen Fastebene führte, finden sich nur noch in Form reliktsch überlieferter, klastischer Sedimente auf der Hochfläche des Dachsteinplateaus.

Die letzte entscheidende Prägung erhielt das Gebiet durch die glaziale Überformung im Pleistozän. Neben der Entstehung charakteristischer glazialer Abtragsformen kam es lokal auch zur Bildung mächtiger Lockersedimentkörper (Ramsauleithen). Rezent noch wirksame, landschaftsgestaltende geologische Vorgänge sind z.B. die Sedimentakkumulation in mächtigen aktiven Schutthalden, wie etwa nördlich der Ramsau, oder tiefgreifende Massenbewegungen vor allem schiefriger Gesteine an den Hängen glazial übertiefer Haupttäler, insbesondere im Ennstal und Preuneggtal.

## 3. Geologische Erforschungsgeschichte

### 3.1. Kristallgebiet der Schladminger Tauern

#### **Kartierung, mineralogisch-petrografische und lagerstättenkundliche Arbeiten (A. MATURA)**

Schon bald nach der Gründung der k. k. Geologischen Reichsanstalt im Jahr 1849 setzte auch im Bereich des westlichen Ennstals die systematische geologische Landesaufnahme ein. Ihre Ergebnisse wurden zunächst in Form handkolorierter Karten dokumentiert, aber nicht gedruckt. Die Publikation erfolgte nur in schriftlicher Form, fallweise ergänzt durch Profile.

Die erste Darstellung der Lithologie und des geologischen Baues der Schladminger Tauern stammt von STUR (1853, 1854); er schreibt sinngemäß: Eine Zone von „Thonglimmerschiefern“ entlang des Ennstales mit Karbonat führenden Chloritschiefern am Nordrand wird gegen Süden von Glimmerschiefern mit Granaten unterlagert; die Glimmerschiefer sind erzführend (Golling, Zinkwand); die Gneis-Partie von Schladming (Hochwildstelle) liegt innerhalb der Glimmerschieferzone; bei der Kalkspitze gibt es Quarzschiefer.

Eine Verbesserung der Kenntnisse erbrachten die Aufnahmen von VACEK (1893): Die Schladminger Gneisinsel besteht in ihren höheren Anteilen aus Gneisen, in den tieferen Anteilen aus meist gebänderten Hornblendegneisen und Amphiboliten; ein Antiklinalbau mit SE-fallender Achse ist erkennbar und kulminiert im Bereich des Hochgolling; im Westen wird die Schladminger Gneisinsel von serizitischen Schiefern unterlagert, im Verband mit Quarziten mit klastisch aussehenden Körnern von Quarz und Feldspat; die Schieferhülle der Schladminger Gneisinsel besteht im Osten aus Granat-Glimmerschiefern und im Norden aus einem langen Zug von Quarzphylliten, nordfallend und diskordant zu den tieferen Einheiten verlaufend.

Die Ergebnisse petrologischer Untersuchungen an Gesteinsproben des Schladminger Kristallinkomplexes wurden gemeinsam mit geologischen Geländebefunden erstmals durch v. FOULLON (1883) und später durch IPPEN (1902) und ANGEL (1924) veröffentlicht.

Weitere Fortschritte im geologischen Wissen über die Schladminger Tauern lässt eine Übersichtsdarstellung der Niederen Tauern durch SCHWINNER (1923) erkennen: Die Phyllite des Ennstales oder Ennstaler Phyllite (ihre Fortsetzung in die Pongauer Phyllite bzw. in die Paltentaler Phyllite wird vorsichtig erwogen) gehen gegen das südlich Liegende durch Verzahnung und Wechsellagerung über; zwischen dem Schladminger Kristallinkomplex und den Ennstaler Phylliten bestehe ein sedimentärer Kontakt; auch die (?altpaläozoischen) Radstädter Quarzphyllite reichen primärstratigrafisch von Westen an den Schladminger Kristallinkomplex heran und spitzen gegen Osten (bis zur Preintaler Hütte!) aus; der Wildstellengranit wird als eher dioritisch beschrieben; im Klaffer und oberhalb der Gollinghütte sind Augengneise verbreitet; der Peridotit im Klaffer liegt an einer Störungslinie; beim Elektrizitätswerk Schladming soll es einen eingeschieferten Porphyrgang geben.

SCHMIDEGG hat in den Schladminger Tauern in der Zeit von 1936 bis 1938 kartiert und in seinen Berichten zahlreiche Geländebeobachtungen festgehalten: Das Schladminger Altkristallin lässt sich in zwei Abschnitte gliedern; der nördliche Bereich besteht aus Schiefergneisen mit eingelagerten Orthogesteinen granitischer bis dioritischer Zusammensetzung; südlich der Linie Waldhorn-Zwerfenberg-Duisitzkar ist die Gesteinszusammensetzung mannigfaltiger; neben sauren Orthogesteinen und injizierten Schiefern gibt es mehr Amphibolit und die „Brandenschiefer“.

fer“ (durch Kiesimpregnation); der geologische Bau wird durch drei E–W streichende Antiklinalen bestimmt; im Westen taucht die Radstädter Serizit-Quarzphyllitserie unter dem Altkristallin hervor; an der Grenze treten Magnetit führende Chloritschiefer auf; einzelne Serizitquarzitschiefer innerhalb des Kristallins könnten auch Phyllonite sein; unweit Bromriesen ist in den Paragneisen neben Granat auch Staurolith enthalten; Marmorvorkommen beim Schlapfer und schwarzer Mylonit („Porphyroid“) beim Preuneggegang und bei Schladming werden erwähnt.

Im Zuge der montanistischen Untersuchung des Zinkwand–Vöttern-Gebietes durch HIESSLEITNER (1929) sowie der detaillierten Aufnahme der Schladminger Grubenfelder durch FRIEDRICH seit 1933 wurden auch wichtige geologische Beobachtungen gemacht.

In den 1950er- und 1960er Jahren wurden Teilgebiete der Schladminger Tauern von Dissertanten des Geologischen Institutes der Universität Wien aufgenommen und damit die ersten geologischen Detailkarten aus dem Gebiet der Schladminger Tauern publiziert: Untertal bis Sattental von KÜPPER (1956); Klafferkessel-Hochgolling von VOHRZYKA (1957); Gebiet westlich Hochgolling von SCHMIED (1959); Kalkspitzen von SCHEINER (1960a, b); Preuneggtal von FORMANEK (1964).

Arbeiten, die zwar einen engen Bezug zu Problemen des geologischen Baues des Blattgebietes von Schladming besitzen, aber außerhalb desselben angesetzt waren, stammen von WIESENER (1939a, b), der an der Grenze zwischen dem Schladminger Kristallinkomplex und den Wölzer Glimmerschiefern Mylonite feststellte, und daher an dieser Grenze eine tektonische Fuge annahm. Des Weiteren von FRITSCH (1953a), der im Raume südlich von Öblarn feststellte, dass die Ennstaler Phyllite und die Granatglimmerschiefergruppe vor der letzten gemeinsamen Metamorphose und Tektonik sowohl sedimentär-stratigrafisch als auch tektonisch voneinander abgegrenzt waren.

In Verbindung mit der Erschließung der Uranerzlagerstätte von Forstau wurde von einer Geologengruppe der Geologischen Bundesanstalt in den Jahren 1973 und 1974 eine geologische Detailaufnahme eines Gebietsstreifens südlich des Ennstales durchgeführt. Der auf Blatt 127 Schladming reichende Teil der Kartierung entfiel auf BOROVICZENY (Reiteralmgebiet) und MATURA (Hochwurzen, Mitterberg).

Die systematische Neukartierung zur Erstellung einer geologischen Karte von Blatt 127 Schladming schloss, den Bereich südlich der Enns betreffend, im Jahr 1975 unmittelbar an. Neben den GBA-Mitarbeitern ALBER (1983a, b, 1984a, b, 1985, 1987; Quarzphyllit im Preuneggtal-Bereich), MATURA (1974, 1976–1977, 1979, 1981, 1983a, b, 1984a–c, 1985, 1986, 1989; Kristallin, Grauwackenzone) und SCHÖNLAUB (Grauwackenzone Rittissberg) haben bei der Neuaufnahme als auswärtige Mitarbeiter auch HEJL (1983b, 1984a–c, 1985–1986, 1989; Hauptkamm der Schladminger Tauern, Bereich Planai–Hauser Kaibling) und SLAPANSKY (1986, 1987a, b, 1988; Kalkspitzen) in Verbindung mit ihren Dissertationsarbeiten am Geologischen Institut der Universität Wien mitgewirkt und dabei auch geochronologische Datierungen (K-Ar- und Rb-Sr-Methode) und strukturgeologische Analysen geliefert. Weitere, das Blattgebiet betreffende Forschungsergebnisse stammen von VOLL (1977; Gefüge) und SCHEDL (1981; Metavulkanite, Vererzung).

DAHMEN (1980), SEIDL (1982) und WERNER (1980) von der Ludwig-Maximilians-Universität in München führten in den frühen 1980er Jahren unter der Leitung von HÖLL und im Zusammenhang mit der Erkundung von Scheelitvorkommen zwischen Preunegg und Oberhausgraben Aufnahmen durch, die in unpublizierten Diplomarbeiten und einer gemeinsamen Veröffentlichung (HÖLL et al., 1985) dokumentiert sind und u.a. detaillierte petrografische und gefügekundliche Darstellungen erbracht haben.

Zur Beurteilung der Rohstoffvorräte in der historischen Bergbauregion Schladming wurden seit den späten 1970er Jahren Untersuchungen der Geochemie rezenter Bachsedimente (THALMANN et al., 1989) sowie bodengeophysikalische (MAURITSCH, 1981, 1983, 1985a-d, 1987, 1989; MAURITSCH & SEIBERL, 1981, 1983; MAURITSCH & WALACH, 1984) und aerogeophysikalische Messungen (SEIBERL & HEINZ, 1987a-c) durchgeführt.

## **Geochronologie, Metamorphose und Großtektonik (E. HEJL)**

Um die Mitte der 1970er Jahre gab es für die Kristallinanteile des Ostalpins so gut wie gar keine geochronologischen Befunde. Das Alter der prägenden Metamorphosen und die Eduktalter der Metaplutonite waren größtenteils unbekannt oder allenfalls Gegenstand von Spekulationen. So dachte man sich die regionalmetamorphen Kristallingebiete des Ostalpins im Wesentlichen als prämesozoisches Grundgebirge mit voralpidischer, mutmaßlich variszischer Metamorphose, das während der alpidischen orogenen Zyklen allenfalls retrograd überprägt worden war, ansonsten aber den Mineralbestand der variszischen Hauptmetamorphose bis zur Gegenwart beibehalten haben sollte. Diese Vorstellung eines weit verbreiteten ostalpinen „Altkristallins“ zieht sich wie ein roter Faden durch die geologischen Ostalpenmodelle von TOLLMANN, der mit seinen Synthesen und regionalgeologischen Handbüchern (z.B. Ostalpensynthese, 1963; Geologie von Österreich, 3 Bände, 1977 bis 1986) eine ganze Generation angehender Geologen beeinflusst bzw. zur Formulierung der Antithese motiviert hat. Andererseits stand die von Lagerstättenkundlern propagierte Vorstellung einer raumgreifenden „alpidischen Metallogenese“, die den Großteil der Erzlagerstätten der Ostalpen hervorgebracht haben sollte, im auffallenden Gegensatz zur Behauptung einer vorwiegend variszischen Regionalmetamorphose des Ostalpins.

Ausgehend von großflächigen Detailkartierungen zur Auflösung des Deckenbaus der Radstädter Tauern und stratigrafisch-faziellen Analysen anderer zentralalpiner Triasvorkommen war TOLLMANN (1959, 1961a, b, 1963) zu sehr weitreichenden Schlüssen gelangt, die in ein neues tektonisches und paläogeografisches Modell des Ostalpins mündeten. Von zentraler Bedeutung für diese damals neue Großgliederung des ostalpinen Deckenstapels war der Begriff des „Mittelostalpins“. Diese Einheit, die nahezu alle Kristallinkörper im Hangenden des Unterostalpins umfasste, sollte im Zuge der vorgosauischen Gebirgsbildungsphasen von den Decken der Nördlichen Kalkalpen, dem Gurktaler und Grazer Paläozoikum, sowie kleineren oberostalpinen Deckenresten westlich des Tauernfensters meridional überschoben worden sein und kam aufgrund dieser Vorstellung nicht als voralpidisches Grundgebirge des Nordalpinen Mesozoikums in Frage. Mit anderen Worten: Die ganzen Nördlichen Kalkalpen einschließlich der Grauwackenzone wurden von TOLLMANN südlich des Stangalm-Mesozoikums und der darunter befindlichen – damals durchwegs als „Altkristallin“ gedeuteten – ostalpinen Kristallinvorkommen beheimatet, wobei die Wurzelzone des Oberostalpins im engeren Sinn im Bereich des Periadriatischen Lineamentes angenommen wurde. Der weitere Verbleib des oberostalpinen, anscheinend größtenteils abgescherten Grundgebirges blieb unklar (siehe FRANK, 1987).

FRANK, der in der zweiten Hälfte der 1970er Jahre am Institut für Geologie der Universität Wien die instrumentellen Voraussetzungen für K-Ar- und Rb-Sr-Datierungen geschaffen hatte, gilt als Begründer der österreichischen Geochronologie. Die Forschungsergebnisse seiner Arbeitsgruppe haben zunächst punktuell, später beinahe flächendeckend zu einer ganz neuen Beurteilung der ostalpinen Metamorphosegeschichte geführt. Anhand geochronologischer Befunde konnte nämlich gezeigt werden, dass die Hauptmetamorphose und die wesentliche Gefüge-

prägung des weitaus größten Teils der ostalpinen Kristallinkomplexe östlich der Hohen Tauern während der alpidischen, d.h. jurassischen bis mittelkretazischen Gebirgsbildung stattgefunden haben. In vielen amphibolitfazialen oder stärker metamorphen Gesteinen des Ostalpins sind Mineralparagenesen einer voralpidischen Metamorphose nur reliktsch oder gar nicht erhalten geblieben. Der Flächenanteil von Gesteinen mit voralpidischer Hauptmetamorphose an der Gesamtfläche der ostalpinen Amphibolitfazies ist relativ klein. Dieser wissenschaftliche Paradigmenwechsel war während der Kartierungsarbeiten für Blatt 127 Schladming bereits im Gang und ist heute allgemein anerkannt.

Ein Blick auf die Metamorphosekarte der Ostalpen (FREY et al., 1999; OBERHÄNSLI et al., 2004) zeigt, dass der westliche Randbereich des Schladminger Kristallinkomplexes zu den alpidisch am schwächsten metamorphen Teilen des ostalpinen Grundgebirges gehört. So wie im unterlagernden Permomesozoikum der Radstädter Tauern erreichte die eoalpidische Metamorphose hier nur die Bedingungen der niedrig temperierten Grünschieferfazies. Dementsprechend gut erhalten sind stellenweise die Mineralparagenesen und Gefüge der voralpidischen Amphibolitfazies, der migmatischen Gesteine und der Metaplutonite, sofern die alpidische Verformung und der Fluiddurchsatz nicht zu stark waren. Somit ist der Schladminger Kristallinkomplex eines der wenigen Gebiete östlich des Tauernfensters, die man auch heute noch als „Altkristallin“ im ursprünglichen Sinn des Wortes bezeichnen kann.

Es ist kein bloßer Zufall, dass das Phänomen der retrograden Metamorphose im Twenger Kristallinkomplex, der ein tektonisch abgespaltenes Äquivalent des Schladminger Kristallinkomplexes ist, erstmals erkannt und beschrieben wurde (BECKE, 1909a, b). In anderen Teilen des ostalpinen Grundgebirges sind nämlich die Voraussetzungen für eine intensive alpidische Diaphthorese des variszischen Altbestandes wesentlich ungünstiger, da die Temperaturen der alpidischen Metamorphose oft gleich oder höher als jene der variszischen waren, und daher auch bei starker penetrativer Verformung keine nennenswerte retrograde Überprägung stattfinden konnte, wenn man von allfälligen Alterationen am absteigenden Ast des p-T-Pfades einmal absieht.

Da die von TOLLMANN postulierte deckentektonische Grenze zwischen dem Unterostalpin und dem sogenannten Mittelostalpin durch das Gebiet von Blatt 127 Schladming verläuft, muss dieser Sachverhalt hier kurz besprochen werden. KOBER (1922, 1923, 1938) hatte den Schladminger Kristallinkomplex gemeinsam mit dem Permomesozoikum der Radstädter Tauern zur „unterostalpinen Deckenmasse“ gezählt und eine primäre stratigrafische Verbindung beider Einheiten angenommen, d.h. er hatte das Radstädter Permomesozoikum als sedimentäres Deckgebirge über dem voralpidischen Grundgebirge der Schladminger Tauern gedeutet. TOLLMANN, der sich dieser Sichtweise zunächst angeschlossen hatte (1958), nahm später eine bedeutende Deckengrenze zwischen der inversen, sogenannten „Radstädter Quarzphyllitdecke“ und dem Schladminger Kristallinkomplex an (z.B. TOLLMANN, 1963), um auf diese Weise das von ihm postulierte „Mittelostalpin“ gegenüber dem Unterostalpin abzugrenzen. Die geologischen Aufnahmen der Bearbeiter des Kartenblattes 127 Schladming haben jedoch gezeigt, dass diese Deckengrenze nicht existiert (siehe SCHEDL, 1981; HEJL, 1985; SLAPANSKY, 1987a, b; SLAPANSKY & FRANK, 1987). Der nahezu ungestörte, postvariszische sedimentäre Verband zwischen dem Schladminger Kristallinkomplex und dem permischen Alpenen Verrucano ist an einer horizontbeständigen, alpidisch metamorphen Verwitterungsschicht zwischen dem Grundgebirge und den basalen Geröllschiefern (stellenweise auch Brekzien) des Alpenen Verrucanos klar zu erkennen. Dieser sedimentäre Verband zeigt einerseits, dass der Schladminger Kristallinkomplex zumindest teilweise tektonisch invertiert worden ist und andererseits, dass die Grenze Unterostalpin/Oberostalpin

zwischen den unterostalpinen Radstädter Decken und der auflagernden und weitgehend invers liegenden Gesteinsabfolge aus permomesozoischen Metasedimenten und Kristallinkomplexen des Schladming-Deckensystems liegt.

Andererseits haben die Aufnahmsarbeiten im Blattgebiet 127 Schladming zur Erkenntnis einer deckentektonischen Bewegungsfläche an der Hangendgrenze des Schladminger Kristallinkomplexes gegenüber dem Wölzer Glimmerschieferkomplex geführt. Zu einem ähnlichen Ergebnis kamen die Arbeiten von ROCKENSCHAUB (1986, 1987) auf den benachbarten Kartenblättern 128 Gröbming und 158 Stadl an der Mur. Die räumliche Lage der Isograden der altpaläozoischen Metamorphose, die regionale Verteilung der Glimmeralter und die strukturelle Beschaffenheit der Kontaktfläche machen ein (alt-)alpidisches Alter dieser Überschiebung äußerst wahrscheinlich. In einer tektonischen Gesamtsynthese der Alpen stellen SCHMID et al. (2004) den Wölzer Glimmerschieferkomplex zum Koralpe-Wölz-Deckensystem, dessen hochdruck-metamorphe Anteile (Eklogite der Millstätter Alpe, der Sau- und Koralpe) als Kern eines metamorphen Extrusionskeiles dargestellt werden, die im Zuge der altpaläozoischen Gebirgsbildung nach Norden keilförmig ausgequetscht und exhumiert wurden. Schon vorher, ab dem späten Jura und in der frühen Unterkreide, sollen sich die Nördlichen Kalkalpen und die Grauwackenzone vom kristallinen Grundgebirge des späteren Koralpe-Wölz-Deckensystems gelöst haben. Während ein ursprünglicher stratigrafischer Zusammenhang zwischen dem Mesozoikum der Tirolischen Decken, der Grauwackenzone und dem Wölzer Glimmerschieferkomplex durchaus wahrscheinlich ist, bleibt insbesondere die Beheimatung der Juvavischen Decken (z.B. der im Blattgebiet auftretenden Dachstein-Decke) eine offene Frage, die derzeit noch in Diskussion ist.

### 3.2. Kalkalpen und Grauwackenzone

(G.W. MANDL)

Eine erste flächendeckende Darstellung der Geologie der Kalkalpen und der Grauwackenzone auf Blatt Schladming findet sich auf unveröffentlichten Manuskriptkarten im Archiv der Geologischen Bundesanstalt im Maßstab 1:144.000 von STUR & LIPOLD (1854). Trotz des zu dieser Zeit noch heftigen Ringens um die Untergliederung des „Alpenkalkes“ und seine chronostratigrafische Einordnung sind bereits der „rhaethische“ Dachsteinkalk und -dolomit, Guttensteinerkalk, Werfener Schiefer und Grauwackenschiefer des Silur verzeichnet. Der Ramsaudolomit des Mandlingzuges wird westlich von Weißenbach als Grauwackenkalk, östlich davon als Guttensteinerkalk eingestuft. Der mächtige quartäre Schotterkörper der Ramsauhochfläche wird als Leithakonglomerat bezeichnet.

Jüngere Manuskriptkarten stammen von MOJSISOVIC & VACEK aus dem Jahr 1883. Auf ihnen sind innerhalb des rhätischen Dachsteinkalkes Korallenriffe ausgeschieden, welche das Plateau großflächig vom Koppenkarstein im Westen bis zum Hocheck im Osten bedecken. Das Liegende des Dachsteinkalkes bildet „Diplomenkalk und -dolomit“, der sich auch in den Mandlingzug fortsetzt. Die Jurascholle der Kalchwand ist als Dachsteinkalk gedeutet und das kohleführende „Tertiär“ der Stoderalm ist bereits dargestellt.

Kartenentwürfe von GEYER (1903) lehnen sich weitgehend an die zuletzt genannten Manuskripte an, zusätzlich wurde der „Wettersteindolomit“ im Raum Kampl-Silberkar und im Tal des Grafenbergsees erfasst.

Einen wichtigen Fortschritt stellen dann die publizierten Arbeiten von TRAUTH (1925, 1927) dar, dessen Seriengliederung und Vorstellungen vom tektonischen Bau der Kalkalpen und der Grauwackenzone dem heutigen Bild schon sehr nahe

kommen. Er scheidet bereits die Hallstätter Kalke beim Stoderzinken sowie Grünschiefer und verschiedene Phyllit-Typen in der Grauwackenzone aus.

Eine gedruckte Darstellung, die sich allerdings nur bis in den Westteil des Blattes Schladming erstreckt, ist die Alpenvereinskarte der Dachsteingruppe von GANSS et al. (1954). Sie besitzt in vielen Teilen noch Gültigkeit und zeigt erstmals das Band der mitteltriassischen Hallstätter Kalke in den Südwänden und die Gosauvorkommen am Südrand des Dachsteinmassivs. Für den Ostteil unseres Gebietes gibt FUKER (1954) eine allerdings recht cursorische Kartendarstellung ohne grundlegende Neuerungen. Eine monografische Bearbeitung erfährt der gesamte Mandlingzug durch HIRSCHBERG (1965). Die Schichtfolge dieses langgestreckten kalkalpinen Spornes besteht nach diesem Autor aus Dachsteinkalk, Halobienschiefer, Ramsaudolomit, Gutensteiner Kalk und Dolomit, Werfener Schiefen und Quarziten und aus einer als „Haselgebirge“ bezeichneten, allerdings gips- und salzfreien Brekzie.

Durch ihre mikrofaziellen und mikropaläontologischen Befunde stellen die Arbeiten von SCHLAGER (1966, 1967a) am benachbarten Gosaukamm einen wesentlichen Schritt zur heutigen Kenntnis, besonders des stratigrafischen Aufbaues dar. Ergänzende stratigrafische Details des Südrandes zwischen Gosaukamm und Stoderzinken erbrachte die Untersuchung durch LEIN (1976), welche aufgrund der Entdeckung von oberkarnischen Hallstätter Kalken in der Schichtfolge des Mandlingzuges auch zu einem modifizierten palinspastischen Modell der Hallstätter Zonen führte.

Der klassischen Stellung des Salzkammergutes in der kalkalpinen Forschung entsprechend, sind die Detailarbeiten im Umfeld des Kartenblattes Schladming sehr zahlreich. Es wird daher nur im Einzelfall, besonders im stratigrafischen Teil, darauf eingegangen.

Jüngere Arbeiten einer Salzburger Arbeitsgruppe reichen mit der Arbeit von BRANDMAIER (1983) in der Grauwackenzone zum Teil noch in das Blattgebiet herein; desgleichen eine Arbeit von KEIL & NEUBAUER (2011) über das „Ennstalertiär“.

Schon bald nach der ersten Klärung der stratigrafischen Abfolge und dem Einzug deckentektonischer Konzepte in die Ostalpengeologie um ca. 1900 wurde die Dachsteinregion in tektonische Überlegungen einbezogen – beginnend mit HAUG & LUGEON (1904). Etwas später rangen NOWAK (1911), HAHN (1913) und schließlich die Wiener Schule unter KOBER (1912a, b, 1922, 1923, 1938) um das Verstehen des komplizierten Bauplanes des Salzkammergutes. Eine erste maßstäbliche Abwicklung der kalkalpinen Tektonik versuchte SPENGLER (1956: Kalkalpen-Mittelabschnitt). Während TOLLMANN (1969: Mittelabschnitt, 1976a: Zusammenfassung) mit seinen tektonischen Karten der Nördlichen Kalkalpen im bisher detailliertesten Gesamtüberblick das Deckenkonzept der Wiener Schule weiter ausbaute, diskutierte SCHLAGER (1967b) erneut ein ortsgebundenes Modell für die Hallstätter Zonen in Bezug auf die angrenzende Dachstein-Decke.

Ab Mitte der 1970er Jahre führten Beobachtungen von verschiedener Seite zum Erkennen eines neuen, wesentlichen kalkalpinen Bauprinzips, nämlich der bereits (ober-)jurassisch einsetzenden, gleittektonischen Umgestaltung der Paläogeografie (vgl. PLÖCHINGER, 1974, 1976; SCHÄFFER, 1976; HÄUSLER, 1979; TOLLMANN, 1981 bzw. 1985: Zusammenfassung, und MANDL, 1982 sowie 2000 mit Gesamtübersicht für den Kalkalpen-Mittelabschnitt).

Die Neuaufnahme des kalkalpinen Abschnittes am Kartenblatt Schladming wurde von MANDL im Jahr 1983 vorerst als auswärtiger Mitarbeiter begonnen und ab 1985 als GBA-Angehöriger weitergeführt (Aufnahmeberichte MANDL, 1985, 1986, 1987a, 1989, 1990; MANDL & SCHAUER, 1988); als auswärtige Mitarbeiter waren auch POBER (1984, Aufnahmeberichte; POBER & MANDL, 1985) und ERKAN (1977a, b) tätig.

### 3.3. Quartär

(D. VAN HUSEN)

Der Raum des oberen Ennstales wurde schon sehr früh – wenn auch eher nebenbei – bei Beschreibungen eiszeitlicher Phänomene in den Ostalpen beachtet. So begann SIMONY ab 1846 mit seinen Arbeiten im Salzkammergut, die auch den Bereich um den Dachstein einschlossen. MORLOT (1850) erwähnt, dass er in der nördlichen Steiermark keine deutlichen Spuren des „erratischen Diluviums“ erkennen konnte, die sich aber schon noch finden werden, was wohl nicht nur für die östlichen Gebiete gemeint war, sondern sich auch auf das Ennstal bezog, mit dem er sich ausführlich auseinandersetzte. Auch EHRlich (1850) erwähnt Erratika bei Flachau und STUR (1853) vermerkt Moränenablagerungen bei Donnersbachwald und in der Walchen, während SIMONY (1864) schon differenziert einen Moränenwall beim Hochgolling und Moränenschutt bei Gröbming erwähnt. SIMONY dokumentierte insbesondere für den Hallstätter Gletscher am Dachsteinplateau das Erreichen seines Maximalstandes in den 1850er Jahren und das anschließende Zurückschmelzen bis in die 1880er Jahre, anfangs durch Zeichnungen, später auch durch Fotos (SIMONY, 1895).

Die erste umfassende Darstellung der Entwicklung im Ennstal gemeinsam mit dem Tal der Steyr stammt von BÖHM (1885), wo auch explizit auf den obersten Abschnitt des Ennstales eingegangen wird. Er rekonstruierte aus dem Auftreten der kristallinen Erratika an der Südseite des Dachstein einen starken nordgerichteten Einfluss der Gletscher der Tauerntäler und eine Eisoberfläche des Ennsgletschers in mindestens 1.600 m Höhe. Er erwähnt dabei auch die grobblockigen Moränen bei der Maralm im Einzugsgebiet der Kalten Mandling, die er für letzte Ablagerungen des Gletschers unter der Dachsteinsüdwand beim Abschmelzen des Eises im Ennstal ansah. In der Arbeit wurden die Schotter der Ramsau mit ihren Schieferkohlen bereits als junge diluviale Ablagerung angesehen, eine Einstufung, die auch auf eine Erwähnung von VACEK (1884) zurückgeht. Auch die Hangbrekzien an der Dachsteinsüdseite werden erstmals genau beschrieben und mit der im Erscheinungsbild und Position gleichen Höttinger Brekzie verglichen. Eine sehr ausführliche Beschreibung befasst sich mit der Entstehung der Kare und Karseen der Niederen Tauern sowie großer Felswannen (z.B. Riesachsee) durch die Gletschererosion.

Bei PENCK & BRÜCKNER (1909) wird die Ausdehnung des letzteiszeitlichen Ennsgletschers bis zum Gesäuse und Schoberpass dargelegt, das oberste Ennstal aber kaum erwähnt.

Später wurden nur die Schieferkohlen der Ramsau von ZAILER (1910) gemeinsam mit Betrachtungen über die Entstehungsgeschichte der Moore im Ennstal beschrieben. In einer der ersten palynologischen Arbeiten überhaupt, untersuchte dann FIRBAS (1925) die Schieferkohle und deren feinkörnige Begleitsedimente und stellte sie in das Eem-Interglazial. Spätere Untersuchungen durch DRAXLER & VAN HUSEN (1978) und VAN HUSEN et al. (1993) ergaben im Vergleich mit gesicherten Eem-Vorkommen der weiteren Umgebung, dass die Ablagerungen aber doch einem kühlen Interstadial entstammen. Versuche einer radiometrischen Altersbestimmung (<sup>14</sup>C- und U/Th-Datierung) ergaben leider keine sicheren Ergebnisse, weisen aber auf ein Alter vor dem Eem hin. Diese Einstufung steht auch mit der Höhenlage der Schieferkohle unter dem Niveau des präglazialen Talbodens in Einklang, der ja bis vor der Rißeiszeit weitgehend erodiert worden war (VAN HUSEN, 1968).

Eine umfassende quartärgeologische Bearbeitung der Schladminger Tauern und der Ramsauschotter erfolgte noch durch SENARCLENS-GRANCY (1962), der erstmals den Versuch unternahm, die Wirkungsbereiche der klassischen spätglazialen Gletscherstände in Höhenlage und Ausbreitung zu umreißen.

### 3.4. Zur Geschichte des Bergbaus in der Region Schladming

(A. WEISS)

Im Umland von Schladming wurden vom ausgehenden Mittelalter bis in das 19. Jahrhundert hinein Vorkommen mineralischer Rohstoffe intensiv genutzt. Zunächst stand die Erzeugung von Kupfer im Vordergrund, wobei Silber als wertvolles Nebenprodukt anfiel. Gegen Ende des 16. Jahrhunderts gewann die Erzeugung von Schwefel, Vitriol und Alaun zunehmend an Bedeutung. Blei war ein wichtiger Hüttenhilfsstoff. Im 18. Jahrhundert wurden Kobalterze zur Herstellung von Smalte und Saflor gewonnen. Große Bedeutung hatte damals bei der herrschenden Brennstoffknappheit die Gewinnung von Kohle. In Schladming wurde auch erstmals in Österreich ein Verfahren für untertägigen Braunkohleabbau entwickelt. Der Abbau von Nickelerzen und die industrielle Erzeugung von Nickel bis in die zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts, ebenso wie eine bescheidene Kohlegewinnung bis in die erste Hälfte des 20. Jahrhunderts, bildeten das Ende der Bergbautätigkeit im Raum Schladming.

Am 16. Juli 1408 erließ der Schladminger Bergrichter Leonhard der Eggelzain auf Grund des Wahrspruches des Rates der Bürger und Knappen der Gemeinde Schladming den Schladminger Bergbrief, der als Weistum von europäischer Bedeutung in die Bergrechtsgeschichte einging (KUNNERT, 1961).

Die Anfänge des Schladminger Bergbaus fallen in das letzte Viertel des 13. Jahrhunderts, nachdem der Bedarf an Metallen, vor allem am Münzmetall Silber, schon um das Jahr 1200 wegen des Aufblühens des Handels stark gestiegen war. Im Jahr 1322 wird Schladming in einer Urkunde das erste Mal als Stadt bezeichnet. Dass der Bergbau damals bereits die Haupteinverdienungsquelle der Bevölkerung war, scheint das Wappen der Stadt, eine Keilhaue, zu beweisen. Dieses Wappen trägt ein auf der Gründungsurkunde anhängendes Wachssiegel (KUNNERT, 1929).

Das Stift Admont erwarb im 14. Jahrhundert in der Gegend von Schladming Ländereien und verfügte in deren Bereich über die Berghoheit. Bereits im Jahr 1373 gestattete Herzog Albrecht III. (1349/1350–1395) dem Stift, von dem Erz, das fremde Gewerke innerhalb seines Besitzes gewannen, eine Fron einzuheben (WICHNER, 1891).

Von den zahlreichen, meist in großer Höhe gelegenen Bergbauen finden in dieser Zeit bereits jene im Bereich des Duisitzkars, der Giglachalm, der Eschachalm, des Eiskars, der Vetternspitze, der Zinkwand, der Lignitzhöhe und im Znachtal Erwähnung. Die ersten Gewerke waren wohl mit den Entdeckern der Lagerstätten ident, die sich in Schladming niederließen (WEISS, 2009).

Zu Beginn des 15. Jahrhunderts bestand in Schladming offensichtlich bereits eine große Berggemeinde, wie auch die Niederschrift des Schladminger Bergbriefes zeigt. Neben dem Bergrichter Leonhart dem Eggelzain (Leonhard dem Egkeltzain) selbst waren die Bürger Lienhart Scher, Jörg Mur und Hans Stainhaus als Gewerke tätig. Drei weitere Schladminger Bürger, der Wechsler Michael Amlang, Hans Schinagel und Niklas Koler erhielten im Jahr 1434 vom Erzbischof von Salzburg die Erlaubnis, Erze, die sie aus ihren Bergbauen auf der Salzburger Seite der Niederen Tauern gewannen, nach Schladming zu führen (WEISS, 2009).

Gegen Ende des 15. Jahrhunderts treten auch Ennstaler Adelsgeschlechter als Gewerke auf, Frone und Wechsel waren jedoch bereits an auswärtige Kapitalisten verpachtet. Auch in der ersten Hälfte des 16. Jahrhunderts waren noch heimische Gewerke tätig, von denen Georg Vintzgold durch seinen sprechenden Namen auffällt. Er betrieb mit dem Admonter Bürger Oettelmayr und dem Hauser Bürger Leonhard Rauscher Bergbau im Raum Schladming. Um die Mitte des 16. Jahrhun-

derts scheinen die Besitzer der Herrschaft und Burg Strechau, Barthlmä und Jakob von Mosheim, die auch im Lungau Bergwerke betrieben, als Gewerken auf. Neben diesen sind Kleingewerken wie Wulpenhofer, Alt, Trim, Reichenpüchler, Graf, Steffen und Koppesch überliefert (TREMEL, 1954).

Zu Beginn des 16. Jahrhunderts entwickelte sich bereits ein frühkapitalistisches Wirtschaftssystem, das durch die Trennung von Kapital und Arbeitskraft gekennzeichnet ist. Kaiser Maximilian I. (1459–1519) und andere vermögende Persönlichkeiten wie ein Heinrich Prunshink, der spätere Graf Hardeck, scheinen als Gewerken dieses neuen Zuschnittes auf. Maximilian I. erwarb im Jahr 1508 von Agnes Pongratzi, Witwe nach dem Schladminger Wechsler Holzbacher, eine Schmelzhütte samt einem zugehörigen Anteil an einer Grube „am vorderen Guglar“. Der Kaiser übernahm dafür eine am landesfürstlichen Wechselamt in Schladming, das Holzbacher einst leitete, haftende Schuld von 500 Gulden (MUCHAR, 1867).

Bedeutung hatten auch Knappengesellschaften. Die Knappen bildeten bereits im 15. und 16. Jahrhundert einen eigenen Berufsstand mit einer strengen Hierarchie. Die Gewinnung lag in den Händen der Häuer. Wie in anderen Revieren sind die Häuer drei Gruppen zuzuordnen, den Herrenhäuern als reinen Lohnarbeitern, den Gedingehäuern als „Akkordarbeitern“ und den Lehenhäuern als Gruppe zwischen den Gewerken und den Arbeitern. Die Lehenhäuer übernahmen bestimmte Arbeiten wie den Vortrieb von Stollen oder die Gewinnung und Scheidung von Erzen. Die Lehenhäuer durften Arbeiter aufnehmen, mussten sich aber an den Arbeiten beteiligen. Sie stellten die Masse der Häuer dar. Die Gewerken kauften von ihnen Erze, sie fanden es offenbar günstiger, hüttenfertige Erze ohne Risiko zu kaufen, als mit eigenen Herren- oder Gedingehäuern Schwierigkeiten zu haben. Dieses System war auch der Suche nach neuen Lagerstätten förderlich, da die Lehenhäuer als „Subunternehmer“ immer wieder auf neue kleine Lagerstätten zurückgreifen wollten. Diese Vorgangsweise erklärt auch die große Anzahl von kleinen Suchstollen und Schürfen (ADELWÖHRER-MOERISCH, 1996; WEISS, 2009).

Im Verlauf des steirisch-salzburgischen Knappenaufstandes spielte auch der Schladminger Bergrichter Konrad Ränstl eine führende Rolle. Von den Aufständischen wurde der an der Spitze ständischer Truppen heranrückende steirische Landeshauptmann Sigmund von Dietrichstein in Schladming überwältigt und gefangen genommen. Dem zum Entsatz mit einem Söldnerheer aufmarschierenden Niklas von Salm (1459–1530) gelang es, die Aufständischen niederzuwerfen und zu vertreiben. Als Strafe ließ Niklas von Salm Schladming im Jahr 1525 niederbrennen (PFERSCHI, 1975). In der Folge bemühte sich die Regierung, welche die schädlichen Folgen dieser Ausschreitungen durch den Ausfall der Einnahmen aus dem Bergbau bald zu spüren bekam, sowohl den Markt als auch den Bergbau wieder erstehen zu lassen, der Wohlstand Schladmings und seiner Bürger war jedoch dahin, es fehlte das Kapital, das zur Erneuerung der technischen Anlagen notwendig war. In der Folge brachten verschiedene Adelige die Gruben an sich, doch auch sie verfügten nicht über das nötige Kapital (TREMEL, 1954).

In den Jahren 1534 bis 1537 ließ Michael Valler, offenbar ein Judenburger Bürger, innerhalb des Grundbesitzes des Stiftes Admont in den Gruben „St. Christoph im Lakkhar“, „St. Thomas im Erlach“, „St. Wolfgang“ und „Zu den vierzehn Nothelfern“ arbeiten. In der Folge gelangten diese Gruben an verschiedene Bürger. Die zum Betrieb der Gruben benötigten Mittel mussten diese bei süddeutschen Handelsherren aufnehmen. Damit war vor allem dem oberdeutschen Kapital der Weg nach Schladming geöffnet (WICHNER, 1891).

Im Jahr 1552 traten die Handelsherren Lukas Sitzinger aus Nürnberg und Andreas Prantmayr aus Augsburg in der Walchen bei Öblarn als Gewerken auf. Nach dem

Tod Lukas Sitzingers im Jahr 1560 übernahmen dessen Söhne Lukas und Hans die Öblarner Anteile, während anstelle des vermutlich 1568 verstorbenen Andreas Prantmayr die „Prantmayr’schen Erben“ traten. Ab dem Jahr 1560 betätigten sich diese Gewerken auch in Schladming. Die Gewerken und Handelsherren aus Nürnberg und Augsburg gaben den verschuldeten Schladminger Unternehmern hohe Kredite, damit sie ihre Betriebe rentabel fortführen konnten. In erster Linie war es die Methode des Schmelzprozesses, die durch die gemeinsame Verhüttung von Schladminger mit Öblarner Erzen wesentliche Vorteile bot. Man schmolz die an Kupfer ärmeren Schwefelkiese der Walchen gemeinsam mit den Schladminger Erzen, hierdurch wurde es möglich, das Ausbringen an Kupfer und Silber zu erhöhen (KUNNERT, 1929).

Nach dem Tod der Brüder Sitzinger in den Jahren 1572 bzw. 1573 erbten die Söhne Lukas und Wilhelm, sowie die Tochter Ursula die Besitzungen in Schladming und Öblarn. Durch die Verehelichung Ursula Sitzingers mit dem Nürnberger Patriziersohn Paul Behaim erlebten die Bergbaue im oberen Ennstal noch einmal einen Aufschwung (KUNNERT, 1962a). Um sich persönlich über die Möglichkeiten einer Intensivierung der Bergbau- und Hüttenbetriebe zu informieren, reiste Behaim noch im Jahr seiner Verehelichung nach Schladming und Öblarn (STIPPERGER, 1993).

Neben den oberdeutschen Handelshäusern betrieben in Schladming die ebenfalls aus Süddeutschland stammende Pernsteinersche Gewerkschaft, die Tiroler Gewerken Katzbeck von Katzenstein, die am Jenbacher Berg- und Schmelzwerk beteiligt waren, und der Gasteiner Gewerke Christoph Weitmoser Bergbaue (TREMEL, 1954). Um das Jahr 1548 betrieb Herzog Ernst von Bayern (1500–1560) als Salzburgerischer Administrator bei den Giglachseen einen Bergbau (KUNNERT, 1975).

Im Jahr 1551 boten mehrere Gewerken, Hans von Mosheim, Christoph Raichenpüchler, Wolfgang Speringer, Christoph Söll und andere, dem Stift Admont ihre Gruben, den „Ungerbau“, den „Praschbau“, „St. Anna“, „St. Conrad“, „St. Jakob im Boden“, „St. Jakob in der Rinn“, „St. Nicolaus im Melcher“ und im „Salingeck“, zur Übernahme an. Im Jahr 1553 wurde Abt Valentin berichtet, dass die Grube am Gössl untersucht und für bauwürdig befunden wurde. Im Jahr 1559 übernahm das Stift von Frau Dorothea Steinach Anteile an der Grube „In der Kirchen“, zu „St. Nicolaus“, zu „Unserer lieben Frau im Boden“ und „Zu der Auffahrt Christi im Unger“ (WICHNER, 1891).

Im Jahr 1605 zogen sich die Sitzinger, ein Jahr später auch Paul Behaim aus dem Ennstal zurück. Um das Jahr 1610 betrieb nur mehr der Hofvizekanzler Balthasar Graf Laymann in der Umgebung von Schladming Bergbau. Die Religionskämpfe beeinträchtigten in höchstem Maße die wirtschaftliche Entwicklung des Schladminger Raumes. Die Edelmetallvorkommen waren erschöpft und die vielfach harten und einschneidenden Maßnahmen der Regierung gegen die protestantischen Bergbauunternehmer und Knappen beschleunigten den Verfall. Durch die Abwanderung der kapitalkräftigen Gewerken und qualifizierten Knappen standen nur mehr wenige Bergbaue in Betrieb. Ein Hauptinventar aus dem Jahr 1620 zählt im Bereich des Obertaales 16 Gruben auf, die nicht „in Arbeit oder belegt sind“ (WEISS, 2009).

Eigenartig ist ein Engagement der Fugger in Schladming. Diese hatten offenbar Bergwerke von Schuldnern übernommen. Im Jahr 1658 gelang es den Fuggern im Salzburger Kaufmann Johann Feuersenger einen Käufer zu finden. Der Vertrag umfasste unter anderem den „Berg- und Schmelzwerkshandel zu Schladming“ und 42 Bergwerksberechtigungen. Die Gruben lagen im Bereich südlich von Schladming, als Orte wurden der Pernstein und Melcherberg, die Umgebung der Giglachseen, das Duisitzkar, die Eschachalm, Roßblei und der Waschgraben angegeben (KUNNERT, 1962b).

Ab dem Jahr 1667 ließ das Stift Admont unter Abt Raimund von Rehling Schürfungen in den Gegenden Schopf, Eiskar, Gigler, Hopfriesen, Roßblei und Schwarzpalfen durchführen, die offenbar Erfolg brachten. In der Folge wurden Pochwerke, Röststätten und eine Hütte, vermutlich in der Weitgasau, errichtet (WICHNER, 1891).

Von großer Bedeutung für den Bergbau und das Hüttenwesen in den Niederen Tauern war die Tätigkeit der Gewerken Stampfer. Im Jahr 1666 kaufte Johann Adam Stampfer von den Erben nach Johann von Feuersenger den Kupferbergbau in der Walchen sowie deren Bergbaue im Einzugsgebiet des Obertales. Sein Sohn Johann Josef erbt die Montanbetriebe in der Walchen, darüber hinaus schürfte er auch in der Umgebung von Schladming. Offenbar war es ihm darum zu tun, die Versorgung mit Blei seiner Seigerhütte in der Walchen zu sichern (WEISS, 2009).

Die Erschöpfung der Lagerstätten der Schladminger Tauern und der damit verbundene Rückgang der Bergbautätigkeit im 17. Jahrhundert stand zu Beginn des 18. Jahrhunderts in einem merkwürdigen Gegensatz zum Interesse breiter Kreise am Bergbau. Schatzsucher wie ein Wenzel Brodetzky und der Wiener Hof- und Akademietanzmeister Nikolaus Schio versuchten erfolglos eine Wiederbelebung des Bergbaus (KUNNERT, 1975).

Ab dem Jahr 1739 ließ der Staat mit dem Ziel, vor allem den darniederliegenden Edelmetallbergbau zu beleben, eine Bergwerkserhebung durchführen. Im Zuge dieser Untersuchungen wurden auch die Vorkommen von Kobalterzen im Bereich der Zinkwand und der Vetternspitze entdeckt. Diese wurden von einer Firma, Franz Xaver Schütz & Comp. auch in Abbau genommen. Ein vom Staat eingeleiteter Bergbau brachte keinen Erfolg; die von den Abnehmern geforderte Qualität konnte nicht erreicht werden. Im Jahr 1766 gelang es schließlich einen Interessenten für die Gewinnung von Kobalterzen, den Wiener Gewerken Peter Paul Strobl, zu finden. In der Folge traten noch andere Unternehmer auf. Zur Beschaffung des benötigten Betriebskapitals wurden drei Gewerkschaften gegründet. Schließlich war der Staat nur mehr an einer Grube im Bereich der Vetternspitze mit 32 Anteilen beteiligt (WEISS, 2008). Die Gewinnung von Kobalterzen endete im Jahr 1816 unter dem Gewerken Johann von Eyselsberg, der den Bergbau im Jahr 1814 vom Aerar übernommen hatte (WEISS, 2009).

Als Maria Theresia im Jahr 1763 allgemein die Suche nach Erzen und Mineralien anordnete und gleichzeitig eine Belohnung für Funde in Aussicht stellte, setzte eine ausgedehnte Suche nach Vorkommen mineralischer Rohstoffe ein. Die ausgedehnte Suchtätigkeit, die Gewinnung von bis dahin nicht genutzten Erzen und die Schwierigkeit der Aufbereitung der oft verwachsenen Erze führten zur Berufung von Fachleuten aus anderen Erzbergbaugebieten der Monarchie nach Schladming, das sich im letzten Viertel des 18. Jahrhunderts zu einem Zentrum der Montantechnologie entwickelte. Ebenfalls im 18. Jahrhundert wurden in Schladming neue Zweige der Rohstoffgewinnung, nämlich die Erzeugung von Schwefel, Vitriolen und Alaun sowie die Verwendung von Torf und Braunkohle sowohl im Hüttenwesen als auch zu Heizzwecken eingeführt (WEISS, 2005).

Eine letzte Blüte erlebte das Schladminger Berg- und Hüttenwesen im 19. Jahrhundert mit der Gewinnung und Verarbeitung von Nickelerzen. Im Jahr 1832 erwarb Johann Rudolf von Gersdorff die alten Bergbaue im Bereich der Zinkwand und Vetternspitze. Die Nickelerzkonzentrate wurden anfangs in der Kupferhütte in Öblarn zu Rohspeise verschmolzen und in Reichenau an der Rax zu Nickelschwamm verarbeitet. Ab dem Jahr 1840 erfolgte die Reichspeiseerzeugung in dem damals neu erbauten Krummofen in Hopfriesen. Im Jahr 1847 wurde die Nickelerzeugung von Reichenau nach Mandling verlegt. Nach dem Tod Gersdorffs im Jahr 1849 kam es unter seinem Erben rasch zum Verfall der Erzgewinnung und Nickelerzeugung. Sein

Enkel Rudolf Flechner versuchte mit viel Idealismus den Niedergang aufzuhalten. Die sinkenden Nickelpreise ließen seine Bemühungen scheitern. Um das Jahr 1870 wurden Bergbau und Hütten stillgelegt (ADELWÖHRER-MOERISCH, 1996; WEISS, 2009).

Mandlinger Kieserze fanden im Jahr 1552 eine erste Erwähnung. Ein Nürnberger Kaufmann und Ratsherr betrieb in Mandling ab dem Jahr 1587 zwei Gruben, aus denen im Jahr 1592 die Menge von 1.244 Kübel Erz gefördert wurden. Im Jahr 1645 scheinen die Fugger als Bergbautreibende auf. Die Erze wurden in Hirzegg verschmolzen. Die Mandlinger Erze wurden wegen ihres hohen Gehaltes an Pyrrhotin zur Vitriolerzeugung verwendet. Im Jahr 1795 vom Aerar betrieben, gelangte der Mandlinger Bergbau vorübergehend an Johann Graf Stampfer, um vom Jahr 1797 bis zu seiner Einstellung im Jahr 1804 wieder vom Aerar übernommen zu werden. Die Erze wurden im 18. Jahrhundert in einer Hütte in Mandling zu Metallen sowie Schwefel und Vitriol verarbeitet (HUTTER, 1906; KUNNERT, 1968).

Die Verarbeitung der Erze erfolgte an mehreren Hüttenstandorten. Im Stadtgebiet von Schladming wurden bisher zwei Standorte bekannt. Durch Schlackenfunde sind eine Hütte in der Weitgassau und eine in Mandling am rechten Ufer der Enns belegt. Der Standort der Hütte von Hirzegg konnte bisher nicht lokalisiert werden. Die Anlage in Hopfriesen – hier wurde ab dem Jahr 1847 Nickelspeise in einem Krummofen erschmolzen – ist heute als Museum gestaltet (WEISS & KRAML, 2012).

Die Braunkohlenvorkommen von Pichl und Klaus wurden im letzten Viertel des 18. Jahrhunderts entdeckt. Ab dem Jahr 1785 versuchte Seeling mit Holzkohle vermischte Braunkohle bei der Verhüttung von Erzen sowie beim Vitriol- und Alaunsieden einzusetzen. Zwischen den Jahren 1850 und 1861 baute das Stift Admont geringe Mengen an Braunkohle ab. In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts versuchten verschiedene Berechtigte mit geringem Erfolg Kohle zu gewinnen. Zu Beginn des 20. Jahrhunderts setzte mit der Gründung der *Ennstaler Kohlegewerkschaft* eine kurze Blüte des Kohlenbergbaus ein. Noch im Jahr 1903 kam es zum Bau einer 2.000 m langen Seilbahn vom rund 200 m über der Talsohle gelegenen Bergbau zum Bahnhof Schladming, zur Gewaltigung der Gruben und zur Errichtung von Obertaganlagen. Für die Jahre 1910 und 1913 wies das Montanhandbuch jedoch nur mehr vier mit der Bauhafhaltung der Anlagen befasste Arbeiter aus. Im Jahr 1917 wurde der Bergbau wieder in Betrieb gesetzt und schließlich im Jahr 1922 stillgelegt. In den Jahren 1947 und 1948 wurden noch einmal 2.100 t Kohle gefördert (WEISS, 2007).

Die Kohle auf der Stoderalm war vom Gröbminger Kaplan P. Leonhard Fahrer 1845 entdeckt worden. 1896 wurde Emil Ritter von Horstig d'Aubigny (Gröbming) und Hugo Graepel (Budapest) ein aus vier Doppelpmaßen bestehendes Grubenfeld verliehen (WEBER & WEISS, 1983). Der Bergbau gelangte aber nie über das Schurfstadium hinaus und wurde 1905 wieder eingestellt (PRESSLINGER & KÖSTLER, 1993: 80). Detaillierte Angaben über Fördermengen liegen nicht vor.

## 4. Geologischer Bau

(E. HEJL & G.W. MANDL)

Das an der Oberfläche freigelegte prä-neogene Grundgebirge des Blattgebiets besteht aus vier Hauptdeckensystemen des Ostalpins. Diese sind gereiht von tektonisch hangend zu liegend:

1. Die Dachstein-Decke (traditionell **dem Juvavischen Deckensystem** zugeordnet) sowie die Gesteine der Raucheck-Schuppe und der Weißen Kögel, deren Zugehörigkeit zu 1. oder 2. diskutiert wird;
2. das **Tirolisch-Norische Deckensystem**, das hier die Grauwackenzone, die Werfener Schuppenzone und den Mandlingzug umfasst;
3. das **Koralpe-Wölz-Deckensystem** mit dem Wölzer Glimmerschieferkomplex und der „Ennstaler Phyllitzone“ sowie
4. das **Schladming-Seckau-Deckensystem** (Silvretta-Seckau-Deckensystem nach SCHMID et al., 2004), bestehend aus dem variszischen Grundgebirge des Schladminger Kristallinkomplexes und seinen sedimentären Deckschichten aus invers liegender Permtrias (zentralalpines Permomesozoikum).

Die letzten beiden Deckensysteme treten südlich der Enns auf (zentralalpines Deckenstockwerk), die beiden anderen nördlich der Enns bzw. nördlich des Forstau-baches (Deckenstockwerk der Kalkalpen und Grauwackenzone).

Die Profilschnitte von Tafel 4 verlaufen annähernd N-S und wurden jeweils so gelegt, dass sie annähernd normal zum Streichen der wichtigsten Schicht- und Deckengrenzen verlaufen und dabei markante Gipfel berühren, siehe Tafel 3/A.

Der östliche Querschnitt (1) verläuft von der südlichen Blattgrenze über das Steinkarlegg (2.637 m), den Gipfel des Hochgolling (2.862 m) und die Gamsspitze (2.444 m) zum Gipfel der Planai (1.906 m), dann über das Ennstal zum Rössingkogel (1.346 m), zum Großen Miesberg (2.202 m) und von dort weiter über das Dachstein-plateau zur nördlichen Blattgrenze.

Der westliche Schnitt (2) verläuft von Norden ausgehend mehrfach geknickt über den Hauptkamm Hohes Kreuz-Dachstein zum Brandriedel (1.725 m) und über den Halserberg (1.398 m) und den Schober (2.133 m) bis zur Jauchspitze (ohne Höhenkote, ca. 1.900 m). Der südliche Profilabschnitt wurde in vier zueinander parallele Teilschnitte (3–6) aufgespalten, um den komplexen Bau der Kalkspitzmulde besser darstellen zu können. Dazu wurden die Darstellungen bei SLAPANSKY (1987b) verwendet. Rezente Untersuchungen (KURZ & FRITZ, 2013) versprechen für die Zukunft strukturgeologische Details zum Bau der Kalkspitzmulde. Die tiefsten Teile in den Schnitten 2–6 orientieren sich dabei an Karten- und Profildarstellungen am westlichen Nachbarblatt 126 Radstadt bei SLAPANSKY & FRANK (1987) und ROSSNER (1979).

Um abrupte Änderungen der scheinbaren Einfallswinkel an den Knickpunkten der Profile zu vermeiden, wurden die beiden Schnitte auf eine N-S verlaufende vertikale Fläche projiziert. Um ein besseres Verständnis des tektonischen Baustils zu vermitteln, wurden auch tiefere Bereiche in den Profilschnitten spekulativ dargestellt.

Das zentralalpine Deckenstockwerk im Blattgebiet südlich der Enns ist durch einen altalpidischen (d.h. vorgosauischen) Decken- und Liegendfaltenbau und durch eine großräumige neogene Aufwölbung charakterisiert, deren W-E streichender Scheitel ungefähr dem Hauptkamm der Niederen Tauern von den beiden Kalkspitzen über den Hochgolling weiter nach Osten folgt. Diese junge Großfalte bildet nicht die östliche Fortsetzung der tektonischen Scheitellinien des Tauernfensters,

sondern ist gegenüber der Speiereck-Kulmination (EXNER, 1989) um gut 15 km nach Norden versetzt. Mit anderen Worten: An jenem Meridian, wo die Speiereck-Kulmination des Penninikums nach Osten unter das Ostalpin des Lungauer Beckens abtaucht, beginnt weiter im Norden die achsiale Aufwölbung der Niederen Tauern. Daher ist im zentralalpinen Anteil des Blattgebietes 127 Schladming vor allem ein nordgerichtetes Einfallen der Gesteine zu beobachten. Im Umkreis des Hochgolling überwiegen relativ flache Lagerungen. Nur im äußersten Süden des Blattgebiets und im südlich anschließenden Blattgebiet 157 Tamsweg herrscht südgerichtetes Einfallen vor.

Zum **Schladming-Seckau-Deckensystem** des Blattgebietes gehören der Schladminger Kristallinkomplex und das ihm sedimentär auflagernde, zentralalpine Permomesozoikum; beide sind gemeinsam größtenteils tektonisch invertiert. Die von TOLLMANN (1963) angenommene Deckengrenze zwischen der sogenannten „Radstädter Quarzphyllitdecke“ und dem Schladminger Kristallinkomplex existiert nicht, da sich ein an mehreren Stellen erhalten gebliebener sedimentärer Verband zwischen dem Schladminger Kristallinkomplex und dem Geröll führenden Quarzphyllit (**112**) feldgeologisch nachweisen lässt (SCHEDL, 1981; HEJL, 1985; HEJL & SLAPANSKY, 1983; SLAPANSKY, 1987a, b; SLAPANSKY & FRANK, 1987). Eine wenige Meter mächtige Lage aus Chlorit-Albitphyllit (**113**) mit bis ca. 3 mm großen Magnetitoktaedern und bräunlich verwitterndem (ankeritischem?) Karbonat, die von HEJL & SLAPANSKY (1983) als alpidisch metamorpher, postvariszischer Verwitterungshorizont (Paläoboden) interpretiert worden ist, tritt im Bereich Giglachsee und nördlich der Gasselhöhe (2.001 m) genau an der Grenze zwischen dem Schladminger Kristallinkomplex und dem Geröll führenden Niveau des Alpenen Verrucanos auf. Auch an anderen Stellen ist ein gehäuftes Auftreten Geröll führender Serizit-Quarzphyllite (vorwiegend Metakonglomerate, seltener Brekzien) in unmittelbarer Nähe der Grenze zum variszischen Kristallin zu beobachten.

Das Radstadt-Deckensystem sensu stricto, bestehend aus Abscherungsdecken ohne stratigrafischen Verband mit dem Schladminger Kristallinkomplex, tritt am Kartenblatt Schladming nicht auf. Alle hier vorkommenden Gesteine des zentralalpinen Permomesozoikums gehören zum Schladming-Seckau-Deckensystem, auch wenn die Bezeichnung „Permomesozoikum der Radstädter Tauern“ in der Kartenlegende anderes suggerieren könnte. Sie bilden die postvariszische sedimentäre Hülle des Kristallins seiner Teildecken. Genauer gesagt handelt es sich beim Deckenbau der Schladminger Tauern um invertierte Blindüberschiebungen, wobei innerhalb des Schladminger Kristallinkomplexes Abscherungsdecken mit Übergängen zu Liegendfalten- und Tauchfaltendecken, innerhalb des permischen Quarzphyllits und in der Kalkspitzentrias jedoch zusammenhängende Isoklinalfalten gebildet wurden. Mit anderen Worten: Die Abscherungshorizonte zwischen den Teildecken des relativ spröden Schladminger Kristallinkomplexes laufen sich in den sich plastischer verhaltenden permotriassischen Metasedimenten tot, die sehr schmalen Scherzonen zwischen den Decken des kristallinen Grundgebirges gehen in einen duktilen Faltenbau seiner permomesozoischen Deckschichten über (sogenannte Blindüberschiebungen). Dieser tektonische Sachverhalt wurde schon durch den von FORMANEK et al. (1961) sowie FORMANEK (1964) geprägten Begriff der „Stockwerkstektonik“ angedeutet. Die genannten Autoren verstanden darunter eine basale Aufsplitterung des variszischen Grundgebirges und eine darauf zurückzuführende Verzahnung mit dem darunter liegenden Radstädter Permomesozoikum. Ganz ähnlich argumentierte auch TOLLMANN (1977: 301), indem er von den „in die unterostalpinen Quarzphyllitmassen von oben her hineindigierenden Schladminger Gneismassen“ sprach. Der sedimentäre Verband zwischen dem variszischen Grundgebirge und dem zentralalpinen Permomesozoikum wurde von ihm jedoch nicht erkannt.

Unter den grünschieferfaziellen Bedingungen der altpalidischen Metamorphose gab es auch innerhalb der Gesteine des Schladminger Kristallinkomplexes beträchtliche Kompetenzunterschiede. Während sich z.B. glimmerreiche Paragneise und chloritisierte Amphibolite duktil verhielten, wurden Leukogranitgneise (**115**) und saure Metavulkanite (**122**) vorwiegend spröde deformiert. Dieser Kompetenzkontrast ist sowohl großräumig als auch im Handstück zu beobachten (siehe Abbildung 3 und 4).

Das Schladming-Seckau-Deckensystem umfasst im Blattgebiet von tektonisch liegend zu hangend: die Weißpriach-Decke, die Duisitz-Decke, die Obertal-Decke einschließlich der Schoberzunge und die Koppenlamelle.

Die in der SW-Ecke des Kartenblattes bzw. im tektonisch liegenden der Kalkspitzenmulde auftretenden Anteile des Schladminger Kristallinkomplexes gehören zur **Weißpriach-Decke** (= „Weißpriach-Gneislamelle“ nach EXNER (1989, 1990), plus deren permomesozoische Deckschichten), welche die tektonisch tiefste, an der Oberfläche des Blattgebiets auftretende Einheit ist. Sie ist mit dem Permomesozoikum des Liegendschenkels der Kalkspitzenmulde (Gebiet der Steirischen und Lungauer Kalkspitze) primär stratigrafisch verbunden, d.h. sie ist dessen Basement. Diese isoklinal gefaltete Permotrias der Kalkspitzen (siehe Abbildung 2 und Tafel 4/Profilschnitte 3–6) bildet eine im Süden geschlossene Liegendfalte, deren Scharnierfläche sich gegen Süden in eine Abscherungsfläche fortsetzt (Blindüberschiebung). Diese Abscherungsfläche verläuft auf Blatt 157 Tamsweg im Talgrund des Vorderen Weißpriachtals, wo sie als Deckengrenze zwischen der Weißpriach-Decke im Liegenden und der Duisitz-Decke im Hangenden fungiert. Letztere bildet auf Blatt 157 Tamsweg die Hauptmasse des Schladminger Kristallinkomplexes (= „Schladminger Gneisdecke“ nach EXNER, 1989, 1990).

Im Gebiet von Blatt 127 Schladming umfasst der präpermische Anteil der **Duisitz-Decke** die Gesteine des südlichen Schladminger Kristallinkomplexes von der Kalkspitzenmulde im Westen bis zur Ostflanke des südlichen Obertals, zum Eiskar und zum Kühkar nördlich der Gollingscharte. Weiter gegen Osten ist die Hangendgrenze der Duisitz-Decke wegen des Fehlens permischer oder mesozoischer Deckenscheider nicht klar fassbar. Auf jeden Fall gehört das gesamte südliche Blattgebiet östlich der Kalkspitzen und somit auch der Gebirgsstock des Hochgolling (2.862 m) zur Duisitz-Decke. Sie besteht vorwiegend aus Gesteinen des Gollingkomplexes und ist dementsprechend arm an Metaplutoniten. Es überwiegen leicht migmatische Paragneise (**114**) und Metavulkanite (**122** und **123**). Der post-variszische Anteil der Duisitz-Decke umfasst den Alpenen Verrucano (**108** bis **112**) und den Lantschfeldquarzit (**107**) des südlichen Preuneggtales sowie den inversen Hangendschenkel der Kalkspitzenmulde. Die interne Struktur der Duisitz-Decke wird durch einen großräumigen Liegend- und Tauchfaltenbau beherrscht. Nördlich des Hochgolling, d.h. zwischen der Gollingscharte im Süden und dem Wildkar im Norden, ist die Duisitz-Decke gemeinsam mit der unmittelbar auflagernden Obertal-Decke durch mehrere steile, E–W streichende Brüche (vorwiegend Abschiebungen nach Norden) zerlegt. Die längste dieser Störungen lässt sich als Linie topografisch markanter Kerben und Gräben von der Scharte nördlich der Pöllerhöhe (2.601 m) über den Gollingwinkel, die Gollingscharte und die Krautgartcharte (2.293 m) bis ins hintere Znachtal verfolgen.

Als nächsthöhere Einheit folgt über der Duisitz-Decke – durch einen dünnen, mittelsteil nach NE einfallenden, permo-„skythischen“ Quarzitspan getrennt – die **Obertal-Decke**, deren präpermischer Anteil fast ausschließlich aus Gesteinen des Riesachkomplexes besteht und viele Metaplutonitkörper von z.T. erheblicher Größe enthält. Sie umfasst das Gebiet von der Umgebung des Zwerfenbergsees im Süden bis zur Linie Bodensee–Rossfeldsattel–Krahenbergzinken im Norden, weiters

den Großteil des Gebirgsrückens zwischen dem Untertal und dem Obertal, sowie einen zungenförmigen Ausläufer des Schladminger Kristallinkomplexes nach Westen, der über das Rossfeld (1.919 m) und den Schober (2.133 m) bis ins Forstatal reicht, und die permo-,skythische“ Sedimentgesteinshülle (Alpiner Verrucano, **108** bis **112**, und Lantschfeldquarzit, **107**) dieses Kristallinausläufers. Ähnlich wie bei der Duisitz-Decke ist auch die interne Struktur der Obertal-Decke durch eine mittelsteil nach Norden abtauchende Liegendfaltung, genauer gesagt durch eine große und zwei kleine, invertierte Antiklinalen (Tauchfalten) charakterisiert. Der schon erwähnte westliche Ausläufer der größten dieser Tauchfalten wird von HELLERSCHMIDT-ALBER (2008) als „Schoberlamelle“ bezeichnet. Wegen der gedungenen, eher zungenförmigen Gestalt dieser Tauchfalte wird hier jedoch der Begriff **Schoberzunge** bevorzugt (in Analogie zu den beiden Sulzbachzungen der Krimmler Gneiswalze im Tauernfenster).

Der hangendste und nördlichste Teil des Schladminger Kristallinkomplexes, der sich unmittelbar unter dem tektonisch auflagernden Wölzer Glimmerschieferkomplex befindet, hat ab der Gabelung von Unter- und Obertal eine schmale Fortsetzung gegen Westen, für die EXNER (1996) den Begriff **Koppenlamelle** geprägt hat. Sie fällt mittelsteil bis steil nach Norden ein, erreicht auf Blatt 127 Schladming noch eine Mächtigkeit von ca. 500 m, wird gegen Westen jedoch dünner (Mächtigkeit < 200 m). Dieser tektonisch ausgewalzte Lappen aus retrograden Gneisen und Metabasiten verläuft über Forstau ins Taurachtal und setzt sich im Westen bis ins Kleinarital fort (EXNER, 1991, 1996; HELLERSCHMIDT-ALBER, 2008). Wegen der starken tektonischen Beanspruchung und der retrograden Metamorphose lässt sich nicht entscheiden, ob es sich dabei um eine extrem ausgewalzte Isoklinalfalte oder um eine Abscherungsdecke handelt. Das Auftreten Geröll führender Quarzphyllite (**112**) am Südrand der Koppenlamelle legt die Vermutung nahe, dass auch hier der ursprüngliche sedimentäre Verband zwischen dem variszischen Grundgebirge und dem darauf abgelagerten Alpenen Verrucano abschnittsweise erhalten geblieben ist. Der unmittelbare Kontakt beider Einheiten ist jedoch meistens durch Massenbewegungen verwischt oder unter quartären Sedimenten verborgen (HELLERSCHMIDT-ALBER, 2008).

Das **Koralpe-Wölz-Deckensystem** ist im Blattgebiet durch den Wölzer Glimmerschieferkomplex und die „Ennstaler Phyllitzone“ vertreten.

Grenzflächen und interne Schieferung des Schladminger Kristallinkomplexes (als Teil des Schladming-Seckau-Deckensystems) und dem **Wölzer Glimmerschieferkomplex** fallen mittelsteil nach Norden ein. Dem namengebenden und vorherrschenden Glimmerschiefer sind örtlich Marmor, seltener Amphibolit und Grafit führende Zonen eingelagert. Die Deckengrenze verläuft vom vordersten Preuneggatal (südlich Bankwirt) zur Gabelung von Obertal und Untertal, dann weiter zur Krahbergeralm, zum Rossfeldsattel, zum Niederlabeck und zum Bodensee im Seewigtal. Südlich und westlich der Planai (1.906 m) ist ein gehäuftes Vorkommen von Marmorlinsen (**89**) in unmittelbarer Nähe der Deckengrenze zu beobachten (Boudins?). Östlich des Meridians von Schladming ist die Deckengrenze auch geomorphologisch markant. Sie bildet nämlich die Grenze zwischen den sanften Formen mit bewaldeten Hängen und Almen im Umkreis der Planai, des Hauser Kaiblings (2.015 m) und dem Schwarzkogel (1.760 m) einerseits, und den schroffen, durch Felsgrate und Kare gegliederten Formen der zentralen Schladminger Tauern andererseits. Die Liftrassen und Pisten der Schigebiete von Schladming und Haus liegen durchwegs nördlich dieser Grenze, d.h. im Bereich des Wölzer Glimmerschieferkomplexes und der „**Ennstaler Phyllitzone**“. Die Lithologie der „Ennstaler Phyllitzone“ wird mengenmäßig von Phyllit und größeren Massen von Grünschiefer beherrscht. Die Grenze zwischen der „Ennstaler Phyllitzone“ und den phyllitischen

Wölzer Glimmerschiefern (86) ist lithologisch unscharf, schlecht aufgeschlossen und durch Massenbewegungen verwischt. Der Übergang zwischen beiden Einheiten ist oftmals graduell und anscheinend Ausdruck des gegen Süden zunehmenden Metamorphosegrades. Ein deckentektonischer Kontakt lässt sich nicht nachweisen, kann aber auch nicht ausgeschlossen werden. Der ursprüngliche, wahrscheinlich deckentektonische Kontakt zwischen der „Ennstaler Phyllitzone“ und den altpaläozoischen Schiefen des Tirolisch-Norischen Deckensystems ist im Blattgebiet nicht aufgeschlossen, da die beiden Einheiten durch die Störungszone im Ennstal getrennt sind und die Spur dieser Störung wiederum unter holozänen Flussablagerungen der Enns verborgen ist.

Während die als **Grauwackenzone** zusammengefassten paläozoischen Gesteine im Ostabschnitt dieser Zone – etwa bis zur Einmündung des Paltales ins Ennstal – in bis zu vier alpidische Decken unterteilt werden können (NEUBAUER et al., 1994), ist weiter westwärts keine derartige Teilung mehr bekannt. Die Gesteine gehören vielmehr nur einer tektonischen Einheit an, die der Norischen Decke im Ostabschnitt entspricht. Wie auch dort transgredieren etwa ab dem Perm klastische Sedimente, die den Schichtstapel der kalkalpinen Tirolischen Decken einleiten.

Dem alpidischen Deckenbau der Grauwackenzone und dem transgressiven Verband der kalkalpinen Schichtfolge mit der Norischen Decke wird in letzter Zeit durch die zusammenfassende Bezeichnung **Tirolisch-Norisches Deckensystem** zunehmend Rechnung getragen. Dazu zählen am Kartenblatt Schladming auch die in der dortigen Legende als „**Werfener Schuppenzone**“ übertitelten Siliziklastika, die nach lithologischem Vergleich ins Perm und in die Untertrias gestellt werden. In den als Haselgebirge bezeichneten, Gips führenden bunten Tonsteinen des Karlgrabens (Quellbereich des Griebbaches östlich der Austriahütte) konnte mit Schwefelisotopen das permische Alter belegt werden. Ob dieser Gips allerdings der Schichtfolge unmittelbar angehört, ist mehr als fraglich, da er am Oberrand der siliziklastischen Abfolge und nahe der Überschiebungsbahn der überlagernden Dachstein-Decke beziehungsweise in der östlichen Fortsetzung der Raucheck-Schuppe auftritt.

Die tektonische Zuordnung der Mitteltriaskarbonate von Raucheck, Marstein und Schönbühel (= **Raucheck-Schuppe** in der Kartenlegende) ist schwierig zu beurteilen. Die mächtigen dunklen Anisdolomite und der auffällige „Buntdolomit“ sind sowohl aus der Schichtfolge der Gosaukamm-Randschollen (SCHLAGER, 1967a; MANDL, 1984) als auch aus der Werfener Schuppenzone NW St. Martin (ROSSNER, 1972) bekannt, sie sind daher für eine Zuordnung nicht signifikant. Das evaporitische Haselgebirge hingegen ist der Schichtfolge der Werfener Schuppenzone hier fremd, während es an der Basis der Gosaukamm-Randschollen mächtig und weit verbreitet auftritt. Allfällig an der Basis der Raucheck-Schuppe vorhandenes Haselgebirge ist aufgrund der mächtigen Schuttverhüllung zwar nicht direkt sichtbar, ein Indiz für ein Durchstreichen des Haselgebirges unter dem Raucheck liefert aber die Situation an der Oberkante des Karlgrabens. Das dortige Gips-Haselgebirge liegt unter schwarzem, triassischem Schiefertone, welcher den östlichsten Ausläufer der karnischen Schiefer aus der Schichtfolge der Raucheck-Schuppe darstellt. Der Gips dürfte damit nicht zur Schichtfolge der Dachstein-Decke, sondern zu jener der Raucheck-Schuppe gehören und somit diese Schuppe eher an die Randschollen der Dachstein-Decke als an die Werfener Schuppenzone binden – vgl. dazu auch die Kartendarstellungen bei MANDL (1984: Abb. 1, 2001) und KRENMAYR & SCHNABEL (2006).

Ein weiteres problematisches Bauelement ist die **Scholle der Weißen Kögel**. In der Dachsteinkarte von GANNIS et al. (1954) waren deren Kalke noch als Dachsteinkalk und Jura-Hornsteinkalk bezeichnet worden. Neue Conodontenfunde ließen in

letzterem mitteltriassischen Reiflinger Kalk erkennen und im unterlagernden fossil-leeren „Dachsteinkalk“ Steinalmkalk vermuten. Die geringe thermische Überprägung (CAI-Werte der Conodonten) der Gesteine zeigt, dass diese Scholle weder der Dachstein-Decke noch dem Mandlingzug angehören kann, da letztere beide hier wesentlich höhere CAI-Werte aufweisen – siehe MANDL et al. (1999: Fig. 1). Der Scholle der Weißen Kögel könnte eine ähnliche tektonische Position zukommen, wie den Hallstätter Kalken rund um den Plassenkalk des Filzmooser Rettenstein. Eine derartige Interpretation ist in der Darstellung des Profilschnittes 1 auf Tafel 4 angedeutet.

Die Überschiebungsfläche der Dachstein-Decke (auf der Karte sind irrtümlicherweise beim Druck die „Deckenzacken“ auf der Trennlinie ausgeblieben) wird auch von einer Schollenreihe begleitet, die aus **oberjurassischem Plassenkalk** mit auflagernden Gesteinen der **oberkretazischen Gosau-Gruppe** besteht, siehe dazu auch Abbildung 11. Der Kontakt des Plassenkalks zu den unterlagernden Gesteinen ist stets von Schutthalden verdeckt und daher einer direkten Beurteilung nicht zugänglich. Östlich der Kalchwand liegt aber Gips unter dem Plassenkalk und auch am Hühnerkogel im Norden von Ramsau Ort konnte Gips in dieser Position gefunden werden (nicht in der Karte verzeichnet). Am westlichen Nachbarblatt Radstadt setzt sich diese Situation im Sockel des Filzmooser Rettenstein weiter fort, wo zum Haselgebirge auch noch Mitteltriaskarbonate und Hallstätter Kalke sowie jurassische Fleckenmergel, Rotkalke und Radiolarit hinzukommen, bevor Plassenkalk alles überdeckt – vgl. TOLLMANN (1969); LEIN (1976, 1987b); AUER et al. (2006).

Ob die Jura-/Kreide-Schollen soweit unter der Dachstein-Decke nach Norden reichen, wie in Profilschnitt 1 auf Tafel 4 dargestellt, kann nicht mit Sicherheit gesagt werden. Die wenigen voneinander isolierten Vorkommen und ihr Kontakt zu den überlagernden Werfener Schichten der Dachstein-Decke sind oft durch steilstehende Brüche stark zerlegt und ihr Schichteinfallen entsprechend verstellt. Die Schollen könnten „nachgosauisch“ durch südgerichtete Bewegungen unter die Werfener Schichten der Dachstein-Decke geraten sein. Eine analoge Situation ist aus dem Kalkalpen-Südostrand im niederösterreichischen Schneeberggebiet bekannt, wo anhand des Geländeverschnitts der Überschiebungsfläche eine beträchtliche Rücküberschiebung der Schneeberg-Decke über die Gosau-Gesteine erkennbar ist.

Der **Mandlingzug** im engeren Sinne besteht aus triassischen Gesteinen und bildet einen topografisch markanten Härtlingsrücken, der sich vom Sonnwendkogel (1.498 m) über den Aichberg (1.353 m) und Rössingkogel (1.346 m) zum Südrand der Ramsau, zur Engtalstrecke bei Mandling und von dort am Kartenblatt 126 Radstadt weiter gegen Westen als allmählich auskeilender Span bis südlich von Altenmarkt im Pongau erstreckt. Er besteht vorwiegend aus hellem Ramsaudolomit (**71**), enthält aber auch andere Karbonatgesteine der Mittel- und Obertrias, sowie etwas Werfener Schiefer (**75**) an seiner Südseite. Seine Nordgrenze gegenüber der Dachstein-Decke und der sie unterlagernden Werfener Schuppenzone wird durch eine annähernd vertikale Störungsfläche des Salzach-Ennstal-Störungssystems gebildet. Im Süden besteht ein mittelsteil nach Norden einfallender, tektonischer Kontakt zum Altpaläozoikum der Grauwackenzone, der jedoch nicht durchgehend aufgeschlossen ist. Dass diese tektonische Fuge einen einstmaligen transgressiven Verband der Mandlingzug-Trias mit der Grauwackenzone nur überprägt hat und verschleiert, lässt sich aus der lateralen Fortsetzung gegen Osten auf das Kartenblatt 128 Gröbming vermuten. Die Mächtigkeit der tektonisch stark reduzierten Werfener Schichten nimmt in dieser Richtung allmählich zu und im Raum Gröbming erscheinen an drei Stellen auch wieder permische Grobklastika im Grenzbereich zu den altpaläozoischen Schiefen – siehe dazu Karten bei MANDL (2001) und KREINMAYR

& SCHNABEL (2006). Im Gegensatz zur Dachstein-Südseite, wo dunkelgraue Phyllite und schiefrige Quarzite das Komponentenspektrum dieser Brekzie und die Gesteinsfarbe prägen, treten hier häufig auch helle Karbonatkomponenten auf und die Matrix zeigt rote Färbung. Trifft dieser primäre Verband mit den altpaläozoischen Gesteinen zu, so ist der Mandlingzug klar dem Tirolisch-Norischen Deckensystem zuzurechnen. Seine heutige relative Position zu der Hauptmasse dieses Deckensystems hat er allerdings erst durch die jungen Seitenverschiebungen erlangt – siehe unten.

Die **Dachstein-Decke** bildet das tektonisch höchste Stockwerk am Kartenblatt Schladming und besteht hauptsächlich aus mittel- bis obertriassischen Seichtwasserkarbonaten, die stellenweise Ansätze eines ungefähr gegen Süden orientierten Plattformrandes (Riffkalke, Riffhangsedimente) erkennen lassen, siehe Tafel 2/B. Ihre Position im kalkalpinen Deckensystem wird insbesondere aus der tektonischen Lagerung ihres Nordrandes über unterkretazischen Rossfeld-Formation der tirolischen Schichtfolge im Umfeld von Bad Ischl abgeleitet und analog zur Situation der Berchtesgadener Decke gesehen, die über Rossfeld-Formation der Unkener und der Rossfeld-Mulde liegt. Damit ergibt sich sinngemäß seit der Definition von HAHN (1913) eine Zuordnung zum Juvavischen Deckensystem.

Betreffend die Abgrenzung der Dachstein-Decke gegenüber ihrem Umland wurde in den vergangenen Jahren gegenüber der „klassischen“ Grenzziehung (z.B. TOLLMANN, 1985) im Raum Bad Mitterndorf eine Modifikation vorgeschlagen, welche die sogenannte Warscheneck-Decke als Teil der Dachstein-Decke sieht und in diese einbezieht – siehe SCHMID et al. (2003); RUPP et al. (2011: Taf. 1, 4). Eine ähnliche Ansicht hatte bereits SPENGLER (1934) vertreten, der schon damals keine Notwendigkeit für eine Deckengrenze sah, an der die Mitterndorfer Hallstätter Kalke nach Süden unter die Dachstein-Decke abtauchen konnten. Für ihn lagen die Hallstätter Kalke der „Plassen-Schollen“ bei Hallstatt auf der Dachstein-Decke, genauso wie jene bei Bad Mitterndorf. Aufgrund der heute erkannten Lage all dieser Hallstätter Schollen als jurassische Gleitmassen im Radiolarit ist dieser Sichtweise der Vorrang zu geben, die „klassische“ Grenzziehung im Raum Bad Mitterndorf wird damit obsolet.

Die generelle Zuordnung der Berchtesgaden- und der Dachstein-Decke zum Juvavikum wird allerdings jüngst in Frage gestellt und eine Zuordnung zu einer „Oberen Tirolischen Decke“ vorgeschlagen – siehe FRISCH & GAWLICK (2003). Für die Dachstein-Decke hat ebenfalls bereits SPENGLER (1952) eine tektonische Äquivalenz mit dem tirolischen Tennengebirge überlegt. Er sah die merkwürdige Unterbrechung der kalkalpinen Plateauberge zwischen Tennengebirge und Dachsteingebirge verursacht durch einen Nordschub eines „Schubkeiles des Lammertales“. Auch wenn den Details seiner Argumentation aus heutigem Kenntnisstand nur mehr bedingt gefolgt werden kann, so ist doch die Tatsache unbestreitbar, dass sowohl der Tennengebirgs-Südrand und seine Westfortsetzung im Hochkönig, als auch der Gosaukamm und der Südrand der Dachsteingruppe bis hin zum Grimming, Randbereiche einer obertriassischen Karbonatplattform darstellen, an die während der Trias ein offenmariner Bereich mit Hallstätter Fazies s.l. anschloss. Da heute allgemein einem paläogeografischen Modell einer einzigen Karbonatplattform mit einem Südrandriff gegenüber der Darstellung von TOLLMANN (zuletzt 1985) mit mehreren Plattformen und zwischengeschalteten „Kanälen“ der Vorrang gegeben wird, könnten Tennengebirge und Dachstein ursprünglich (benachbarte) Teile einer einzigen ausgedehnten Karbonatplattform gewesen sein. Diese ursprüngliche paläogeografische Nachbarschaft muss aber nicht zwangsläufig eine gleichartige tektonische Position im heute vorliegenden tektonischen Bau zur Folge haben. Außer dem faziellen Argument des einstigen Plattformrandes und der wahrscheinlichen

nachgosaubischen +/- südvergente Reaktivierung der basalen Scherfläche der Dachstein-Decke mit Einklemmung der Jura- und Kreideschollen, kann der Kalkalpenanteil des Kartenblattes Schladming zur Klärung dieser Fragestellung aber nichts beitragen. Das benachbarte Kartenblatt ÖK 126 Radstadt wird voraussichtlich mehr Argumente zu diesem Themenkreis beisteuern können.

Die Dachstein-Hochfläche wird von einem steilstehenden diagonalen Kluft- und Störungsmuster zerlegt, wobei aber nur wenige Trennflächen größere Versetzungsbeträge aufweisen. Eine erste Darstellung dieser Muster auf Basis von Luftbildern versuchte HOLZER (1964). Diese Trennflächensysteme sind gemeinsam mit den deutlich ausgebildeten Bankungsfugen des lagunären Dachsteinkalkes wesentliche Angriffsflächen für die Verkarstung, wie die erkennbaren geometrischen Beziehungen zu den großen Höhlensystemen im Dachstein-Höhlenpark zeigen – vgl. HENNE et al. (1994). Größere Versetzungen weisen besonders die WNW–ESE und WSW–ENE streichenden Brüche am Dachsteinsüdrand auf, an denen die südlichen Schollen mit vorwiegend mitteltriassischen Gesteinen gegenüber dem nördlich angrenzenden Deckenhauptkörper etwas verkippt bzw. in ihrer Höhenlage versetzt erscheinen.

Die Mitteltriassgesteine sind in der Hauptmasse dolomitisch ausgebildet (Gutensteiner- und Wettersteindolomit). Erst am Dachsteinsüdrand ist ein seitlicher Übergang von Wettersteindolomit zu -kalk feststellbar, wobei der Grenzbereich sehr unregelmäßig geformt ist und das Vordringen der spätdiagenetischen Dolomitierungsfront aus dem nördlichen, ehemals lagunären Ablagerungsbereich in die südlichen Plattformrandbereiche dokumentiert. In Profilschnitten (z.B. Dachstein-Südflanken auf Tafel 4) kann deshalb diese Grenze nur schematisch als Verzahnungsbereich dargestellt werden.

Die neogenen („jungtertiären“) **Hauptbewegungen** fanden an den steil stehenden Brüchen der Salzachtal-Ennstal-Störung, am Nordrand des Mandlingzuges und im Ennstal statt, d.h. der Mandlingzug und der südlich angrenzende Teil der Grauwackenzone bildeten im Neogen einen mechanisch kohärenten Keil zwischen den Kalkalpen im Norden und den Zentralalpen im Süden.

Diese Störungsbündel werden seit den Arbeiten von RATSCHBACHER et al. (1991), LINZER et al. (1995, 1997) und PERESSON & DECKER (1997) als Teile einer Salzachtal-Mariazell-Puchberg-Linie (SEMP) aufgefasst, entlang der es zu sinistralen Seitenversätzen im 10er Kilometerbereich gekommen sein soll. Da die Schichtfolge des Mandlingzuges im Westabschnitt Karbonatplattformsedimente der Mittel- und Obertrias aufweist (PIROS et al., 1997) und im Raum Gröbming Hinweise auf einen Plattformrand in Mitteltrias und Karnium mit ostwärts folgenden Beckensedimenten zeigt (MANDL, 2001), könnte man den Mandlingzug entlang des SEMP-Systems in eine ursprüngliche Position SW' des Hochkönigs (ca. 60 km!) zurückversetzen und so in einen zusammenhängenden triassischen Plattformrand integrieren. Heute liegen ja seine hauptsächlich lagunären Karbonatgesteine in völlig fremder Position südlich der Südrandriffe. Andererseits sprechen die von HEJL (1996) vorgetragenen Argumente eher für eine Rechtsseitenverschiebung.

Ungeachtet dieser gegensätzlichen Ansichten bilden der Mandlingzug und der mit ihm verbundene Teil der Grauwackenzone einen schmalen, keilförmigen tektonischen Körper in einem Längstal-Störungssystem zwischen den Kalkalpen und den Schladminger Tauern, an dem es neben den Seitenverschiebungen auch zu einer relativen Hebung der Zentralalpen gekommen ist (siehe Profilschnitte 1 und 2 auf Tafel 4).

## 5. Entwicklungsgeschichte

### 5.1. Das präquartäre Geschehen im Grundgebirge

(E. HEJL & G.W. MANDL)

Die Gesteine am Kartenblatt Schladming gehören – abzüglich der „tertiären“ Sedimentgesteine – ausschließlich dem Ostalpin an, tiefere tektonische Einheiten kommen nicht an die Oberfläche. Somit ist die Entwicklungsgeschichte im Wesentlichen eine Geschichte des Ostalpins. Zwecks besserem Verständnis der orogenen Prozesse werden aber auch andere tektonische Großeinheiten in die folgende Betrachtung einbezogen.

Gesteine, die aus vor-permischen Ausgangsgesteinen hervorgegangen sind, bilden den Schladminger Kristallinkomplex, den Wölzer Glimmerschieferkomplex, die „Ennstaler Phyllitzone“ und die altpaläozoischen Gesteine (Grauwackenzone) des Tirolisch-Norischen Deckensystems:

Die migmatischen Gneise des **Schladminger Kristallinkomplexes** können nicht jünger als Unterkarbon sein, da ihre Hauptschieferung und ihr migmatischer Lagerbau (siehe Abbildung 5 und 6) von Muskovitpegmatiten durchschlagen werden, deren Muskovitkerne K-Ar-Alter (Intrusionsalter) von ca. 340 Ma ergeben haben (HEJL, 1984a). Das Alter der sedimentären und vulkanischen Edukte der Schladminger Gneise ist jedoch nicht genau bekannt. FRISCH et al. (1984) hatten diese Gneise gemeinsam mit dem vulkanogenen Komplex der Gleinalpe als Reste eines kaledonisch geprägten Grundgebirges interpretiert. Spätere geochronologische Befunde (HEJL, 1984a; SLAPANSKY & FRANK, 1987; LIU et al., 2001) lieferten jedoch keine Anhaltspunkte für eine kaledonische Prägung der Schladminger Gneise, sondern belegen eine amphibolitfaziale oder höhergradige, variszische Metamorphose sowohl des Golling- als auch des Riesachkomplexes. Die K-Ar- und Rb-Sr-Mineralalter des gesamten Schladminger Kristallinkomplexes wurden von HEJL et al. (1987) zusammengefasst. Neuere <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar-Datierungen von Muskoviten aus dem westlichen Teil des Schladminger Kristallinkomplexes stammen von LIU et al. (2001). Während dieser Westteil, insbesondere die Weißpriach-Decke, durch variszische Glimmeralter (> 250 Ma) charakterisiert ist, treten im Ostteil des Schladminger Kristallinkomplexes (im Gebiet des Nachbarblattes 128 Gröbming) auch kretazische Glimmeralter um ca. 90 Ma auf. Sie sind auf die altpaläozoische Überprägung der alten Gneise unter Bedingungen der höheren Grünschieferfazies bis Epidot-Amphibolitfazies zurückzuführen. Abgesehen von den bereits erwähnten Muskovitpegmatiten (HEJL, 1984a) gibt es für die Intrusionsalter der Metaplutonite des Riesachkomplexes noch keine geochronologischen Befunde. Beim gegenwärtigen Kenntnisstand kann angenommen werden, dass der Schladminger Kristallinkomplex aus altpaläozoischen Sedimentgesteinen (eventuell Grauwacken oder Arkosen) und bimodalen Vulkaniten einerseits, sowie aus variszischen (wahrscheinlich unterkarbonischen) granitoiden Intrusionen andererseits hervorgegangen ist. Die Hauptmetamorphose einschließlich der Migmatisierung wäre demnach variszisch. Eine weit verbreitete, oftmals isoklinale Scherfaltung (Abb. 4, 5) der migmatischen Gneise und der Metavulkanite erfolgte im Zuge dieser variszischen Metamorphose.

Obwohl die Eduktalter des **Wölzer Glimmerschieferkomplexes** nicht genau bekannt sind, gilt Altpaläozoikum als wahrscheinlich. Da sich aber eine variszische Metamorphose nur für Teile dieses Komplexes nachweisen lässt (insbesondere südlich von St. Nikolai im Sölketal auf Blatt 128 Gröbming; siehe SCHUSTER et al., 2009) und der ganze nördliche Teil der Wölzer Glimmerschiefer einschließlich der

darin enthaltenen Marmore (z.B. der Sölker Marmor) anscheinend nur eine altalpidische Metamorphose erfahren hat, kann ein jungpaläozoischer Anteil des Wölzer Glimmerschieferkomplexes nicht ganz ausgeschlossen werden.

Das altpaläozoische Edukaltal (Ordovizium bis Devon) der Norischen Decke der **Grauwackenzone** ist durch Fossilbelege gesichert, wenn auch publizierte Befunde aus dem Blattgebiet noch ausstehen. Sowohl für die „**Ennstaler Phyllitzone**“ als auch die Grauwackenzone wurde eine schwache voralpidische Metamorphose vermutet, konnte aber bis jetzt nicht nachgewiesen werden.

Die tektonische Konfiguration am Ende der **variszischen Ära** bleibt Gegenstand von Spekulationen, da die zuvor genannten präpermischen Einheiten durch altalpidische Deckengrenzen und neogene Störungen voneinander getrennt und intern zerlegt sind. Sogar die Grenze zwischen dem Gollingkomplex und dem Riesachkomplex folgt weitgehend einer kretazischen Blindüberschiebung zwischen der Duisitz-Decke und der Obertal-Decke und kann daher nicht als Ausdruck variszischer Deckentektonik angesehen werden. Aus der sogenannten Rückwicklung der alpidischen Tektonik in die Ausgangslage der tektonischen Einheiten kann jedoch die ursprüngliche Paläogeografie des inneralpinen variszischen Grundgebirges schemenhaft abgeleitet werden (siehe z.B. RATSCHBACHER & FRISCH, 1993).

Durch die variszische Gebirgsbildung hatten sich die kontinentalen Krustenstücke der Erde zum **Superkontinent Pangäa** (griechisch für „Alles Erde/Land“) vereinigt. Der ihn umgebende, sozusagen weltumspannende Ozean wird Panthalassa (griechisch für „Alles Meer“) genannt. Laurasia und Gondwana, die beiden Teilkontinente Pangäas, waren im Westen verbunden und lagen jeweils auf der Nord- und Südhemisphäre. Im Bereich des Äquators befand sich ein breiter, nach SE offener, ozeanischer Golf, der ohne scharfe Grenze mit dem Hauptteil von Panthalassa zusammen hing. Dieser große äquatoriale Golf Panthalassas wurde von Eduard SUESS (1893) **Tethys** genannt.

Das variszische Gebirge Europas lag zunächst im Gebiet der wechselfeuchten Tropen, wobei sich im Laufe des Perm eine zunehmende Aridität bemerkbar machte. Im späten **Perm** war das variszische Gebirge bereits stark erodiert. Dessen Abtragungsschutt, die festländischen Basisbrekzien und die fluvialen Sedimente des Alpinen Verrucano wurden auf dem weitgehend eingeebneten variszischen Gebirge der nördlichen Randtropen in einem relativ heißen Klima abgelagert. Das Vorhandensein eines lokal mehrere Meter mächtigen, metamorphen Paläobodens an der Basis des Geröll führenden Alpinen Verrucanos lässt auf eine tropische Intensivverwitterung unter zumindest wechselfeuchten Bedingungen, d.h. mit saisonalen Regenzeiten schließen. Auch die maximale Größe der Gerölle (Mittel- bis Grobkies, seltener bis über 20 cm), ihre zumeist gute Rundung und die Tatsache, dass es sich dabei vorwiegend um Restquarze handelt, sprechen für saisonale Starkniederschläge, entsprechend hohe Abflussraten und eine chemische Tiefenverwitterung, die sowohl im fluvialen Einzugsgebiet als auch im Sedimentationsraum wirksam war. In flachen Meeresbuchten führte die starke Verdunstung zu derart hohen Salzkonzentrationen, dass es zeitweilig zur Ausfällung von Gips und Salzmineralen kam. Vermischt mit dem sandig/tonigen Verwitterungsmaterial vom Festland entstand daraus das Ausgangsmaterial des Haselgebirges.

Im Zuge der fortschreitenden Transgression der Tethys bildete sich in der **Trias** ein breites tropisches Schelfmeer entlang der Südküste Laurasias. Es grenzte im Norden an das Vindelizisch-Böhmische Land und im Süden und Osten an die ozeanische Kruste der Tethys. Das spätere Unterostalpin des Radstadt-Deckensystems und das Schladming-Seckau-Deckensystem lagen damals im NW-Teil dieses Schelfmeers, während die Hauptmasse des späteren Ostalpins (z.B. das Tirolikum

und die juvavischen Decken wie z.B. die Dachstein-Decke) weiter im Süden und Osten, also näher am pelagischen Faziesraum der nach Osten offenen Tethys beheimatet war.

Durch großräumige Transtension wurde die Lithosphäre unter dem alpinen Schelfmeer gedehnt. Ein durch magmatisches Underplating stark erhöhter Wärme- flux bewirkte eine temperaturbetonte Metamorphose von Teilen des Koralpe- Wölz-Deckensystems (SCHUSTER & STÜWE, 2008), insbesondere des Wölzer Glim- merschieferkomplexes entlang des Hauptkammes der Wölzer Tauern (östlich des Blattgebietes 127 Schladming). Die kalziumarmen Kerne der dort auftretenden Gra- natporphyroblasten bildeten sich während dieser permotriassischen Metamorphose (GAIDIES et al., 2006). Die interne Konfiguration des ostalpinen Schelfs und seine Lage am Rande Laurasias blieben jedoch bis in den Unterjura erhalten.

Die Krustendehnung hatte auch eine langsame aber stetige Absenkung des Schelfs zur Folge, die von der hohen biogenen Kalkproduktion der großen, von Riffen gesäumten Karbonatplattformen (Wetterstein-/Dachsteinkalk, Hauptdolomit) während der Mittel- und Obertrias weitgehend kompensiert wurde. Im Lauf der Trias entstand so ein über zwei Kilometer mächtiger Stapel von Seichtwasserkarbonaten. Die Riffe hielten einen Großteil des Kalkschlammes in den Lagunen zurück; nur ein geringerer Teil wurde auf den distalen Schelf exportiert, wo er im tieferen Wasser die Schichtfolgen der Hallstätter Fazies (sensu lato) bildete – vgl. LEIN (1985, 1987a); MANDL (2000). Die Ablagerungen dieses Schelfmeeres finden wir heute in den Decken der Nördlichen Kalkalpen, aber auch in jenen, die sich heute in untero- stalpiner Position befinden.

Im Lauf des **Jura** trennten sich Afrika und Nordamerika, wodurch zunächst ein relativ schmaler Ozean im Gebiet des südlichen Nordatlantiks entstand. Ein östli- cher Ausläufer dieses frühen Atlantiks verlief über das Transform-Störungssystem „Große Neufundlandbank-Azoren-Gibraltar“ bis in den Tethysschelf herein und trennte das Ostalpin von der kontinentalen Kruste Europas (siehe FAUPL, 1997; SCHMID et al., 2004). Spätestens ab dem frühen Oberjura war diese Trennung voll- zogen. Die Kruste des Ostalpins gehörte nun nicht mehr zu Europa, sondern war ein Teil der abgetrennten Adriatischen Mikroplatte geworden, deren Oberfläche in immer größere Meerestiefen absank. Die Karbonatproduktion erlahmte, neben ger- ingmächtigen Rotkalken kamen hauptsächlich nur mehr tonig-kieselige Sedimente zur Ablagerung. Am Dachsteinplateau sind diese Gesteine bereits der Abtragung zum Opfer gefallen.

Zwischen dem europäischen Schelf (Helvetikum und Untergrund der späteren Molassezone) und dem Ostalpin verlief der Penninische Ozean. Ein Großteil der Bündnerschiefer des späteren Tauernfensters (Penninikum) wurde auf dieser neu gebildeten ozeanischen Kruste abgelagert.

Während des Jura begann durch die Driftbewegung der Adriatischen Platte eine erste Einengung der nördlichen Tethys am SE-Rand des Ostalpins. Erste Decken- bewegungen am ostalpinen Schelf fanden schon im Oberjura statt: Die juvavischen Decken (darunter vermutlich auch die Dachstein-Decke) glitten über das Tirolikum der späteren Nördlichen Kalkalpen (MANDL, 2000). Vermutlich wurden sogar Teile der ozeanischen Kruste der Tethys auf den ostalpinen Deckenstapel obduziert – vgl. SCHMID et al. (2008). Teilbereiche der kalkalpinen Gesteine – so auch die Dach- stein-Decke – lassen eine thermische Überprägung erkennen (GAWLICK et al., 1994), die bei den jurassischen Deckenbewegungen bereits mittransportiert wurde. Erste plattentektonische Erklärungsmodelle dafür (z.B. MISSONI & GAWLICK, 2011a, b) wer- den derzeit aber noch widersprüchlich diskutiert.

Auch am NW-Rand des Ostalpins machten sich tektonische Bewegungen bemerkbar, so etwa im Radstadt-Deckensystem ab dem Jura (Türkenkogelbrekzie) und besonders im Oberjura und der frühen Unterkreide (Schwarzeckbrekzie) – vgl. TOLLMANN (1977); HÄUSLER (1988).

Während der **Unterkreide** wurde dann praktisch das gesamte Ostalpin in den Deckenbau einbezogen. Aus dieser Zeit stammen der Deckenbau der Radstädter Tauern, der Liegendfaltenbau und die zugehörigen Blindüberschiebungen des Schladming-Seckau-Deckensystems, dessen Überschiebung durch den Wölzer Glimmerschieferkomplex sowie der jüngere Deckenbau der Nördlichen Kalkalpen, d.h. jene Deckengrenzen, die nicht schon früher durch die oberjurasische Gleittektonik angelegt worden waren.

Infolge der Subduktionsprozesse und der damit einhergehenden Krustenverdickung waren Teile des ostalpinen Deckenstapels schon während der Unterkreide in größere Tiefen gelangt und dementsprechend stark erhitzt worden. In der frühen Oberkreide erreichten die Gesteine des Koralpe-Wölz-Deckensystems den Metamorphosehöhepunkt (THÖNI, 2006) und wurden unmittelbar danach, als keilförmiger Extrusionskörper nach Norden ausgequetscht (SCHMID et al., 2004). Sie überfuhren dabei die kühleren und daher schwächer metamorphen Gesteine des Schladming-Seckau-Deckensystems und des Radstadt-Deckensystems. Wegen der damit einhergehenden Abkühlung von unten bildete sich an der Basis des Koralpe-Wölz-Deckensystems eine inverse Metamorphosezonierung, die sich heute als ein vom Schladminger Kristallinkomplex (tektonisch liegend) zum Wölzer Glimmerschieferkomplex (tektonisch hangend) zunehmender, altpaläidischer Metamorphosegrad bemerkbar macht. Man spricht auch von einer transportierten Metamorphose.

Im Hangenden des Koralpe-Wölz-Deckensystems nimmt der Grad der altpaläidischen Metamorphose stetig ab. Während die „Ennstaler Phyllitzone“ und Teile der Grauwackenzone noch zur unteren Grünschieferfazies gehören, haben die Werfener Schiefer unmittelbar an der Kalkalpenbasis nur die Bedingungen der Anchimetamorphose erreicht (SCHRAMM, 1977, 1980, 1982; KRÁLIK et al., 1987).

Vor ungefähr 90 Ma (**frühe Oberkreide**), jedenfalls noch vor der Ablagerung der Gosau-Gruppe, war der interne Deckenbau des Ostalpins im Wesentlichen vollendet. Dies gilt auch für den oberflächlich sichtbaren Deckenbau im Bereich des Kartenblattes 127 Schladming. Aus der altbekannten Tatsache, dass Gesteine der Gosau-Gruppe nie in unterostalpinen Position angetroffen werden, und aus den geochronologischen Befunden ist zu schließen, dass das Unterostalpin schon in der älteren Oberkreide unter die Hauptmasse des Ostalpins geraten war und danach nicht mehr als Sedimentationsraum zur Verfügung stand.

Infolge der altpaläidischen Deckenbewegungen fiel das Gebiet der späteren Nördlichen Kalkalpen für wenige Millionen Jahre trocken. Es kam jedoch nicht zur Hochgebirgsbildung. Nach einer Phase tropischer Intensivverwitterung mit lokaler Bauxitbildung wurden in den Senken eines mäßig akzentuierten Reliefs fluviale Grobschotter, limnische Sande und Kohlen abgelagert, dann wurde das Gebiet durch das Gosaumeer überflutet. Dieses zunächst noch relativ seichte Meer war durch untermeerische Schwellen und Inselketten in mehrere Teilbecken gegliedert, stand gegen Süden und Osten mit der offenen Tethys in Verbindung und war im Norden durch eine etwas breitere Festlandsschwelle vom Penninischen Ozean getrennt. Die marinen Sedimentgesteine dieser als Flachwassergosau bezeichneten Abfolge werden gemeinsam mit dem fluvialen und limnischen Anteil zur Unteren Gosau-Subgruppe zusammengefasst (siehe WAGREICH, 1998).

Während der **späten Oberkreide** fand eine weitere Annäherung zwischen der Adriatischen Platte und dem europäischen Schelf statt. Der dazwischen liegende

Penninische Ozean wurde nach Süden oder SE unter die Stirn des Ostalpins subduziert. Durch ein rasches Absinken des Untergrundes (ab ca. 80 Ma) wurde das im Bereich der Oberplatte gelegene Gosaumeer nun wesentlich tiefer, im Norden bestand eine Meeresverbindung zum penninischen Sedimentationsraum der Rhenodanubischen Flyschzone. Es kam zur Ablagerung der pelagischen Mergel und oftmals turbiditischen Sandsteine der Oberen Gosau-Subgruppe, deren jüngste Anteile örtlich bis ins Eozän reichen können. In den Kreideschollen auf der Dachstein-Südseite sind bisher nur kretazische Anteile durch Fossilien belegbar.

## Paläogen und Neogen

Nachdem die ozeanische Kruste des Pennikums vollständig unter die Stirn des Ostalpins subduziert worden war, kollidierte vor ungefähr 50 Ma (frühes Eozän) die Adriatische Platte mit dem europäischen Schelf (Helvetikum). Die Sedimentation der Rhenodanubischen Flyschzone endete im frühen Eozän, jene der Bündnerschiefer der Hohen Tauern schon etwas früher (Oberkreide?). Teile der Schieferhülle der Hohen Tauern erfuhren vor ca. 40 Ma (Eozän) eine druckbetonte Metamorphose in Blauschieferfazies (ZIMMERMANN et al., 1994). Ungefähr 10 Ma später (im Oligozän) wurde der gesamte Inhalt des späteren Tauernfensters durch eine grünschiefer- bis amphibolitfazielle Metamorphose überprägt (Tauernkristallisation). Die Tauernkristallisation war in den oberflächlichen Gesteinen des Blattgebietes 127 Schladming jedoch kaum wirksam. Nur an den Feinfraktionen ( $< 2 \mu\text{m}$ ) der Hellglimmer aus dem Alpinen Verrucano des Preuneggtales wurde eine leichte Verjüngung der ansonsten kretazischen K-Ar-Alter festgestellt (SLAPANSKY & FRANK, 1987). Im Kalkalpinen Deckenstockwerk ist eine nachgosauische N-S-Einengung an +/- südvergenten Rücküberschiebungen der hangendsten Decken erkennbar, an denen Gesteine der Gosau-Gruppe eingeklemmt werden – z.B. in den Jura-Kreide-Schollen der Dachsteinsüdseite in der Ramsau.

Durch weitere Einengung in N-S-Richtung und orogenparallele Extension in einem transpressiven Spannungsfeld begann der Aufstieg des Tauernpenninikums unmittelbar nach dem thermischen Höhepunkt der Tauernkristallisation (GENSER & NEUBAUER, 1989). Das Penninikum und das Subpenninikum der Hohen Tauern, der Tuxer und Zillertaler Alpen wurden großräumig antiklinal aufgewölbt, wodurch die für das heutige Tauernfenster charakteristische, ungefähr W-E streichende Großfaltenstruktur entstand. Die Exhumierung beider Einheiten wurde durch die Ausdünnung der ostalpinen Decken, flache Abschiebungen und beträchtliche Erosion entlang des in Hebung befindlichen Alpenhauptkamms ermöglicht. Das Tauernfenster im eigentlichen Sinn des Wortes entstand jedoch erst im späten Miozän oder im Pliozän, d.h. frühestens vor ca. 10 Ma, als die ersten penninischen Gesteine an der Oberfläche erosiv freigelegt wurden (STAUFENBERG, 1987; HEJL, 1998, 2005).

Die antiklinale Aufwölbung des Deckensystems der Schladminger Tauern entlang einer W-E streichenden Achse, die ungefähr dem Hauptkamm der Schladminger Tauern folgt, verlief synchron mit dem Aufstieg des Tauernpenninikums, d.h. ab dem späten Oligozän oder frühen Miozän, war aber deutlich langsamer als dieser. So wurden während der letzten 5 Ma im westlichen Tauernfenster (Venedigergebiet) ca. 3.000 m, in der Südstecke des Tauernfensters (Reißeckgruppe) ca. 1.000 m, in den Schladminger Tauern jedoch nur ca. 500 m vertikale Gesteinsmächtigkeit erodiert (siehe HEJL, 1997, 1998). Der neogene Gesamtabtrag der Schladminger Tauern (d.h. während der letzten ca. 24 Ma) liegt in der Größenordnung von 2.500 bis höchstens 4.000 m, war also auf jeden Fall viel zu gering, um Gesteine der oligozänen Grünschieferfazies bis an die Oberfläche zu bringen.

Ein erstes zusammenhängendes Relief des Ostalpenraumes bildete sich im Oligozän, im Spätstadium der paläogenen (= mesoalpinen) Gebirgsbildung. Das

Gebiet der heutigen Zentralalpen, das bereichsweise schon seit der höheren Oberkreide trocken gefallen war, wurde durch die nun beschleunigte Hebung schnell erodiert und entwickelte sich zu einer deutlich zertalten Mittelgebirgslandschaft. Ein System meridional nach Norden entwässernder Flüsse transportierte große Mengen des zentralalpiner Schutts über ein im Bereich der heutigen Nördlichen Kalkalpen gelegenes flachwelliges Hügelland hinweg, bis an die Küste des Molassemeeres im Norden. Durch submarine Umlagerungen (vorwiegend mudflows) gelangte der zentralalpine Detritus mit z.T. bis über faustgroßen Geröllen in die Tiefseefächer der Puchkirchen-Formation (WAGNER, 1998).

Von Flüssen transportierte Gerölle aus den Zentralalpen (vorwiegend Restquarze) finden sich noch heute auf dem Dachsteinplateau und anderen Hochflächen der Nördlichen Kalkalpen (SIMONY, 1851), sowie – mehrfach umgelagert – in den Sedimenten der Karsthöhlen. Diese ortsfremden „tertiären“ Gerölle der Nördlichen Kalkalpen werden Augensteine genannt, siehe FRISCH et al. (2001). Mutmaßliche Formrelikte der im Oligozän gebildeten Dachstein-Altfläche sind nur an wenigen Stellen erhalten geblieben (siehe Leg. Nr. 37). Die heutigen an der Oberfläche liegenden Augensteinfelder sind durchwegs auf spätere Umlagerungen zurückzuführen, lediglich an der Typlokalität am nördlichen Dachsteinplateau (Oberfeld) ist stellenweise der sedimentäre Kontakt von Sandsteinen und Konglomeraten zum Dachsteinkalk noch erhalten (FRISCH et al., 2002).

Die Bruchtektonik an der Salzach-Ennstal-Störung und die damit einhergehende Bildung der nordalpinen Längstalfurche haben spätestens im unteren Miozän begonnen (FRISCH et al., 2002). Von damals an wurden die Schladminger Tauern gegenüber der Dachsteingruppe um ca. 1.700 m gehoben und dementsprechend stärker erodiert (KEIL & NEUBAUER, 2009). Das Dachsteinplateau wurde zwar auch gehoben, auf Grund der zunehmend unterirdischen Entwässerung (Karst!) aber nur schwach erodiert. Die jeweils mächtigsten, d.h. am stärksten einschneidenden Flüsse der Nördlichen Kalkalpen konnten ihr zentralalpines Einzugsgebiet durch Anzapfungen sukzessive erweitern, wobei am Nordrand der Hohen und der Niederen Tauern zuletzt nur mehr zwei große Flusssysteme übrig blieben, nämlich jenes der Salzach und jenes der Enns. Der einheitlich nach Osten gerichtete Abfluss an der nordalpinen Längstalfurche und die dadurch bedingte Asymmetrie der zentralalpiner Einzugsgebiete werden von HEJL (1996) auf einen tektonischen Rechtsseitenversatz an der Salzach-Ennstal-Störung zurückgeführt. Dies steht allerdings im Gegensatz zum hauptsächlich sinistralen Bewegungssinn bei anderen Autoren – vgl. z.B. LINZER et al. (1997); PERESSON & DECKER (1997).

Der Wasserabfluss von der Nordabdachung der Tauern wurde entlang der nordalpinen Längstalfurche zunehmend kanalisiert, bis er zu praktisch 100 % durch die beiden Engtalstrecken des Pass Lueg (Salzach) und des Gesäuses (Enns) erfolgte. Die antezedente Eintiefung beider Talstrecken konnte mit der Hebung der Kalkalpen Schritt halten, während die ehemals ausgedehnten Fluvialebenen der kalkalpinen Hochflächen (z.B. Tennengebirgs- und Dachsteinplateau) von der Wasserzufuhr und dem Sedimenteintrag aus den Zentralalpen abgeschnitten wurden. Infolge der zunehmenden Zertalung kam es zur Absenkung des kalkalpinen Grund- bzw. Karstwasserspiegels. Die aus verkarstungsfähigen Gesteinen (z.B. dem Dachsteinkalk) bestehenden Hochplateaus entwässern heute nur mehr unterirdisch über die durch Lösungsverwitterung erweiterten Klüfte und Höhlensysteme.

Die Diskussion um die Entstehung der Karsthöhlen (Speläogenese) ist nach fast hundert Jahren speläologischer Forschung im Dachsteingebiet noch immer nicht zum Abschluss gekommen (siehe TRIMMEL, 2004). Eine präglaziale Anlage von Höhlen und größeren Karstformen gilt zwar als wahrscheinlich und in einigen Fällen als gesichert, das genaue Alter schichtgebundener Höhlenräume, wie sie von TRIMMEL

(1963) beschrieben wurden, ist aber noch Gegenstand von Spekulationen. Wenn es stimmt, dass unterhalb oder knapp oberhalb des zusammenhängenden Karstwasserspiegels eine besonders intensive Karbonatlösung stattfindet, wäre anzunehmen, dass die Höhlenbildung bevorzugt im Niveau der Quellhorizonte abläuft, sich bei weiterer Absenkung des Karstwasserspiegels in den alten Höhlenniveaus verlangsamt und jeweils neue und tiefere Höhlenniveaus gebildet werden. Demnach wären die jeweils höchsten Horizonte eines Höhlensystems am ältesten und die tiefsten am jüngsten; die Speläogenese würde gewissermaßen die Geschichte der fluvialen Zertalung widerspiegeln. Analog zu FISCHER (1990) unterscheiden FRISCH et al. (2002) auch im Dachsteingebiet drei Höhlenniveaus, ein Ruinenhöhlen-, ein Riesenhöhlen- und ein Quellhöhlen-Niveau. Sie nehmen an, dass ersteres bereits während der Bildung der flachwelligen Dachstein-Altfläche im frühen Oligozän entstand, während das Riesenhöhlen-Niveau vermutlich im oberen Miozän, zur Zeit der Abtragung der Augensteinschotter und das Quellhöhlensystem im Pliozän bis Pleistozän gebildet wurde.

## 5.2. Die Entwicklung des oberen Ennstals im Quartär

(D. VAN HUSEN)

Die heute nördlich der Ramsau erhaltenen Vorkommen von **Hangbrekzie** sind Zeugen eines ehemals zusammenhängenden Schuttmantels südlich des Dachstein, der den Fuß der gesamten Flanke weitgehend geschlossen umfasst hat. Seine Mächtigkeit von einigen 10er Metern (Abb. 1, 36) deutet darauf hin, dass seine Akkumulation offensichtlich über einen längeren Zeitraum kräftiger Schuttakkumulation erfolgte. Die Schuttmassen wurden damals auf einem deutlich höher liegenden Relief abgelagert.

Die Brekzie ist eines der Vorkommen der in den Nördlichen Kalkalpen weiter verbreiteten Hangbrekzien (CORNELIUS, 1941; VAN HUSEN, 1981). Wie weit der Schuttmantel damals nach Süden ausgegriffen hat, ist heute nicht mehr feststellbar, da keine Brekzienreste im Talbereich der Ramsau erhalten sind. Da die Schichtung der Brekzie den gleichen Einfallswinkel wie die rezenten Schutthalde aufweist, ist analog zu diesen anzunehmen, dass damals die an die Halden anschließenden Murenkegel bis in den Bereich der Dolomitauftragungen des Mandlingzuges zwischen Sattel-, Kulm- und Halserberg ausgegriffen haben. Ihrer wahrscheinlichen Altersstellung (PENCK, 1921; AMPFERER, 1936; VAN HUSEN, 2000) entsprechend, erfolgte das Auslaufen der Schwemmfächer wohl auf dem Niveau des breiten alten Talbodens im Ennstal, der bis nach der Mindeleiszeit zumindest im oberen und unteren Ennstal in Funktion gewesen ist (SPAUN, 1964; VAN HUSEN, 1968, 1987a). Reste dieses alten Talbodens sind als Basis der Schotter des Gröbminger Mitterberges und an der Mündung des Sölktales großflächig erhalten geblieben. Undeutliche Reste davon finden sich auch noch nördlich und südlich von Aich.

Dieser alte Talboden wurde zu Beginn des langen Zeitraumes zwischen der Mindel- und Rißeiszeit (Marine Isotopenstufe 12–6) wahrscheinlich durch eine deutliche Hebung des Alpenkörpers gegenüber dem nördlichen Vorland und der damit einhergehenden Versteilung des Gefälles der Flüsse zerschnitten (VAN HUSEN, 1981, 1987a). Dadurch kam seine heutige Lage (Gröbminger Mitterberg, Sölkta) hoch über dem aktuellen Talboden des Ennstals zustande. Diese tektonische Aktivität kann auch als Auslöser der starken Schuttbildung im Zusammenspiel mit den mechanischen Eigenschaften der Gesteine (siehe Leg. Nr. 32), besonders an den südlichen Randbereichen der nördlichen Kalkalpen angesehen werden (VAN HUSEN, 1981). Eine weitere spätere geringe Hebung im Bereich des oberen Ennstals hat keine wesentlichen Beiträge mehr erreicht. Im Zuge dieser kam es aber zu keiner

Verkipfung des Kalkalpensüdrandes (vgl. KEIL & NEUBAUER, 2009: 87, Fig. 7), da der Schüttwinkel der rezenten Schutthalden exakt derselbe ist wie in den Brekzien (Abb. 36).

Weiter im Osten ab Niederöblarn bis zum Gesäuse wurde der alte Talboden durch den Ennsgletscher bis auf kleine Reste um Irdning und Liezen (VAN HUSEN, 1968) völlig erodiert, da dieser Bereich offensichtlich oftmals im Zungenbereich des Ennsgletschers lag.

Als Folge des tiefer gelegten Talbodens bei Schladming ist anzunehmen, dass später auch die rückschreitende Zerschneidung des Schuttmantels in der Ramsau begonnen hat, die dann auch tief in die Gesteine der Werfener Schuppenzone eingriff. Die heutige Erosion der Hangbrekzie erfolgte hauptsächlich durch gravitative Zerlegung der massigen Brekzienplatte in Schollen und Türme über den weichen, wasserempfindlichen Gesteinen der Werfener Schichten, wobei der Gipflösung keine unbedeutende Rolle zukommt. Die Schollen und Türme wandern hangabwärts, wobei es öfter zu starken Rotationen um einigen 10er Grad kam, sodass die primär hangparallele Schichtung innerhalb der einzelnen Körper auch deutlich gegen den Hang zu einfällt. Am schönsten sind diese Vorgänge der Zerlegung und Verkipfung der Brekzien im Bereich der Burgleiten um die Austriahütte zu beobachten (Abb. 36).

Neben diesen Brekzien, als den ältesten quartären Sedimenten im Bereich des Kartenblattes, sind nur noch die Schotter der Ramsau älter als die glazialen Sedimente der letzten Eiszeit.

Zwischen den kurzen Perioden mit Eisbedeckung (Vollvergletscherung der Hochglazial-Perioden der einzelnen Eiszeiten), in den Zeiträumen der kalten Stadiale und der wärmeren Interstadiale, herrschten insgesamt kühlere klimatische Verhältnisse als heute; in den Interglazialen herrschten dann wieder heutige Verhältnisse. In diesen insgesamt langen Zeiträumen ohne Eisbedeckung wurde die **Sedimententwicklung im Talboden des Ennstales** durch die klimagesteuerte Akkumulation bzw. Erosion der Nebenbäche auf ihren Schwemmfächern und, in Abhängigkeit davon, dann der Enns bestimmt. Die Intensität der Prozesse war dabei direkt abhängig von der Stärke der Klimaveränderung (Abb. 15/Bereich A).

**Interglazial (Holozän):** Beim Bau der Kläranlage bei Assach (rund 1,5 km östlich von Aich) wurde einer der großen Schwemmfächer über die gesamte Mächtigkeit angeschnitten. Dabei wurden feinkörnige Kiese der Enns, unterbrochen von mächtigen Sand- und Schlufflagen, aufgeschlossen. Sie zeigen an, dass im Bereich der beiden mächtigen Schwemmfächer ein Stau entstand, der einen Talboden der Enns bis rund 8 m über dem heutigen Niveau belegt. Holzreste in Schluffen im obersten Bereich der Stausedimente ergaben als Alter in Kalenderjahren vor Christi Geburt: cal BC 5.423 +/- 58 (VRI 1511 6.460 ± 70 BP), und legen fest, dass das Niveau der Enns im Zeitraum um etwa 7.000 BP rund 8 m höher lag als heute. Diese Höhenlage war offensichtlich auch weiter westlich gegeben, worauf die hohen Erosionsböschungen an den Schwemmfächern bis Schladming hinweisen (siehe Geologische Karte).

Diese durch erhöhte Aktivität der Schwemmfächer erzwungene Anhebung der Talsohle entspricht faziell wie zeitlich der Situation im Inntal zwischen rund 7.300–6.900 Jahren. Dort wurden für diesen Zeitraum, sowie auch sonst, wiederholte Anhebungen der Talsohle als Folge der durch kleinere holozäne Klimaschwankungen bedingten Akkumulationsphasen auf den Schwemmfächern des Inntales erfasst und konnten mit Gletscherhochständen in den Zentralalpen parallelisiert werden (PATZELT, 1995). Wenn auch in den Niederen Tauern keine holozäne Gletscheraktivität nachweisbar ist, so waren doch offensichtlich die Klimaschwankungen auch

in tieferen Lagen (um 1.500 m) so wirksam, dass erhöhter Schuttanfall (auch hier im Mandlingzug am Aichberg und Freienstein) eintrat. Sie führte zur Ausbildung der mächtigen Schwemmfächer bei Aich-Assach. Weiter im Westen lieferten auch die kleineren Nebenbäche vom Süden, wie z.B. bei Haus, derartige Schuttmassen, welche die Schwemmfächer anschwellen ließen. Heute sind alle wieder deutlich von der Enns unterschritten.

Diese für die geringen Klimaschwankungen des Interglazials im Inntal nachgewiesenen mehrmaligen Niveauänderungen (PATZELT, 1995) haben offensichtlich auch im obersten Ennstal stattgefunden. Sie bewegten sich im Bereich des Talbodens in einer Größenordnung von rund 10 m (Abb. 15/Bereich A: kleiner Doppelpfeil).

**Eiszeiten (Stadiale/Interstadiale):** Demselben Prinzip entstammt auch die Akkumulation der Kiese der Ramsau. Während kräftiger Klimaverschlechterungen in den deutlichen Kälteperioden (Stadiale) wurde der Schutteintrag aus den Nebenbächen im oberen Ennstal so stark, dass auch die Enns gezwungen war, das grobe Material mit abzutransportieren. Diese übermäßige Geschiebefracht wurde dann durch die Enns im Talboden verteilt und akkumuliert, wodurch das Talbodenniveau mit dem Kiesmaterial stark angehoben wurde (VAN HUSEN, 2000). In einer folgenden klimatisch günstigeren Periode (Interstadial) bei geringerer Aktivität entstanden dann wieder Stausedimente und durch Verlandung von Altarmen die Schieferkohle. Diese Akkumulation erfolgte nach dem paläobotanischen Befund vor der Reißvereisung (Marine Isotopenstufe 6), worauf auch die Versuche einer radiometrischen Datierung hinweisen (Leg. Nr. 30 und 31). Ein weiterer Hinweis auf diese Altersstellung ist die Ablagerung der liegenden Anteile der Kiese in einem Niveau, das deutlich unter dem des Alten Talbodens am Gröbminger Mitterberg und Sölkbach in seiner Verlängerung nach Westen liegt (Abb. 15; VAN HUSEN, 1968). Seine Zerschneidung erfolgte in der Zeit nach der Mindeleiszeit (Marine Isotopenstufe 12) (SPAUN, 1964).

Die über der Schieferkohle liegenden mächtigen Schotter sind dann in einer Periode der finalen Klimaverschlechterung vor der Gletscherausbreitung der Reiß- oder Würmeiszeit (als die Sedimentation wieder dieses Niveau erreichte), aufgeschüttet worden. Die Mächtigkeit der Talverfüllung von rund 250 m steht in gutem Einklang mit vergleichbaren Ablagerungen eiszeitlicher Vorstoßphasen im Inntal (z.B. bei Baumkirchen) (PATZELT, 1995) oder Salzbachtal (EXNER, 1979; PESTAL et al., 2009). Die große Mächtigkeit der Schotter um Schladming verglichen mit der weiter östlich ist auf die Enge des Tales zurückzuführen. Deren Abnahme ist nicht nur durch glaziale Erosion, sondern wohl zum Teil auch in den breiteren Talabschnitten als primär entstanden anzusehen, da durch diese Sedimentationsvorgänge ein unausgeglichenes Längsprofil im Ennstal entstand.

Diese wiederholten Akkumulations- und Erosionsphasen waren seit der Zerschneidung des Alten Talbodens immer mehr oder weniger im Bereich A (großer Pfeil) auf Abbildung 15, oberhalb des interglazialen Niveaus des Ennslaufes wirksam.

Darüber hinaus lagern die Schotter der Ramsau der geeigneten Fläche einer ehemaligen Talflanke des Ennstals in stark unterschiedlicher Höhe (VAN HUSEN, 1968: Taf. 5) und keinem eigenen Talboden auf, wodurch die Annahme eines solchen als Basis der Schotter (KEIL & NEUBAUER, 2009: 83, Figs. 6, 7) kaum möglich ist und seine Verwendung, gemeinsam mit den auflagernden Schottern und Schieferkohlen, als Bezugsniveau für die weitere Taleintiefung somit keine Grundlage hat.

**Gletscherentwicklung:** Während der stärksten Klimaverschlechterung der letzten Eiszeit, sowie auch in den vorhergegangenen, entwickelten sich Talgletscher in den Niederen Tauern, die schließlich ins Ennstal vorstießen. Hier vereinigten sich die Eiszungen und bildeten dann während des kurzen Zeitraumes um den Höhe-

punkt des Klimaverfalls den Ennsgletscher, der in der Würmeiszeit bis ins Gesäuse reichte (PENCK & BRÜCKNER, 1909; VAN HUSEN, 1968). In dieser Zeit der größten Ausdehnung und Mächtigkeit lag die Eisoberfläche bei Schladming in rund 2.000 m Höhe und um den Mandlingpass bei etwa 2.100 m (Tafel 1).

In diesen Raum drängten die mächtigen Eisströme des Forstau- und Taurachbaches aus den weitläufigen Karräumen um den Radstädter Tauernpass bis gegen die Südwände des Dachsteinstockes und des Gosaukamms vor, da der Zufluss von dort auf die kleinen Kare der Dachsteinsüdseite (z.B. Edelgrieß, Grubenkar) beschränkt blieb und nicht kräftig war. Die Gletscher des Dachsteinplateaus flossen ja fast zur Gänze nach Norden zum Traungletscher hin ab.

Diese nach Norden drängenden Eismassen wandten sich in der Furche des Ennstales einerseits nach Westen über Annaberg zum Salzachgletscher, andererseits nach Osten zum Ennsgletscher. Dadurch entstand um den Mandlingpass ein Eisscheitel in rund 2.100 m Höhe. Von hier an bildeten dann die Eisströme aus den Tälern der Niederen Tauern einschließlich des Sölk- und Donnersbachtals weiter im Osten den Ennsgletscher, der sich bis ins Gesäuse und zum Schoberpass erstreckte (VAN HUSEN, 1987a). Geringe Zuflüsse erhielt er noch vom Südrand des Kemetgebirges (Grafenbergsee, Ahornsee) und aus dem Mitterndorfer Becken östlich des Grimmingstockes.

Entlang des Hauptkamms der Niederen Tauern ragten nur die höchsten Kämme und Bergspitzen aus den Eisströmen als Nunataker auf, während die Sättel und Scharten vom Eis bedeckt waren. Hier lässt sich eine Höhe des Eisscheitels in 2.400–2.500 m rekonstruieren, von dem die Eismassen nach Norden zum Enns- und nach Süden zum Murgletscher hin abflossen (Tafel 1).

Der Ennsgletscher, der sein primäres Einzugsgebiet im Raum von Schladming hatte, war der östlichste Talgletscher des zusammenhängenden Eisstromnetzes nördlich des Alpenhauptkamms (VAN HUSEN, 1987b). Mit dem endgültigen allgemeinen Zusammenbruch dieses Eisstromnetzes in den Ostalpen am Ende des Würm-Hochglazials vor rund 20.000–19.000 Jahren ist auch der relativ kleine Ennsgletscher in kürzester Zeit abgeschmolzen, ohne deutliche Spuren im breiten Tal östlich von Gröbming zu hinterlassen.

Im Raum Schladming zeugen Eisrandterrassen in den kleinen Nebentälern – einerseits im Seewigtal und Oberhausgraben im Süden, andererseits im Gradenbach und Rössing im Norden – von einer kurzfristig bestehenden Eismasse im Ennstal. Dabei dürfte es sich eher um einen ausgedehnten Toteiskörper denn um eine kurzfristig stabile Eiszunge gehandelt haben, die von Eisströmen aus Ober- und Untertal gebildet worden wäre. Andere Spuren des Eisabbaues sind im Bereich des mittleren und oberen Ennstales nicht zu finden, was auch hier auf ein sehr rasches Abschmelzen ohne weitere Unterbrechungen hinweist. In dieser Phase sind wohl auch die tiefer gelegenen Anteile der Talböden in den großen südlichen Nebentälern eisfrei geworden.

Deutliche Spuren hat dann der prägnante Klimarückschlag des Gschnitz im Spätglazial vor rund 16.000 Jahren hinterlassen. Es bildeten sich aus allen höheren Karen in den Niederen Tauern wieder kräftige Gletscherzungen, die in den großen Tälern (Ober- und Untertal) bis auf ca. 1.000 m Höhe, in den kleineren (z.B. Seewigtal) bis auf 1.100–1.200 m herabreichten, oder kleinere Karböden völlig erfüllten (z.B. Wildkar).

Aber auch an der Südseite des Dachsteinstockes (Edelgrieß, Grubenkar) entstanden Gletscherzungen, die bis rund 1.300 m Höhe herabreichten. Unter der Dachsteinsüdwand entwickelten sich in dem weit ausladenden Karraum um den Marstein Eismassen, die wohl hauptsächlich durch Schnee und Eislawinen im Lee

des Kammes Torstein–Dachstein genährt wurden. Sie erfüllten mit einer Gletscherzunge den Marbach und, vereinigt mit dem im Klausgraben, das Tal der Kalten Mandling bis auf 1.100 m Höhe herab, wo das Ende dieser Eiszunge durch Moränenmaterial mit riesigen Dachsteinkalkblöcken markiert wird (Tafel 1).

Zum Ende des Spätglazials im Egesenstadial (Jüngere Dryas) waren, abgesehen vom Dachstein, nur noch deutliche Gletscherzungen in den höchsten Karen um den Giglachsee oder im Klafferkessel erhalten (SENARCLENS-GRANCY, 1962), die aber nur noch kleinere Kargletscher darstellen.

Ob sich in den Karräumen der Niederen Tauern in den kälteren Perioden des Holozän noch kleinere Kargletscher entwickelten, ähnlich den Eisfeldern am durch höhere Niederschläge bevorzugten Dachstein (SIMONY, 1895), kann nur vermutet werden.

**Glazialerosion, Übertiefung:** Abgesehen von den Kleinformen der glazialen Erosion in den Karen sind die Trogtäler mit ihren steilen Flanken nur im Bereich der massigen, standfesten Gesteine des Riesachkomplexes erhalten. Als schönstes Beispiel dient hier das Obertal in seinem mittleren Abschnitt (Abb. 37). In den anderen Tälern, z.B. dem Preuneggatal, haben die steilen Flanken zu ausgedehnten Massenbewegungen geführt, welche die Trogform weitgehend zerstört haben.

Neben der Ausbildung der Trogtäler ist im Ober- sowie im Untertal in diesen Bereichen auch eine deutliche Talweitung mit einer breiten, durch Lockersedimente bestimmte Talsohle zu beobachten, bevor die Bäche wieder in einem engen tiefeingeschnittenen Felsbett verlaufen. Eine durchaus gleiche Situation ist im Sattentalbach und in den Sölkälern im Osten sowie an südlichen Zuflüssen der Salzach (PESTAL et al., 2009: Taf. 10) zu beobachten.

Wie Erkundungsbohrungen der Steirischen Wasserkraft und Elektrizitäts AG (STEWEAG) im Untertal (BECKER, 1987) und dem Sölkatal (VAN HUSEN, 1979) zeigten, ist die Talweitung offensichtlich auch mit einer Übertiefung der Felssohle verknüpft, deren genaues Ausmaß aber nicht erfasst wurde. Derartige, an Talweitungen gebundene Übertiefungen sind auch im Trauntal (VAN HUSEN, 1979) und in den Nebentälern südlich der Salzach belegt (PESTAL et al., 2009: Taf. 10).

Die Untersuchungen der STEWEAG ergaben auch, dass im Seewigtal im Bereich der gschneidzeitlichen Endmoränen eine breite, ca. 120 m tiefreichende Erosion der Felssohle stattfand (BECKER, 1987). Dieser Bereich der Lateral- sowie der Tiefenerosion deckt sich auch hier, wie in den oben erwähnten Talbereichen, mehr oder weniger mit dem der Zungenbecken der gschneidzeitlichen Gletscherzungen. Die Ausformung dieser Becken ist wahrscheinlich auf Gletscherstände zurückzuführen, die öfter in Früh- und Spätphasen der Eiszeitzyklen erreicht wurden (VAN HUSEN, 1979).

Während der kurzen Phasen der größten Gletscherausdehnung im Hochglazial erfolgte dann zwischen diesen und den hochglazialen Zungenbecken offensichtlich eher nur lineare Erosion durch die Schmelzwässer an der Basis des Eisstromes. Diese formten die engen fluviatil angelegten Schluchtstrecken der Bäche (z.B. Sölk-, Sattental-, Sewigtal-, Talbach) zum Ennstal weiter. Sie benutzten dabei sicherlich weitgehend die durch die erste Phase der Zerschneidung des Alten Talbodens angelegten Talverläufe, wie das besonders deutlich am mäandrierenden Verlauf des Sölkbaches zwischen Großsölk und Stein an der Enns zu erkennen ist. Die Mündungsstrecke des Talbaches hingegen ist nicht so klar ausgebildet, da hier die Massenbewegung der Planai einen starken Einfluss auf die weitere Talbildung ausübte (siehe Massenbewegungen, Leg. Nr. 12–14 und Abb. 16).

Auch im Ennstal selbst ist das Erscheinungsbild der eher engen Talstrecken um Schladming und bis Niederöblarn im Osten das eines durch fluviatile Erosion entlang der Salzach-Enns-Störung (KEIL & NEUBAUER, 2009) gebildeten, denn eines breit

an der Sohle des Gletschers ausgeräumten Tales. Die Ausräumung und Formung ist offensichtlich in den kurzen Zeiträumen der Vollvergletscherungen weitgehend durch die Schmelzwässer an der Gletschersohle erfolgt. Wie tief die Ausräumung letztendlich erfolgte, ist völlig unbekannt. Die von BECKER (1981, 1987) auf Grund mehrerer Annahmen angegebene Tiefenlage der Felssohle von 120/130 m (bei KEIL & NEUBAUER, 2009: Fig. 4 als durch Bohrungen (?) belegt, angegeben) stellt nur eine Schätzung dar. Es gibt bis heute keine Bohrung oder seismische Untersuchungen, die über die Lage der Felssohle Aussagen zuließen.

Unmittelbar nach dem Abschmelzen des Gletschers waren wohl auch im oberen Ennstal die übertieften Bereiche erst mit Seen erfüllt und wurden dann rasch mit Sedimenten verfüllt. So hat die Bohrung bei Schladming in knapp 60 m Seeton aufgeschlossen (BECKER, 1987), der auf diese Seephase hinweisen dürfte. Diese Seephasen nach dem Abschmelzen der Talgletscher sind in vielen Tälern (z.B. Gailtal, VAN HUSEN, 2000; Salzburger Zungenbecken, PESTAL et al., 2009) nachgewiesen.

Im Zeitraum der Vergletscherung (Hochglazial) erfolgte somit die Erosion (Tieferlegung der Felssohle) und unmittelbar danach die Wiederauffüllung bis auf das Niveau des heutigen Talbodens im Bereich B der Abbildung 15.

Die Hohlformen wurden nach dem Abschmelzen der Talgletscher durchwegs sehr rasch auf das voreiszeitliche Niveau wieder aufgefüllt. Diese Auffüllung war im Ennstal im frühen Spätglazial abgeschlossen, wie an den hangenden Talbodensedimenten einer letzten Seephase bei Liezen belegbar ist (VAN HUSEN, 1979).

Dementsprechend ist die Tiefe der Ausräumung des Talbodens auch für die Entwicklung der Flusslängsprofile der südlichen Nebentäler der Enns und der rückschreitenden Erosion in deren Mündungsbereich, wie dies KEIL & NEUBAUER (2009: 86, Figs. 5, 7) annehmen, von keiner Bedeutung, da die morphologisch wirksame Vorflut (erst der Seespiegel, dann die Füllung) immer mehr oder weniger im Niveau des heutigen Talbodens lag.

Auch eine Anregung der Erosion im Abschnitt des Ennstals östlich Mandling (KEIL & NEUBAUER, 2009: Figs. 5, 7) durch eine vertikale Hebung der südlich der Salzach-Enns-Störung gelegenen Gebirgsteile gegenüber denen im Norden, kann für den Zeitraum der letzten drei Vollvergletscherungen (Mindel, Riß, Würm) keine Bedeutung gehabt haben. Der Alte Talboden am Ausgang des Sölktales und am Gröbminger Mitterberg (VAN HUSEN, 1968, 1987a) ist zwar entlang der Salzach-Enns-Störung zerschnitten (KEIL & NEUBAUER, 2009: Fig. 2), aber nicht mehr verstellt worden.

Erst weiter im Osten nach der Engstelle bei Stein-Niederöblarn setzt dann auch im Ennstal die flächig wirksame subglaziale Erosion und damit die Übertiefung des Zungenbeckens während der Vollvergletscherungen ein, die nach seismischen Untersuchungen östlich Liezen einen Wert von annähernd 500 m erreicht (SCHMID et al., 2005; RUPP et al., 2011: Taf. 6).

Die durch glaziale Erosion bedingte Übersteilung der Talflanken hat nach dem raschen Eisabbau am Ende der letzten Eiszeit zu großflächigen Massenbewegungen an den Talflanken geführt. Es sind dies durchwegs langsame, kriechende Bewegungen, die in strenger Abhängigkeit zum geologischen Bau sowie den mechanischen Eigenschaften der Gesteine stehen. Die Frische der Formen weist darauf hin, dass es sich bei den Bewegungen durchwegs um noch aktive Vorgänge handelt. Diese Bewegungen haben sicher nicht nur nach der letzten Eiszeit stattgefunden, sondern traten auch im Zuge früherer Vereisungen wiederholt auf. Zur hydrogeologischen Bedeutung dieser Massenbewegungen siehe Kapitel 10.3.

## 6. Erläuterungen zur Kartenlegende (Gesteinsarten und sonstige Legendenelemente)

### 6.1. Schladminger Kristallinkomplex

(E. HEJL & A. MATURA)

Das Schladminger Kristallin ist ein Komplex aus mehrfach metamorphen und verformten Para- und Orthogesteinen, dessen metasedimentärer und metavulkanischer Anteil in voralpidischer Amphibolitfazies vorliegt und dessen metaplutonischer Anteil voralpidisch intrudiert ist. Zur Einstufung des Mineralaltbestandes in die Amphibolitfazies haben u.a. FORMANEK (1964) und SCHEDL (1981) ausführlicher argumentiert. HEJL (1984a) wertete K-Ar-Alter von  $340 \pm 18$  und  $347 \pm 20$  Ma aus grobschuppigen Pegmatitmuskoviten als Ausdruck des thermischen Höhepunkts und des variszischen (frühkarbonischen) Alters dieser Metamorphose.

Demgegenüber stand die Annahme von FRISCH et al. (1984), welche die Amphibolit-Gneis-Wechselfolgen im Südteil des Kartenblattes mit dem vulkanogenen Komplex der Gleinalpe gleichsetzten und den gesamten Schladminger Kristallinkomplex als Rest eines kaledonisch geprägten Grundgebirges auffassten. In einer späteren Synthese zur Geologie des prämesozoischen Grundgebirges östlich des Tauernfensters haben NEUBAUER & FRISCH (1993) den Schladminger Kristallinkomplex mit den Kristallinkomplexen der Seckauer Alpen und der Gleinalpe zu einem „Core Complex“ zusammengefasst. Seine magmatischen und sedimentären Edukte werden im Bereich eines spätproterozoischen bis altpaläozoischen, magmatischen Bogens mit angrenzenden Sedimentbecken vermutet, wobei die späteren Biotitplagioklasgneise aus diesen Beckensedimenten hervorgegangen sein sollen. Der karbonische Plutonismus und die voralpidische Regionalmetamorphose werden auf die Kollision des „Core Complexes“ mit anderen Einheiten des ostalpinen Grundgebirges, insbesondere dem Speik-Komplex zurückgeführt.

SCHMID et al. (2004) nehmen eine ähnliche Parallelisierung vor. Das von ihnen vorgeschlagene Silvretta-Seckau-Deckensystem bezieht sich jedoch auf die altalpidische (d.h. jurassische bis mittelkretazische bzw. vorgosauische) Orogenese und ist weiter gefasst als der „Core Complex“ von NEUBAUER & FRISCH (1993). Das Silvretta-Seckau-Deckensystem umfasst das Silvrettakristallin, den Innsbrucker Quarzphyllit, den Schladminger Kristallinkomplex mit seiner invertierten permomesozoischen Sedimenthülle, die Kristallinkomplexe der Seckauer Tauern und der Gleinalpe, sowie die traditionell dem Unterostalpin zugeordneten Decken des Semmeringssystems.

Während der altalpidischen Orogenese wurde der Schladminger Kristallinkomplex unter den Bedingungen der Grünschieferfazies retrograd überprägt. HEJL et al. (1987) belegen die altalpidische Metamorphoseprägung und das Einsetzen bedeutender, west- bis nordwest-gerichteter tektonischer Bewegungen, z.T. mit Weißschieferbildung, in der Unterkreide; sie geben für den zentralen (Hochgolling) und westlichen Schladminger Kristallinkomplex (Seekarspitz und Obertal) altalpidische Metamorphosetemperaturen von  $350 \pm 50^\circ \text{C}$  an und erkennen eine Zunahme der altalpidischen Metamorphosetemperatur gegen das tektonisch Hangende im Norden (Hochwurzten,  $450^\circ \text{C}$ ; VOLL, 1977) und Osten, wo die Metamorphosetemperaturen jeweils deutlich über  $400^\circ \text{C}$  lagen und somit die Bedingungen der höher temperierten Grünschieferfazies erreichten. Diese Inversion der kretazischen Metamorphosetemperaturen ist als Auswirkung vorgosauischer Deckentektonik innerhalb des Ostalpins zu betrachten und steht im Zusammenhang mit einer frühen

Subduktion penninischer Einheiten am Nordwestrand der Adriatisch-Apulischen Platte. Vor ca. 90 Ma (Turonium) kühlte der Schladminger Kristallinkomplex gemeinsam mit dem tektonisch hangenden Wölzer Glimmerschieferkomplex relativ rasch ab. Auswirkungen der paläogenen („alttertiären“) Tauernkristallisation sind im Blattgebiet nicht nachgewiesen worden.

### 126 Störungsbrekzie

Aufschlüsse oberhalb des Kraftwerkes Talbach in Schladming zeigen eine etwa 50 m mächtige Störungsbrekzie, die dort eine markante, etwa E–W streichende, steil nordfallende Felskulisse bildet. Örtlich ist eine Art von Bankung entwickelt, wenn der dunkelbraune Fels im Abstand von mehreren dm von dünnen schwarzen Zwischenlagen durchsetzt ist. Cm-dünne, weiße Kalzitadern durchschneiden unregelmäßig den Fels. Unter dem Mikroskop sind in dem sehr feinkörnigen und karbonatreichen Gefüge verschwommen Sedimentgesteinsfragmente erkennbar. Mineralbestand (Röntgendiffraktometrie S. SCHARBERT): Kalzit, Quarz, Plagioklas (eventuell kaolinisiert), Chlorit, Glimmer (?Biotit).

Diese Störungsbrekzie lässt sich als geschlossener Zug vom Talbach etwa 4 km weit gegen Westen verfolgen, wo er unter die Lockergesteine des Talbodens hinausschneidet. Die Fortsetzung der Störungsbrekzie östlich des Talbaches wurde vermutlich durch die Rutschmasse im Nordhang der Planai nach Norden gedrückt, erodiert und unter dem Talschutt begraben. Die Störungsbrekzie markiert vermutlich ein Teilblatt der Ennstal-Störung.

### 125 Phyllonit

Phyllonite treten sowohl an den Rändern des Schladminger Kristallinkomplexes, als auch in anscheinend isolierten Vorkommen innerhalb desselben als Serizit-Quarzitschiefer, Quarzphyllite oder Feldspat führende Phyllite auf und markieren Zonen intensiver penetrativer Verformung. Nur Vorkommen von größerer Ausdehnung wurden in der Karte angeführt. Ob und in welchem Umfang die Phyllonite aus den häufigeren Gesteinen des Schladminger Kristallinkomplexes hervorgegangen sind oder ob sie auf besondere inkompetente Edukte, welche die Anlage tektonischer Schwächezonen begünstigt haben, zurückzuführen sind, steht nicht eindeutig fest. Diese Frage betrifft auch die Genese der Schladminger Erzlagerstätten, weil – wie FRIEDRICH (1933a–d) mehrfach beschrieben und betont hat – die Vererzungen des Schladminger Kristallinkomplexes zumeist an phyllonitische Zonen gebunden sind.

Chloritschiefer, Serizitschiefer und Serizitquarzite in einem stark durchbewegten Bereich am Nordrand des Schladminger Kristallinkomplexes in der Südflanke der Planai sind nach HEJL (1985) durch Phyllonitisierung aus den hangendsten Anteilen des Schladminger Kristallinkomplexes hervorgegangen, wobei es zur Neubildung von Chlorit und Serizit kam. An anderen Stellen an der Nordgrenze des Schladminger Kristallinkomplexes (Rossfeldsattel südlich Hauser Kaibling, westlich Bodensee-Nordende) sind in wenige m mächtigen Quarzphylliten postkinematisch Chlorite quer zur Schieferung gesprosst.

Die meisten Vorkommen dieser phyllonitartigen Serizit-Quarzitschiefer und Quarzphyllite innerhalb des Schladminger Kristallinkomplexes treten in der östlichen Fortsetzung von tektonischen Keilen oder Spänen von Quarzphyllit (Alpiner Verrucano) und/oder Lantschfeldquarzit des zentralalpinen Radstädter Permomesozoikums auf (Kraibergzinken, Gruberberg westlich Neualmscharte; Eiskar, Gollingwinkel, Neualm etc.). Sie sind oft mit braun verwitternden, örtlich vererzten Karbonatanreicherungen und Plagioklas führenden Phylliten verbunden. Neben Quarz ist häufig auch spärlich gefüllter Albit als Hauptgemengteil vorhanden. Feinschuppiger Hellglimmer als Nebengemengteil ist homogen verteilt oder bildet

dünne geschlossene s-parallele Züge, seltener unregelmäßige Aggregate. Chlorit tritt dagegen ganz zurück, ist aber meistens vorhanden. Fein verteiltes Karbonat ist ebenfalls ein fast immer vorhandener Nebengemengteil. Unter den Akzessorien ist neben Apatit, Epidot, Opaken, Turmalin und rundem Zirkon vor allem Rutil ein kennzeichnender, selten fehlender Bestandteil, der bevorzugt in dünnen Zeilen innerhalb der feinschuppigen Hellglimmerzüge zu finden ist und auch im Quarzphyllit (Alpiner Verrucano) das typische Akzessorium ist. Sowohl die Serizitschiefer im Gipfelbereich des Hochgolling als auch weitere Vorkommen im Gollingwinkel werden von HEJL (1983a, 1984b) als phyllonitisierte Orthogneise aufgefasst.

Plagioklas führende, phyllonitartige Phyllite treten sowohl im Grenzbereich zwischen dem Schladminger Kristallinkomplex und dem Alpiner Verrucano (Quarzphyllit) des zentralalpiner Radstädter Permomesozoikums im Westen und dem Wölzer Glimmerschieferkomplex im Norden, als auch in isolierten Vorkommen innerhalb des Schladminger Kristallinkomplexes auf und sind mit dem Nachbargestein durch Übergänge verbunden. An Hauptgemengteilen sind Quarz und gefüllter Albit vorhanden. Der größere Anteil von Chlorit und Hellglimmer bildet meist geschlossene, dünne, gefaltete Lagen, die makroskopisch den phyllitischen Habitus bewirken; akzessorisch können Turmalin, Karbonat, pigmentierter Apatit, Opake, Epidot, runder Zirkon, Rutil oder Titanit festgestellt werden. Größere Mächtigkeiten an der Grenze zum Quarzphyllit (Alpiner Verrucano) erreichen die Gneisphyllite im Bereich des Guschen, am Kamm zwischen Melcherspitze und Vogelsang. Oft fehlen sie auch in dieser Position und Schladminger Gneise grenzen direkt an das Permomesozoikum. Größere Vorkommen innerhalb des Schladminger Kristallinkomplexes wurden auf der Ferchtlhöhe, zwischen Wasserfallspitze und Tristhof, im Eiskar, und in den untersten Hangbereichen beiderseits des Steinriesenbachtals südlich der Unteren Steinwenderalm gefunden, da und dort auch im Verband mit Quarzphylliten.

#### **124 Brandenzone (kiesimprägniertes Gestein)**

Brandenzonen sind auffallende, oft weithin sichtbar bräunlich verfärbte Felsformationen von meist schieferungsparallelem Verlauf. Sie entstehen durch limonitische Verwitterung von sulfid-impregnierten Gesteinen unterschiedlicher Zusammensetzung und waren bei der Erzsuche im Zuge des historischen Schladminger Bergbaus von Bedeutung. VOHRYZKA (1957) führte „brandige“ Phyllonite, Amphibolite, Serizitquarzite und Grafitquarzite an und hat als erster die imposanten Brandenzonen des Hochgolling-Stockes genauer kartenmäßig dargestellt. SCHEDL (1981) betonte die Bindung der erzführenden Branden im Zinkwand-Vetterkar-Gebiet an Grafit führende konkordante Quarzphyllite. Die Probe eines „brandigen“ Gesteines neben dem markierten Steig östlich der Ignaz-Mattis-Hütte zeigt eine inhomogene Mineralverteilung: reine, feinschuppige Chlorit-Hellglimmer-Aggregate mit reichlich Rutil wechseln mit erdzurchstäubtem Pflaster von Albit und Quarz; daneben etwas orthitischer Epidot; akzessorisch Zirkon und Turmalin. Andere Proben aus dem Bereich der Rotmandlspitze erwiesen sich als Karbonat-Aktinolith-Klinozoisitschiefer oder als an Klinozoisit reicher Quarzphyllit mit auffallend rotbraun pleochroitischem Titanit.

### **Leitgesteine des Gollingkomplexes**

Für den Südteil des Schladminger Kristallinkomplexes ist das Auftreten einer Abfolge von z.T. gebänderten Amphiboliten und leukokraten, gebänderten Plagioklasgneisen kennzeichnend. Diese Gesteine, die als Metavulkanite aufgefasst werden, bilden zusammen mit den begleitenden Paragneisen, denen sie eingeschaltet sind, den Gollingkomplex. Die Verbreitung der Metavulkanite im südlichsten Ge-

bietsstreifen von Blatt Schladming wurde durch die Neuaufnahmen von SCHEDL (1981) und HEJL (1983b, 1984b) genauer erfasst. Die Interpretation als Metavulkanite hat SCHEDL (1981) mit geochemischen Befunden untermauert und dazu neben den Hauptelementen vor allem die Spurenelemente herangezogen. Eine scharfe räumliche Abgrenzung zwischen den sauren Anteilen der Metavulkanite und den ebenfalls oft lagig struierten Paragneisen ist wegen der Ähnlichkeit mancher Varietäten schwierig bis unmöglich. Auch die größeren, massigen Amphibolitvarietäten der Metavulkanite sind von den basischen Metaplutoniten des nördlichen Bereiches makro- und mikroskopisch nicht unterscheidbar. Mächtigkeit und Abstand der wechselnden Lagen schwanken von mm bis zu mehreren m; die Grenzen sind teils verschwommen, teils scharf ausgebildet.

Vereinzelt treten innerhalb des Gollingkomplexes maximal mehrere Meter mächtige und mehr als 10 m lange **Pegmatitgneis**-Schollen als Teile meist boudinierter Gänge auf, die aber bevorzugt im Grenzbereich zum Riesachkomplex zu finden sind. Eine Probe von der Südschulter der Kampspitze westlich der Ignaz-Mattis-Hütte zeigt ein inhomogenes ungleichkörniges (klein- bis grobkörniges), granoblastisches Gefüge aus Schachbrettalbit, gefülltem Albit, Quarz und Hellglimmer; akzessorisch Turmalin, Chlorit, Zirkon und Rutil.

### **123 Bänderamphibolit, Amphibolit, örtlich verkiest (Brande)**

Zu den basischen Metavulkaniten werden im Kartengebiet zumeist deutlich gebänderte, fein- bis feinkörnige Plagioklasamphibolite und – etwas weniger häufig – homogenere, klein- bis mittelkörnige Amphibolite sowie feinkörnige Biotit-Amphibolite und Granat-Biotit-Amphibolite gezählt. Lokal sind fast reine Hornblendefelse entwickelt. Die Variationsbreite dieser Gesteine ist von SCHEDL (1981) und HEJL (1983b, 1984b) genauer beschrieben worden.

Die Hauptgemengteile sind Hornblende und meist dicht gefüllter Albit. Die Hornblende der Plagioklasamphibolite ist blaugrün und von tschermakitischer Zusammensetzung, jene der Amphibolite ist eine Magnesiohornblende; die blassen Aktinolithen sind jüngerer Entstehung und bilden oft Säume um die älteren Hornblenden (SCHEDL, 1981). Der Anorthitgehalt der Plagioklase erreicht maximal 25 %. Unter den Nebengemengteilen fehlen Quarz, Hellglimmer (als Plagioklasfülle) und Epidot fast nie; Biotit tritt meistens gemeinsam mit Granat auf, beide sind mehr oder weniger stark chloritisiert. Stellenweise ist Karbonat als Nebengemengteil vorhanden. Akzessorien: Apatit, Titanit, Rutil, Ilmenit. Regelungs- und Verteilungsanisotropie im Gefüge sind konform. Stark abweichend von der durchschnittlichen Zusammensetzung der basischen Metavulkanite kann der Lagenbau örtlich durch epidot- (nach SCHEDL (1981) meist an der Grenze von Amphibolit und Plagioklasgneis) oder biotit-/chloritreiche Streifen ausgebildet sein.

### **122 Leukokrater, gebänderter Plagioklasorthogneis, Plagioklasquarzit**

Dazu zählen helle, fein- bis feinkörnige Plagioklasgneise, die örtlich plattig brechen, an anderen Stellen über größere Mächtigkeiten massig und homogen ausgebildet sind. Die Mächtigkeit solcher Gneishorizonte kann mehrere Dekameter erreichen. Meist sind sie im Verband mit Bänderamphiboliten – siehe Abbildung 3. Das Mineralgefüge ist weitgehend kristalloblastisch erneuert. Hauptgemengteile sind zu etwa gleichen Anteilen gefüllter Albit und Quarz. Wichtigster Nebengemengteil ist meist feinschuppiger Hellglimmer, der sich häufig in flaserigen Aggregaten oder schieferungsparallelen Zeilen angesammelt hat. Der Volumsanteil von Biotit ist stets kleiner als jener von Hellglimmer oder Biotit fehlt gänzlich. Biotit ist nur selten frisch erhalten geblieben, sondern meistens teilweise bis vollständig in Chlorit

umgewandelt worden. Unter den Akzessorien sind Zirkon mit oft relativ großen, bis 0,1 mm messenden, kaum idiomorphen, sondern eher gerundeten Individuen, und Rutil kennzeichnend. Daneben treten noch Orthit, Epidot, Apatit und Opake auf. Karbonat ist entweder im Gefüge verteilt oder hat feine Risse verheilt und kann einen Volumenanteil von mehreren Prozent erreichen.

An einigen Stellen (Eiskar, westlich Grubachscharte, Gollingwinkel, Hochgolling, nordwestlich Murspitzen) ist in den sauren Metavulkaniten auch Alkalifeldspat in unterschiedlichen, bis zu 40 Vol.-% reichenden Anteilen enthalten – meist als eher hart gegitterter Mikroklin. Auch SCHEDL (1981) und HEJL (1983a) erwähnen geringe Alkalifeldspatanteile in den Plagioklasgneisen. Solche Varietäten sind mit dem Normaltyp der Plagioklasgneise durch Übergänge verbunden.

Ihre größte Mächtigkeit erreichen die hellen Plagioklasgneise im Gipfelaufbau des Hochgolling, wo sie von VOHRYZKA (1957) in die tieferen „sauren Gneise von Orthohabitus“ und die höheren so genannten „Serizitquarzite“ gegliedert wurden; nach seiner Meinung sind die Serizitquarzite durch starke Durchbewegung aus den ersteren hervorgegangen. Auch HEJL (1983a) deutet diese Serizitquarzite und -schiefer als alpidische Phyllonite.

Örtlich sind Plagioklasquarzite als Varietät der Plagioklasgneise entwickelt. Im Kristallinrahmen der Kalkspitzen, aber auch nördlich der Gasselhöhe treten Plagioklasquarzite gemeinsam mit Pyrit und/oder Magnetit führenden leukokraten Plagioklasgneisen im Grenzbereich zum Quarzphyllit (Alpiner Verrucano) des zentralalpiner Permomesozoikums auf (ALBER, 1985). Vor der Verwechslung mit dem Lantschfeldquarzit schützt die Feststellung von Biotit, der dem Lantschfeldquarzit fremd ist.

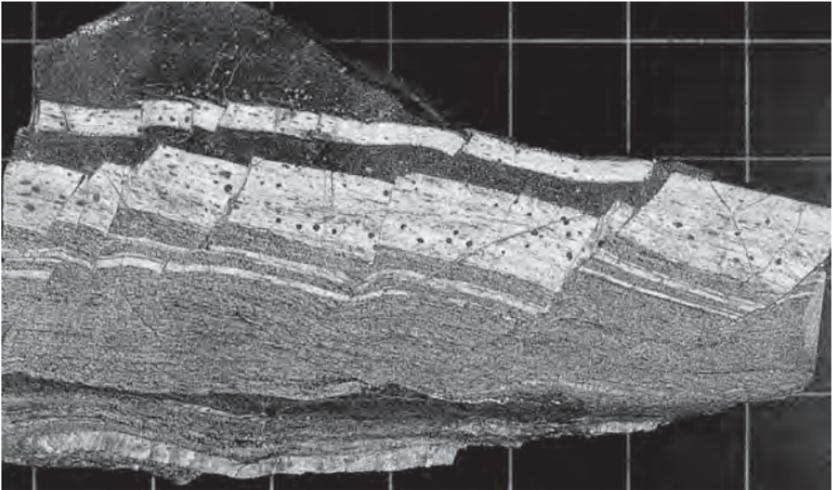


Abb. 3. Gebänderte Metavulkanite (122 und 123) des Gollingkomplexes mit spröd-plastischer Deformation. Das bruchhafte Versagen der hellen, Granat führenden Plagioklasgneislagen wird durch die plastische Deformation des Granatamphibolits (oben) und die semiduktile Deformation des Hornblendegneises (unten) kompensiert. Rollstück aus dem oberen Teil des Knappenkars, in ca. 2.300 m Höhe. Maßstab: Abstand zwischen den weißen Linien im Hintergrund 3 cm. Foto: E. HEJL.



Abb. 4.  
Duktile Faltung in einem feinkörnigen, retrograd metamorphen Amphibolit des Gollingkomplexes (123); ca. 300 m NE der Pölleralm. Bildbreite ca. 30 cm. Foto: E. HEJL.

## Leitgesteine des Riesachkomplexes

Metaplutonite bilden die kennzeichnenden Gesteinsarten des Riesachkomplexes, der den nördlichen Teil des Schladminger Kristallinkomplexes einnimmt und dem Metavulkanite führenden Gollingkomplex gegenübergestellt wird. Sie treten in zwei E-W streichenden Zügen auf, in welchen sie unterschiedlich dicht aneinander gelagerte Bereiche von m- bis km-Dimension ausfüllen. Der nördliche Zug folgt dem Nordrand des Schladminger Kristallinkomplexes und reicht vom hinteren Seewigtal im Osten über den Mitterberg bis zum Obertal; ihm gehören die größten geschlossenen Massen an, wie der Granitgneiskörper zwischen Rabensteinwand im Obertal und der Südwestflanke des Krahhbergzinken oder jener im Bereich der Wödl-Hütte. Der südliche tritt wegen seines geringeren Volumens weniger deutlich in Erscheinung; er lässt sich von der Nordschulter des Hochfeld, über das Fenzenlehen im Obertal, das hintere Herzmaierkar, die Untere Steinwenderalm im Steinriesental bis in das Gebiet der Preintalerhütte verfolgen, wo er sich mit dem nördlichen Zug zu vereinigen scheint. Die restlichen Vorkommen der Metaplutonite befinden sich im westlichsten Gebiet (Gasselhöhe, Schober) und weiter südlich (Eschachalm, Unterende der Wasserfallrinne, nördlich Grubachhöhe).

### 121 Lagenmigmatitgneis

### 120 Plagioklasaugengneis

Im Grenzbereich des Riesachkomplexes zum Gollingkomplex sind örtlich Lagenmigmatitgneise und Plagioklasaugengneise ohne scharfe Grenze zu den umgebenden Paragneisen entwickelt. Die Lagenmigmatitgneise sind durch leukokrate Mobilisation bei eher schieferungsparalleler Durchäderung mit Plagioklas-Quarz-Mobilisaten entstanden, die Plagioklasaugengneise durch Plagioklasblastese in den ansonsten eher fein- bis feinkörnigen Paragneisen.



Abb. 5.

Duktil gefalteter Lagenmigmatitgneise (**121**) des Riesachkomplexes; Block 600 m NE der Hinteralmhütten (Lessachtal), am orografisch rechten Ufer des Baches, in 1.610 m Höhe. Maßstab: Bleistiftspitzer ist ca. 25 mm groß. Foto: E. HEJL.

---

Typische **Lagenmigmatitgneise** treten z.B. entlang des Fußweges von den Hinteralmhütten zum Zwerfenbergsee, knapp unterhalb der Göralhütte (1.878 m) auf – siehe Abbildungen 5 und 6. Ganz ähnliche Gesteine findet man auch bei der Oberen Bacheralm, am Weg zu den Landschitzseen. Es handelt sich um Biotitpla-

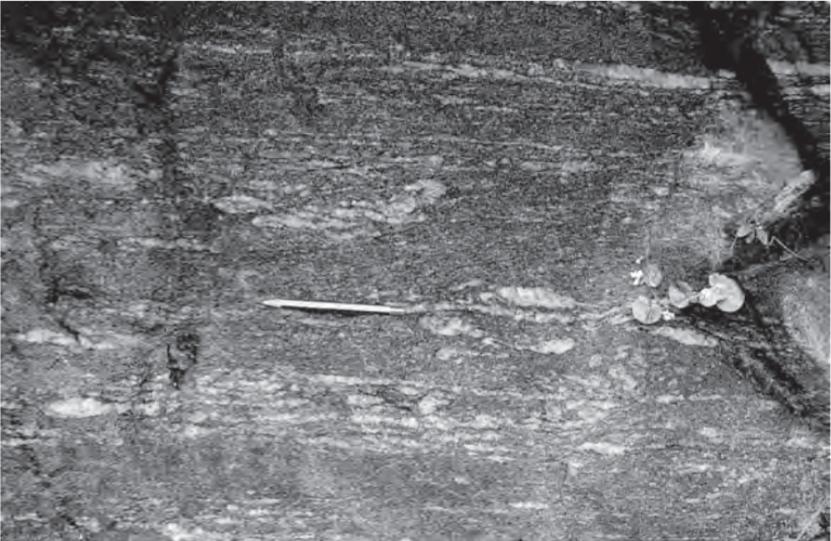


Abb. 6.

Lagenmigmatitgneise (**121**) in 1.785 m Höhe am Fußweg von den Hinteralmhütten (1.434 m) zum Zwerfenbergsee (2.024 m). Bleistift als Größenvergleich. Foto: E. HEJL.

---

gioklasgneise mit s-parallelen Lagen aus vorwiegend Plagioklas und Quarz, deren Mächtigkeit im mm- bis cm-Bereich liegt. Bereichsweise treten auch schlierige Durchtränkungen mit fließenden Übergängen zwischen stärker und schwächer mobilisierten Bereichen auf. In einem migmatischen Zweiglimmer-Flasergneis vom Abfluss des Zwerfenbergsees (2.024 m) fand HEJL (1983a, 1984a) bis ca. 3 mm großen Schachbrettalbit als Hauptgemengteil neben vorherrschendem Plagioklas, Quarz, Biotit und feinschuppigem Hellglimmer. Der Schachbrettalbit bildet Xenoblasten mit typisch fleckiger Verteilung der Zwillinglamellen. Gefüllte Plagioklase, Quarz und Hellglimmer kommen als Einschlüsse darin vor. In den glimmerreichen Lagen dieses Gesteins finden sich kleine Granate, Epidot, Apatit und Leukoxen (manchmal mit einem Kern aus Ilmenit).

Die **Plagioklasaugengneise** oberhalb der Pölleralm und am Kleinen Gangl (2.478 m) bestehen aus einer klein- bis allenfalls mittelkörnigen, biotitreichen Grundmasse und bis über 5 mm großen Plagioklasporphyroblasten (Oligoklas). Letztere sind nach dem Albit- und Periklinesgesetz polysynthetisch verzwilligt, haben oft primäre Einschlüsse von rundlichem, glatt auslöschendem Quarz und sind ungleichmäßig (wolkig) saussurisiert HEJL (1983a). Nebengemengteile sind Granat, Hellglimmer und sekundärer Chlorit (nach Granat und Biotit). Akzessorisch treten Epidot, grüner Turmalin, Apatit und Opakes auf.

### 119 Serpentin

Das etwa 200 m lange Serpentinvorkommen im Klafferkessel bei dem kleinen See am Nordostfuß des Greifenberges wird seit HERITSCH (1921) in der Literatur erwähnt und ist durch VOHRZYKA (1957) und HEJL (1983a) zuletzt näher beschrieben worden. Demnach besteht das feinkörnige Gestein aus Antigorit ( $\pm$  Chrysotil), Talk und Tremolit als Hauptgemengteile, die unregelmäßig begrenzte Aggregate bilden; opake Minerale (?Magnetit) und Apatit stellen die Akzessorien; örtlich sind größere Anteile von Karbonat (Dolomit oder Magnesit) vorhanden; der Serpentin grenzt im Süden an grobkörnigen Amphibolit, im Norden mit hellgrünen Tremolitschiefern und dunkelgrünem, grobschuppigem Chloritfels (mit mehrere mm großen Magnetitoktaedern) an migmatische Paragneise. Am Westgrat des Greifenberggipfels wurden von VOHRZYKA und HEJL zwei weitere, nur wenige m<sup>3</sup> große Serpentinvorkommen gefunden.

### 118 Amphibolit, massig, homogen

Die basischen bis intermediären Metaplutonite des Riesachkomplexes liegen als Amphibolite und Hornblende führende Orthogneise vor, die vermutlich aus Dioriten bzw. aus Quarzdioriten hervorgegangen sind. Sie sind bezüglich Gefüge und Zusammensetzung vielfältig ausgebildet, aber weitaus weniger ausgedehnt als die sauren Orthogneise. Sie treten als mehr oder weniger scharf abgrenzbare Einschaltungen innerhalb der Metaplutonitkörper auf oder bilden isolierte Einschaltungen in Paragneis. Die auffallendsten Häufungen sind im Bereich HÖCHSTEIN-Hochwildstelle und im Bereich Hinterer Wildkarstein-Gamsspitze-Preintaler Hütte zu finden.

Die Hauptgemengteile sind graugrüne Hornblende und Plagioklas, der auch hier meist als dicht mit Hellglimmer und Klinozoisit gefüllter Albit auftritt. Örtlich kann Quarz als weiterer Hauptgemengteil hinzutreten. Als Nebengemengteile kommen Biotit, Chlorit, Epidot und Hellglimmer vor. Chlorit verdrängt teilweise bis vollständig den Biotit. HEJL (1984a) berichtet über Chloritisierung von Hornblende aus Grobkornamphiboliten im Bereich Klafferkessel-Zwerfenbergsee. Titanit, Ilmenit, pigmentierter Apatit, Zirkon, Orthit und Karbonat zählen zu den Akzessorien. Das klein- bis mittelkörnige Gefüge der dunklen Orthogesteine ist meistens stofflich homogen und geschiefert, seltener massig ausgebildet.

## **117 Einschaltung von Hornblende führendem Granodioritgneis in Paragneis**

### **116 Hornblende führender Granodioritgneis**

Solche Gesteine bilden, besonders zwischen dem Krahbergzinken und dem Bereich Obersee–Hochwildstelle am östlichen Blattrand, Übergangstypen zwischen Amphibolit einerseits und Granodioritgneis bzw. Paragneis andererseits.

### **115 Leukogranitgneis, Granitgneis, Granodioritgneis**

Die angeführten Varietäten sind anscheinend durch Übergänge miteinander verbunden und in der Karte gemeinsam unter einer Signatur dargestellt. Der Kontakt zum Nebengestein ist in der Regel ohne Übergangszone entwickelt, jedoch die Aufsplitterung in zahlreiche Gänge und kleinere Körper erschwert die klare kartenmäßige Abgrenzung. Es herrschen Leukokrate, an Mikroklin arme bis freie Orthogneise vor. Die Hauptmasse der Orthogneise wurde nach der intrusiven Platznahme gemeinsam mit dem Nebengestein geschiefert, wobei anzunehmen ist, dass die wesentliche penetrative Verformung der Metaplutonite im Zuge der altpaläozoischen (mittelkretazischen) Gebirgsbildung erfolgte. Eine jüngere Generation von Muskovit-Metaleukograniten bildet im Bereich Herzmaierkar diskordant zur voralpidischen Schieferung des Nebengesteines verlaufende dm- bis m-mächtige Gänge, die durch spätere – wahrscheinlich alpidische – Verformungen zerrissen und subparallel zur Schieferung eingeregelt wurden. Schlierige, pegmatoide Partien unter Beteiligung von Hellglimmer, Feldspat und Quarz sind innerhalb der mächtigeren Gänge keine Seltenheit.

Die Hauptgemengteile der sauren Metaplutonite sind Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat. Der Plagioklas ist meistens ein dicht mit Hellglimmer und Klinozoisit gefüllter Albit. Die Mikrokline, wenn vorhanden, sind fallweise fleckenperthitisch entmischt oder schachbrettalbitisch alteriert. Nebengemengteile sind Muskovit und Biotit bzw. Chlorit und Epidot/Klinozoisit. Biotit, nicht selten mit Sagenitgitterung, ist teilweise oder ganz in Chlorit umgewandelt worden. Örtlich kann auch Hornblende als Nebengemengteil auftreten. Klinozoisit und/oder Epidot bilden teilweise die mikrolithische Plagioklasfülle, teilweise klein- bis mittelkörnige Blasten. Zu den Akzessorien zählen idiomorpher Zirkon, Orthit, pigmentierter Apatit, Titanit, örtlich Karbonat, Turmalin und Granat. Das Gefüge der Orthogneise ist stofflich weitgehend homogen und ist meist deutlich geschiefert; nur örtlich ist das ursprüngliche massige Gefüge erhalten geblieben. Die Korngröße variiert zwischen feinkörnig bis grobkörnig, das Korngrößenverhältnis zwischen gleichkörnig und porphyrisch.

### **114 ± migmatitischer Paragneis, diaphthoritisch**

Paragneise sind im Schladminger Kristallinkomplex die weitaus vorherrschende Gesteinsart und von eher eintöniger Zusammensetzung. Migmatitische Bereiche unterschiedlicher Art sind mit kaum oder nicht migmatitischen ohne scharfe Grenze verbunden; Injektionsmigmatite sind in der Umgebung der Metaplutonite im nördlichen und mittleren Bereich des Schladminger Kristallinkomplexes zu finden, Lagenmigmatitgneise und Plagioklasaugengneise in den südlichen Anteilen.

Die überwiegend feinkörnigen Paragneise zeigen gewöhnlich einen dezenten Lagenbau, der durch s-parallele, mm-feine bis cm-dicke Quarz- oder Quarz-Feldspat-Mobilisatlagen und -linsen betont wird und eine von Ort zu Ort unterschiedlich intensive Fältelung markiert. Im Rahmen des einförmigen Gesamtcharakters der Paragneise zeigen die Mengenverhältnisse im Mineralbestand örtlich breitere Streuung. Hauptgemengteile sind Plagioklas und Quarz; Nebengemengteile sind

Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Granat, Klinozoisit/Epidot, örtlich Hornblende; an Akzessorien sind Zirkon, Apatit, Orthit, Opake, Turmalin, Titanit und Karbonat vorhanden. Plagioklas ist meistens ein mehr oder weniger dicht mit Hellglimmer und etwas Klinozoisit gefüllter reiner Albit. Mitunter ist der Randsaum frei von Fülle. Lokal sind Bereiche mit Oligoklas (23–27 % An-Gehalt), kaum gefüllt und fast ohne Zwillinglamellen, erhalten geblieben. Alkalifeldspat tritt nur in den migmatischen Plagioklasaugengneisen im Süden und auch dort eher selten auf, fehlt aber sonst in den Paragneisen. Brauner Biotit ist selten frisch erhalten, meist mit Chlorit verwachsen, der den Biotit oft unter Ausscheidung von Titanitkörnchen sowie weitgehend auch Granat sekundär verdrängt hat. Auffallend grobschuppige Hellglimmer mit mehr als mm-großen Tafeln sind in der Umgebung von Intrusivkörpern zu finden. Ein großer Anteil der feinschuppigen Hellglimmer ist als Fülle in den Plagioklasen vertreten. Linsen- und leistenförmige, feinschuppige Hellglimmeraggregate, die auch als auffallende, mehrere mm große Knötchen auswittern, treten vor allem in der Nachbarschaft von Intrusivkörpern auf und könnten als Pseudomorphosen nach Andalusit interpretiert werden. Hornblende ist ein sehr kennzeichnender Nebengemengteil der Paragneise im NE des Schladminger Kristallinkomplexes nördlich und östlich der Linie Riesachtal–Waldhorn und bildet dort meist schon makroskopisch leicht erkennbare feine, dunkle Nadeln. Unter dem Mikroskop zeigen sich diese Hornblendens meist innig mit Biotit verwachsen; sie schließen das externe Gefüge unverlegt ein, sind also spät- bis postkinematisch schieferungsparallel ohne bevorzugte Richtung gesprosst. WEISS (1958) deutet die enge Verwachsung von Hornblende und Biotit als teilweise Verdrängung von Hornblende durch Biotit. SCHMIDEGG (1937) erwähnt Staurolith in Paragneis unweit Bromriesen. SCHEDL (1981) hat Serizit-Chlorit-Aggregate aus dem Bereich Vetternspitzen als Pseudomorphosen nach Staurolith interpretiert. Oligoklas, Biotit, Hellglimmer, Granat, Hornblende, Alkalifeldspat und ?Staurolith bilden den z.T. noch erhaltenen Altbestand und sind einer mittelgradigen, voralpidischen (variszischen) Metamorphose zuzuordnen; Quarz, gefüllter Albit, Chlorit, feinschuppiger Hellglimmer und Epidot/Klinozoisit sind unter den niedriggradigen Bedingungen der retrograden alpidischen Metamorphose entstanden.

Nähert man sich der Nordgrenze des Schladminger Kristallinkomplexes, so lassen sich Merkmale intensiver Durchbewegung feststellen, die auf das Vorhandensein einer bedeutenden Bewegungszone schließen lassen. Zuerst geht der in den nördlichen Bereichen verbreitete injektionsmigmatische Habitus der Paragneise verloren. Dann stellen sich feinkörnige, plattige Gneise und dünnblättrige Chloritschiefer ein. Im Raum Untertal–Krahhbergzinken treten in diesem Grenzbereich in schieferungsparallelen Streifen angereicherte, mm-große, runde, von den Glimmern umschmiegte, gefüllte Albite auf, die aufgrund dieser Merkmale als voralpidische (?)Oligoklas-Blasten gedeutet werden können, die alpidisch verformt und zu Albit rekristallisiert wurden, wobei die Rekristallisation die Verformung überdauert hat.

## 6.2. Zentralalpines Permomesozoikum der Radstädter Tauern

(G.W. MANDL)

Die folgende Zusammenstellung basiert auf den Darstellungen von SLAPANSKY (1986, 1987b, 1988), im „Permoskyth“-Anteil ergänzt anhand der Arbeiten von ALBER (1983a, b, 1984a, b, 1985, 1987 und Aufnahmeberichte). Die Altersangaben bei den einzelnen lithostratigrafischen Einheiten resultieren hauptsächlich aus der Korrelation mit biostratigrafisch datierbaren permomesozoischen Schichtfolgen des Ostalpins.

### **113 Biotit-Chloritphyllit, oft mit Magnetit; Chlorit-Albitphyllit mit Eisendolomitschollen (?Altpaläozoikum)**

Das meist gefältelte, feinkörnige Gefüge aus Albit, Quarz, Chlorit und Serizit enthält stellenweise unterschiedlich große Schollen aus feinkörnigem Eisendolomit. Häufig tritt auch ein beträchtlicher, makroskopisch erkennbarer Gehalt an Magnetit hinzu. Albit ist getrübt und überwiegt mengenmäßig den Quarz. Akzessorisch treten bläulichgrüner Apatit, Turmalin, untergeordnet Rutil, Zirkon und ein stark variierender Gehalt an opaker Substanz (Magnetit, Pyrit und Grafit) hinzu.

Die kompliziert gebaute Grenzzone zwischen dem Schladminger Kristallinkomplex und dem Alpenen Verrucano (permischer Quarzphyllit) wird einerseits an vielen Stellen durch Albit-Serizit-Chloritphyllit mit Schollen bzw. Geröll von Ankerit bzw. Eisendolomit, andererseits durch mehr oder weniger mächtige, Geröll führende Serizit-Quarzitphyllite bis Quarzgeröllphyllite markiert. Solche Chloritphyllit-Horizonte wurden im Norden auf der Nordostschulter der Hochwurzten und am Westabfall zum Preuneggatal angetroffen. Sie markieren ebenfalls die Südgrenze des Rossfeld-Schober-Kristallinlappens im Bereich westlich vom Schobersee und in der Westflanke des Ruppeteck bis knapp südlich vom Zefererörtl (Kote 1.468 m).

Der Chlorit-Serizit-Albit-Quarzphyllit mit sehr unterschiedlichen Mächtigkeiten am Guschen und in der westlichen Fortsetzung zwischen Rossfeld-Schober-Kristallin und dem Quarzkonglomerathorizont der angrenzenden „permoskythischen“ Quarzphyllitmasse entspricht möglicherweise dem altpaläozoischen „Radstädter Quarzphyllit“.

Ein bemerkenswerter, wenige m-mächtiger Horizont aus Chlorit-Albitphyllit, durchsetzt von bis zu 3 mm großen Magnetitoktaedern und mit Einlagerungen von bräunlich verwitternden (?ankeritischen) Karbonatmobilisaten, tritt im Bereich Giggelachsee und nördlich Gasselhöhe zwischen dem Schladminger Kristallinkomplex und dem Geröll führenden Niveau des Alpenen Verrucano auf. Als Deutungsmöglichkeit für diesen Phyllit ziehen HEJL & SLAPANSKY (1983: 27f.) die Herkunft von einem durch alpidische Metamorphose überprägten, postvariszischen Verwitterungshorizont in Erwägung.

### **112–108 Alpenen Verrucano (Perm)**

#### **112 Geröll führender Quarzphyllit (Perm)**

Diese Gesteine sind innerhalb der permischen Quarzphyllite bevorzugt im Grenzbereich zum variszischen Grundgebirge zu finden und bilden mehrere Dekameter mächtige Horizonte. Die cm- bis faustgroßen Geröllkomponenten in dem quarzphyllitischen Grundgewebe bestehen meistens aus hellem Quarz, der selten auch rosa oder grau gefärbt sein kann; daneben wurden auch verschiedene Gneisgerölle, Feldspat- und Plagioklasgerölle sowie Quarzitgerölle beobachtet. Oft ist eine Wechselfolge von verschiedenen mächtigen (0,5 bis 1 m) Geröllquarzit- und Serizitphyllitlagen entwickelt.

#### **111 Epidot-Chlorit-Albitphyllit**

Dieses Grüngestein, vermutlich aus einem basischen bis intermediären Vulkanit entstanden, bildet eine mehr als 100 m mächtige, linsenförmige Einschaltung in den permischen Quarzphylliten zwischen den Gehöften Windleitner und Fressold im Nordwest-Fuß des Freiberg-Hochwurzten-Rückens. Das homogene, rekrystallisierte, feinkörnig-schuppige Gefüge ist hauptsächlich aus Albit und fast farblosem Chlorit zusammengesetzt; daneben erreicht Epidot etwa 10 Vol.-% und Magnetit

etwa 5 Vol.-%. Vereinzelt sind mit Epidot gefüllte Albite in der Art von porphyrischen Einsprenglingen und kleinere Quarzaggregate eingelagert. Karbonat tritt als Füllung in einzelnen dünnen Rissen quer zur Schieferung auf.

## 110 Karbonatlagen in Quarzphyllit

### 109 Quarzit

### 108 Quarzphyllit, Quarzit (Perm); ?Phyllonit innerhalb des Schladminger Kristallins

Diese **Quarzphyllite (108)** werden mit dem Alpinen Verrucano (Perm) korreliert. Sie haben vor allem im Preuneggatal und in den angrenzenden Höhenrücken große Verbreitung; zwischen dem Schladminger Kristallinkomplex und dem karbonatischen Mesozoikum im Südwesteck des Blattgebietes reduziert sich die Mächtigkeit der Quarzphyllite auf wenige Meter.

Es sind fein- bis mittelkörnige, inhomogene, oft dünnplattige, silbergraue bis grünlichgraue, bei höherem Karbonatgehalt bräunlich anwitternde phyllitische Gesteine, häufig intensiv gefältelt oder von Krickfaltung betroffen. Neben dem mengenmäßig meist dominierenden Quarz enthält der progressiv metamorphe Mineralbestand Chlorit und Serizit/Phengit. Die Mengenverhältnisse dieser drei Komponenten können von Ort zu Ort sehr unterschiedlich sein. Die Variationsbreite reicht von teils in der Karte durch Übersignatur hervorgehobenen **Serizitquarziten (109)** bis zu Chlorit- bzw. Serizitphylliten. Die verschiedenen Varietäten sind durch Übergänge verbunden und wechsellagern häufig miteinander. Immer wieder sind Quarz- und Gneisgerölle eingelagert. Karbonat ist als intergranular diskret verteilter Nebengemengteil in unterschiedlichen Volumsanteilen vorzufinden oder zusammen mit Quarz in örtlich quergreifenden Mobilisaten, die meist bis zu mehreren dm großen Knauern verschiefert worden sind; sedimentär angelegte Karbonatanreicherungen kommen als wenige Meter mächtige, unscharf begrenzte und mit Silikaten durchsetzte **Karbonatlagen (110)** zur Geltung, wie etwa im Bereich Hochwurzen oder als Karbonatquarzite, die z.T. auch unter der Signatur **109** dargestellt sind. Feldspat (Albit) spielt mengenmäßig eine nur untergeordnete Rolle oder fehlt. Schwerspat erreicht örtlich (südlich Hochwurzen) in eher quarzitischen Varietäten bis 12 Vol.-% (WERNER et al., 1995). Neu gesprosser Chloritoid wurde nur in Geröll führenden Quarzphylliten im Bereich Hochwurzen gefunden. Als Akzessorien treten Magnetit, Pyrit, Zirkon, Turmalin, Rutil, Apatit, selten Epidot und Grafit auf.

Ob es sich bei den isolierten, lithologisch ähnlichen Quarzphyllitvorkommen innerhalb des Schladminger Kristallinkomplexes (Krahbergzinken, östlich Eschachboden, Neualm, Eiskar, Kühkar, Großes Stierkar, Trockenbrotscharte-Samspitze, nordwestlich Rotsandspitze) um tektonisch eingeschuppte permische Metasedimente oder um retrograde Phyllonite des variszischen Grundgebirges handelt, ist noch Gegenstand der wissenschaftlichen Debatte.

Arkosequarzit und Arkosephyllit mit runden Plagioklasklasten und vereinzelt Plagioklasgneis- und Quarzitgeröllen sind am Kamm zwischen der Steinkarhöhe und der Mahdspitze in einer Wechselfolge von Quarzphyllit, Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit zu beobachten, ebenso in den Steilwänden östlich der Unteren Moarhofalm, wo mittelkörnige, Geröll führende Arkosequarzite mit Chlorit-Serizitphylliten und dem mächtigen, wandbildenden Lantschfeldquarzit in Verbindung stehen. Der Quarzgehalt im granoblastischen Gefüge variiert von 45 bis 65 Vol.-%, Albit (oft Schachbrettalbit) tritt in unterschiedlichen Mengen von 25 bis 45 Vol.-% auf, Serizit nimmt nur einen geringen Prozentsatz von 3 bis 10 Vol.-% ein, daneben sind noch farbloser Chlorit, Erz, selten Grafit und Akzessorien vertreten.

Vor allem im Grenzbereich zum Schladminger Kristallinkomplex sind die Quarzphyllite stellenweise vererzt, derzeit aber ohne wirtschaftliche Bedeutung. Der historische Schladminger Bergbau hat verschiedene Kiese und Fahlerze abgebaut (siehe Kapitel 9.1. bis 9.3.). In den 1970er Jahren waren die Quarzphyllite im Bereich Buckelwald und Hochwurzten Gegenstand von Uranerz-Prospektionen, die im Zusammenhang mit der Erschließung der Uranerz-Lagerstätte im Forstatal durchgeführt wurden.

Die geringe Festigkeit der aus Quarzphyllit bestehenden Felsformationen ist für die Instabilität mancher Talflanken des Preuneggtales verantwortlich und hat zu ausgedehnten Massenbewegungen und Bergstürzen geführt.

### **107 Lantschfeldquarzit („Skyth“)**

Der fossilfreie Lantschfeldquarzit ist das primäre Bindeglied zwischen dem permischen Quarzphyllit und den mesozoischen, d.h. mitteltriadischen und jüngeren Karbonatgesteinen. Aufgrund dieser lithostratigrafischen Stellung gilt das untertriadische Alter („Skyth“) des Lantschfeldquarzits als erwiesen (TOLLMANN, 1961a, 1977). Das gleichmäßig feinkörnige Gefüge besteht neben dem dominierenden Quarz aus Serizit, meist trüb-fleckigem Alkalifeldspat und Albit; akzessorisch treten Karbonat, Turmalin, Zirkon, Apatit, Rutil und Erz hinzu. Seine Mächtigkeit ist im Blattgebiet stark tektonisch beeinflusst. Während er zwischen dem Schladminger Kristallinkomplex und den mesozoischen Karbonatgesteinen im Bereich der Kalkspitzen auf einige schmale Reste reduziert ist, kann er durch tektonische Anschoppung, z.B. südwestlich der Ursprungalm oder in der westlichen Talflanke des Höhenzuges zwischen Nebelspitze und Mahdspitze – dort sogar im Verband mit Resten der jüngeren Karbonatgesteine – Mächtigkeiten von mehreren Dekametern erreichen. Die innerhalb der permischen Quarzphyllite des Preuneggtales schwimmenden mächtigen Quarzitmassen verdeutlichen den komplizierten Internbau der Quarzphyllite.

### **106 Rauwacke (z.T. basales Anisium, z.T. tektonisch)**

#### **105 Schwarzer Tonschiefer („Anisbasisschiefer“)**

An der Basis des karbonatischen Mesozoikums treten oft Rauwacken auf, die wohl überwiegend in das Niveau der Reichenhaller Rauwacken zu stellen sind, wenngleich sich auch Hinweise auf eine zumindest teilweise tektonische Entstehung der Rauwacken finden.

Schwarze Tonschiefer ohne eigenständige Merkmale sind den Rauwacken, aber auch den Karbonaten jüngerer Niveaus eingelagert; ihre Einstufung hängt daher nur von ihrer stratigrafischen Position ab und diese ist nur bei intakten Verbandverhältnissen feststellbar.

### **103 Blaugrauer bis dunkelgrauer, z.T. auch rosa Bänderkalkmarmor (Anisium)**

#### **104 Dolomitschlieren darin**

Die zumeist blaugrauen, selten auch rosa oder gelblichen Bänderkalken werden als metamorphe Äquivalente des Alpenen Muschelkalks betrachtet. Dolomitschlierenkalk, der selten auch Hornsteinschlieren enthalten kann, findet sich vor allem in den tieferen Anteilen der Schichtfolge. In den hangendsten Anteilen treten stellenweise bunte Kalkbrekzien auf (rosa Komponenten in grauer Matrix, aber auch graue Komponenten in rosa Matrix). Aufgrund von Geländebefunden außerhalb des

Blattgebietes 127 Schladming haben sowohl TOLLMANN (1961a, 1977) als auch EXNER (1989) den tieferen Anteil der Bänderkalkmarmore zur Gutenstein-Formation gezählt.

### **102 Gebankter, mittelgrauer, grobspätiger Dolomit**

Im Hangenden der Bänderkalkfolge tritt ein sehr charakteristischer grobspätiger Dolomit auf. Dieser gelbliche bis graubraune Dolomit fällt durch seine ungewöhnlich grobkörnige Ausbildung auf, Dolomitekristalle in mm-Größe sind nicht selten. Es könnte sich um einen diagenetisch bis metamorph umgewandelten Crinoidenspatkalk handeln.

### **101 Heller Serizitschiefer bis grafitischer, Pyrit führender Phyllit**

Innerhalb des Wettersteindolomits (98) wurden Einschaltungen von hellen Serizitschiefern oder dunklen Phylliten durch Übersignaturen dargestellt.

### **100 Rosa, bis hellgrauer, gut gebankter Dolomit, z.T. wechsellagernd mit dunklem Dolomitschiefer, Mergelschiefer oder Bänderkalk**

Innerhalb der massigen, hellen Dolomite (Wettersteindolomit, 98) tritt ein Horizont mit dünnbankigen Dolomiten, Kalken, Mergel- und Tonschiefern auf, der vor allem in den Wänden nordwestlich und südwestlich der Steirischen Kalkspitze auffällt.

### **98 Massiger Wettersteindolomit (Ladinium)**

### **99 Stark rauwackiger Wettersteindolomit**

Über den gebankten oder gebänderten Kalken und Dolomiten folgt ein zumeist massiger, z.T. auch undeutlich dickbankiger heller Dolomit, der wohl größtenteils als Wettersteindolomit angesprochen werden kann, obwohl keine biostratigrafisch genaue Einordnung gegeben werden kann. Die durchgehende metamorphe Rekristallisation hat die meisten sedimentären Strukturen verwischt. In manchen Schliften sind noch gewisse Anklänge an biogene Strukturen erkennbar, aber keinesfalls näher bestimmbar. Lokal auftretende rundliche Strukturen sind wahrscheinlich auf Dasycladaceen zurückzuführen. Eine nähere Aussage, oder gar eine gattungs- oder artenmäßige Bestimmung scheitert aber an der völligen Rekristallisation des Gesteins, wodurch feinere Strukturen gänzlich unkenntlich gemacht sind. Weiters wurden in der Karte rauwackige Varietäten des Wettersteindolomits durch Übersignatur dargestellt.

### **95 Dunkler, deutlich gebankter Dolomit (hell anwitternd; ?Ladinium)**

### **96 Brekzienreiche Lage darin**

### **97 Schwarzer Tonschiefer darin**

Die stratigrafisch höchsten Anteile, die gleichzeitig auch den Kern der Mesozoikumsmulde bilden, bestehen aus mittel- bis dunkelgrauem, sehr gut gebanktem, oft laminiertem Dolomit. Dieser weist öfters Einschaltungen von Ton- und Mergelschiefern auf, ebenso von gebänderten Kalken und Brekzien. Diese sehr charakteristische Dolomitabfolge ist in den Wänden des oberen Oberhüttenbachtals vollständig aufgeschlossen und wohl ebenfalls ins Ladinium zu stellen. Eine Verwandtschaft zu Partnachschichten (SCHEINER, 1960a) oder Arlbergschichten erscheint recht plausibel, allerdings fehlen auch hier biostratigrafische Anhaltspunkte.

## 93 Graubrauner, grobkristalliner Kalkmarmor

### 94 Dolomitm Brekzie darin

In eine relativ grobspätige, völlig rekristallisierte Kalzitgrundmasse sind mehr oder weniger dicht gepackte mittelgraue Dolomitkomponenten eingelagert. Da diese Dolomitkomponenten sowohl makroskopisch, wie auch im Dünnschliff völlig dem angrenzenden Dolomit entsprechen, ist ihre stratigrafische Einschaltung in die Schichtfolge (als intraformationelle Brekzie) kaum anzuzweifeln. Dies steht jedoch im Gegensatz zur Auffassung von SCHEINER (1960a, b), der diese Dolomitm Brekzie als tektonisch eingeschalteten älteren Anteil der Mitteltriassschichtfolge aufgefasst hatte.

Diese Gesteine im Bereich des Kars (Ahkar in älteren Karten) südwestlich der Steirischen Kalkspitze konnten nirgendwo sonst in der Schichtfolge beobachtet werden. Versuche einer biostratigrafischen Einstufung blieben bisher erfolglos. Obwohl in der Kartenlegende als hangendster Anteil der Karbonatabfolge dargestellt, dürften der Kalkmarmor und die Brekzie eine Einschaltung innerhalb des Wettersteindolomits im Niveau der „bunten“, gut gebankten Dolomite (100) darstellen.

## 6.3. Wölzer Glimmerschieferkomplex

(E. HEJL & A. MATURA)

Der Wölzer Glimmerschieferkomplex, der im Hangenden des Schladminger Kristallinkomplexes liegt und von diesem durch eine Überschiebungsfläche getrennt ist, reicht von Osten in das Blattgebiet und quert es in westlicher Richtung. Ist er bis zur Blattmitte südlich Schladming noch etwa 2 km mächtig, so reduziert sich die Mächtigkeit gegen Westen bis auf wenige hundert Meter südlich Gleiming. Wichtig für die Erfassung der Verbreitung des Wölzer Glimmerschieferkomplexes im Blattgebiet ist eine Reihe von Marmorvorkommen, welche die streichende Fortsetzung des Sölker Marmorzuges darstellen und mit Unterbrechungen bis in das Ortsgebiet von Schladming verfolgt werden können. Der Sölker Marmor ist ein Leitgestein des Wölzer Glimmerschieferkomplexes, genauer gesagt seines hangendsten bzw. nördlichsten Abschnitts entlang der Grenze zur „Ennstaler Phyllitzone“ (siehe FRITSCH, 1953a, b).

Das stärkere Hervortreten von Grünschiefern westlich des Planaigebietes zeigt zwar gewisse Analogien zur „Ennstaler Phyllitzone“ auf, doch die Merkmale der begleitenden phyllitischen Glimmerschiefer mit örtlichen Einschaltungen von diaphthorischen Granatglimmerschiefern (Planai-Nordhang, Rohrmoos-Nordhang) stützen die Zuordnung zum Wölzer Glimmerschieferkomplex. Außerdem sind ähnlich ausgebildete Metabasite auch an wenigen Stellen östlich der Planai im Wölzer Glimmerschieferkomplex vorhanden (MATURA, 1987b). Zu einer alternativen Deutung im Bereich Rohrmoos-Nordhang durch PESTAL et al. (2005) siehe auch Kapitel 6.4. „Ennstaler Phyllitzone“.

## 92 Amphibolit (Talbach, Rohrmoos)

Ein ziemlich homogener, klein- bis mittelkörniger, geschieferter Amphibolit steht am westlichen Talbachweg, etwa 300 m nördlich der unteren Kehre der Straße zwischen Rohrmoos und Untertal an. Er besteht aus 55 % blassgrünlicher Hornblende, 25 % Albit, 10 % Leukoxen und Titanit, 5 % Chlorit, 3 % Biotit und 2 % Epidot. Das Vorkommen liegt am Rand einer relativ großen Grünschiefermasse, die vom Westfuß der Planai nach Rohrmoos reicht. Die nördlich benachbarten phyllitischen Glimmerschiefer sind reich an mm-großen Magnetitoktaedern.

Blöcke eines homogenen, massigen, klein- bis mittelkörnigen Amphibolites im Südteil der Seewaldalm südlich Schwarzkogel sind sehr wahrscheinlich keine Eratika, sondern gehören zu dem Blockwerk jenes Bergsturzes, der den Bodensee aufgestaut hat, und stammen daher aus dem Verband der lokalen Wölzer Glimmerschiefer.

## **91 Grünschiefer**

Unter dieser Bezeichnung ist hier eine Gesteinsgruppe von sehr unterschiedlicher Zusammensetzung zusammengefasst. Gemeinsam sind dieser Gruppe von Gesteinen das mengenmäßige Hervortreten von Albit, Chlorit und Epidot, das feinkörnige, granoblastische Gefüge und die eher homogene Mineralverteilung. Albitblasten sind der vorherrschende Hauptgemengteil. Quarz tritt stärker zurück, fehlt aber selten. Chlorit ist kräftig grün gefärbt. Der nicht immer vorhandene Biotit erreicht nur wenige Volumsprozente; Biotit ist mit Chlorit eng verwachsen, meist braun, örtlich auch grünbraun. Meist homogen verteilter Epidot ist ein immer vorhandener Nebengemengteil. Stellenweise ist Amphibol (? Aktinolith) im Grünschiefer enthalten. Auch Karbonat ist meistens vorhanden – entweder gleichmäßig verteilt oder örtlich in mm- bis cm-dicken Lagen oder entlang von Spalten angereichert. Unter den Akzessorien sind reichlich Titanit und opakes Erz (vermutlich Magnetit, Ilmenit) vorhanden, Apatit jedoch verhältnismäßig unbedeutend. Varietäten mit einigen Volumsprozents Hellglimmer und akzessorischem Zirkon vermitteln zu den phyllitischen Glimmerschiefern.

## **89 Marmor**

### **90 Grafitmarmor**

Die Marmorvorkommen innerhalb des Wölzer Glimmerschieferkomplexes treten in zwei Horizonten auf: der eine nahe der Nordgrenze, der andere nahe der Südgrenze. Es sind keine kontinuierlichen Züge, sondern der regionalen Streichrichtung folgende Ketten isolierter oder boudinierter Körper.

Der nördliche Zug – er stellt die direkte Fortsetzung der Sölker Marmore dar – lässt sich in der Nordflanke des Schwarzkogels von der Hinterhabernalm an mit hellen, grau gebänderten und dunklen, grafitischen Marmortypen über die Nordflanke des Hauser Kaiblings, den Oberhausgraben westlich Gasthof Kemeterhof querend bis zum Gehöft Fuchs am Nordfuß des Fastenberges verfolgen. Wie im Raume Sölk-Gumpeneck zeigt dieser Marmorzug auch hier die Nähe der Nordgrenze des Wölzer Glimmerschieferkomplexes an. Die Lager erreichen mehrere Meter Mächtigkeit. Dort, wo die Marmorkörper im Streichen aussetzen, markieren Karbonat führende Glimmerschiefer diesen Horizont.

Der südliche Zug führt vom Sattel südöstlich des Kraibergsattels gegen Westen in die Südwestflanke der Planai hinunter und verschwindet im unteren Hangteil unter Hangschutt und Moränenbedeckung. Die Marmorvorkommen in der Klamm des Obertalbaches etwa 350 m nördlich des Gehöftes Klock sowie oberhalb des Gehöftes Schlapfer, hier intensiv nach E-W-Achsen gefaltet, dürften die Fortsetzung dieses Zuges darstellen. Es sind ebenfalls helle und graue Bändermarmore von 5–7 m Mächtigkeit, jedoch fehlen grafitische Varietäten hier im Süden.

Außer diesen Marmorzügen sind Karbonat führende, vermutlich ankeritische Bereiche nur in Verbindung mit Grünschiefern zu finden.

## 88 Grafitischer Phyllit, Grafitquarzit

Grafitanreicherungen finden sich in den begleitenden Phylliten der Grafitmarmore des Sölker Marmorzuges im Norden und an der Liegendgrenze des Wölzer Glimmerschieferkomplexes. Am Rossfeldsattel südlich vom Hauser Kaibling und am Krahbergsattel kommen cm- bis dm-dicke Grafitquarzitlagen vor. Eine ähnliche Beobachtung, wonach grafitische Einschaltungen für den Grenzbereich zum Schladminger Kristallinkomplex kennzeichnend sind, hat auch WIESENER (1939a, b) für das Kleinsölker Gebiet festgehalten.

## 86 Phyllitischer Glimmerschiefer, Glimmerschiefer

### 87 Granat führender Glimmerschiefer

Eher einförmige, graue, oft quarzreiche phyllitische Quarzglimmerschiefer sind die vorherrschende Gesteinsart im Wölzer Glimmerschieferkomplex. Sehr charakteristisch ist die inhomogene Verteilung von Quarz, der meist mm- bis cm-dünne Lagen zwischen ebenso dicken Glimmerzügen bildet. Die intensive Fältelung macht sich makroskopisch in einer E-W orientierten Runzelung bemerkbar. Die Mengenverhältnisse im Mineralbestand sind sehr unterschiedlich. Kleinkörnige Albitblasten sind zumeist vorhanden und bevorzugt in den Glimmerzügen zu finden; gefüllte Individuen sind seltene Ausnahmen. Hellglimmer überwiegt gewöhnlich um ein Mehrfaches den Chloritanteil. Biotit ist oft in geringen Mengen vorhanden. Ob der mit Hellglimmer eng verwachsene Chlorit prograd entstanden ist oder retrograd von Biotit herzuleiten ist, ist nicht zweifelsfrei festzustellen. Die Glimmer sind häufig gequält. Gebietsweise ist nahezu vollständig chloritisierter Granat als Nebengemengteil vorhanden. Leistenförmige opake Minerale, vermutlich Titanomagnetit, sind ein typisches und mengenmäßig dominierendes Akzessorium und erreichen örtlich mehrere Volumsprozente. Turmalin fehlt fast nie und zeigt Einschlussringe. Zu den häufigen Akzessorien zählen weiters gerundeter Zirkon und Apatit, letzterer oft pigmentiert; Grafit, Orthit, Titanit und Rutil sind eher selten.

Granat führende Quarzglimmerschiefer treten verbreitet am Schwarzkogel, am Hauser Kaibling und in einem Gebietsstreifen auf, der südlich des Krahbergsattels gegen Westen in das Untertal hinab zieht. Quarzarme, retrograd veränderte Glimmerschiefer mit vollständig chloritisierten Granaten finden sich im Nordwestfuß der Planai beim Gehöft Horreiter und am Nordrand von Rohrmoos beim Gehöft Starchl.

## 6.4. „Ennstaler Phyllitzone“

(E. HEJL & A. MATURA)

Die sogenannten „Ennstaler Phyllite“ wurden in den Übersichtsdarstellungen von TOLLMANN (1977) und FLÜGEL & NEUBAUER (1984) der Grauwackenzone zugeordnet. PESTAL et al. (2005) und SCHUSTER et al. (2009) stellen die „Ennstaler Phyllite“ jedoch in einen großtektonischen Zusammenhang mit der Innsbrucker Quarzphyllitzone und der Wagrainner Phyllitzone, die gemeinsam dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zugeordnet werden, während nur eine enger gefasste Grauwackenzone des oberen Ennstals als westliche Fortsetzung der Norischen Decke bzw. als primäre Basis des Tirolikums der nördlichen Kalkalpen betrachtet wird. Diese Grauwackenzone sensu stricto (d.h. im Sinne von SCHUSTER et al., 2009) ist nördlich der Enns zwischen Schladming und Liezen nur sehr schmal entwickelt (siehe Kapitel 6.5). Die Bezeichnung „Ennstaler Phyllitzone“ bezieht sich ausschließlich auf die Phyllitzone an der Südseite dieses Talabschnittes.

Eine klare Abgrenzung der „Ennstaler Phyllitzone“ zur Wölzer Glimmerschieferzone im Liegenden ist nicht möglich. Die Unterscheidung und kartenmäßige Trennung dieser Komplexe im Kartengebiet verwendet dabei die Gliederungskriterien, die aus dem östlich anschließenden Raum hergeleitet wurden, wo diese beiden Zonen breit entwickelt sind.

Zur Unterscheidung und Abgrenzung beider Einheiten hat FRITSCH (1953a) im Gebiet Sölk–Walchen einen wesentlichen Beitrag geleistet. Aus seiner Sicht werden sie durch eine Bewegungszone getrennt, die durch helle Serizitquarzite – fehlen im Blattgebiet von 127 Schladming in dieser Position – und vermehrte Erzführung markiert ist und eine älter angelegte, alpidisch wiederbetätigte Bewegungsfuge darstellt. Die beiden Einheiten unterscheiden sich unter anderem durch die größere Intensität einer älteren Tektonik und Metamorphose in den Wölzer Glimmerschiefern; die Verbreitung dieser Intensität lässt allerdings gegen die „Ennstaler Phyllitzone“ keinen abrupten Abfall, sondern ein allmähliches Abklingen erkennen.

Zuvor hatten schon WIESENER (1939b) und SCHWINNER (1951) Übergänge von Wölzer Glimmerschiefern in Ennstaler Phyllite beschrieben und FRITSCH (1953a) innerhalb des Wölzer Glimmerschieferkomplexes eine quer zum Streichen verlaufende metamorphe Zonierung festgestellt, wobei die Hornblende- und Granatkrystallisation im Osten weiter nordwärts reicht als im Westen. Weitere Unterschiede bestehen im Reichtum der „Ennstaler Phyllitzone“ an Grünschiefern, wogegen basische Einschaltungen in den Wölzer Glimmerschiefern vergleichsweise selten sind.

PEER (1988, 1989) stellte aufgrund seiner Untersuchungen im Walchengraben südlich von Öblarn an der Grenze zwischen der Ennstaler Phyllit-Formation und der Wölzer Glimmerschiefer-Formation eine mehrere hundert Meter mächtige Mylonitzone fest. Diese Bewegungszone ist gekennzeichnet durch die Einschaltung von Grünschiefern, die als rekristallisierte Blastomylonite aus Amphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen aufgefasst werden.

Die „Ennstaler Phyllitzone“ nach obiger Definition wird durch die große Störungszone mit bedeutendem, vermutlich sinistralen Lateralversatz (RATSCHBACHER et al., 1991; KEIL & NEUBAUER, 2009) entlang des Ennstales schräg angeschnitten und keilt in der Kartendarstellung knapp östlich des Ortsbereiches von Schladming gegen Westen aus. In der jüngeren geologischen Karte von Salzburg (PESTAL et al., 2005) sind auch die Grünschiefer führenden phyllitischen Glimmerschiefer westlich Schladming zur „Ennstaler Phyllitzone“ gestellt, da derartige Grünschiefer der Hauptmasse des Wölzer Glimmerschieferkomplexes auf Blatt Schladming fremd sind. Dieser Darstellung folgen hier auch die Kärtchen auf Tafel 3.

### **85 Quarzit (Gössenberg)**

Nahe dem Südrand der „Ennstaler Phyllitzone“ ist am Gössenberg ein wenige Meter mächtiger, grauer Quarzit eingelagert.

### **84 Grünschiefer**

Es sind homogene, ebenflächig, straff geschieferte, feinkörnig-schuppige, grano-lepidoblastische Gesteine. Albitblasten als Hauptgemengteil und Chlorit, Epidot und Karbonat als Nebengemengteile bilden in unterschiedlichen Mengenverhältnissen den typischen Mineralbestand. Quarz fehlt selten. Akzessorien: Titanit, Opake (Magnetit), Helleglimmer. Die durch unterschiedliche Mengenanteile der Minerale entwickelten Varietäten sind durch vielfältige Übergänge verbunden, was die flächenhafte Abgrenzung erheblich erschwert.

Im unteren Ennslingbachgraben südöstlich Markt Haus wurde innerhalb eines etwa 20 m mächtigen Grünschiefer-Stoßes eine offensichtlich geschonte Partie, bestehend aus einem Hornblendegarbenschiefer-artigen Quarz-Hornblende-Albit-Fels gefunden. In der feinkörnigen, unregelmäßig, unregelmäßig Quarz-Albit-Grundmasse, die stellenweise mit unregelmäßigen, größeren, rekristallisierten Quarzaggregaten durchsetzt ist, sind straff geregelte, unter dem Mikroskop blaugrün-grün pleochroitische, oft mehr als cm lange Hornblendenadeln mit Einschlüssen von Quarz, Albit, Epidot und Opaken enthalten. Diese Einschlüsse sind im Kern der Hornblende-Nemato-blasten meist entlang der kristallografischen c-Achse angeordnet; vereinzelt lässt die Verteilung der Einschlüsse aber eine von der kristallografischen Richtung der Hornblende abweichende Orientierung erkennen. Neben den Hornblendenadeln sind im Grundgewebe ganz selten größere Albitkörner ohne ausgeprägte Eigen-gestalt enthalten. Brauner Biotit bildet vereinzelt eng mit Hornblende verwachsene Fasern. Der Mineralbestand wird durch geringe Mengen an Magnetit oder Ilmenit, Epidot, unregelmäßig verteiltes, in Flecken und Spalten auftretendes Karbonat so-wie akzessorischen Apatit und Chlorit ergänzt.

### **83 Phyllit, örtlich grafitisch**

Der Phyllit der „Ennstaler Phyllitzone“ ist ein eher homogener, feinkörnig-schup-piger Phyllit mit vorwiegend straff geschieferten, ebenen Schieferungsflächen. Quarz ist meistens vorherrschender Hauptgemengteil. Albit, nicht überall vorhan-den, bildet feinkörnige Blasten; ganz vereinzelt sind die Albite auch gefüllt. Hellglim-mer hat gegenüber grünem Chlorit im Durchschnitt nur wenig mehr Anteile. Neben dem feinschuppigen Anteil sind örtlich auch größere, gequälte, vermutlich ältere, detritäre Schuppen erhalten. In glimmerreicheren Varietäten sind zwischen den relativ jungen Schieferungsblättern ältere Querrichtungen erkennbar. Akzessorien: Epidot, Biotit, Apatit, Turmalin (mit Einschlussringen), Karbonat, Orthit, Opake, run-der Zirkon und Granat. Das Gefüge ist überwiegend grano-lepidoblastisch erneuert. Vereinzelt treten in den „Ennstaler Phylliten“ grafitreiche Lagen auf.

#### *Bildungsmilieu und Alter:*

PRIEWALDER (in PRIEWALDER & SCHUHMACHER, 1976) konnte im Umfeld der Ortschaft Don-nersbach (ÖK Blatt 129) aus 26 Proben von karbonathaltigen, quarzreichen Chloritphylliten, dunklen Kohlenstoffphylliten und schwarzen Kieselschiefern der „Ennstaler Phyllitzone“ Mikrofossilien gewinnen. Die organischen Reste stammen von Chitinozoen, Graptolithen und vereinzelt auch Acritarchen, sie sind wegen der Metamorphose allerdings sehr schlecht erhalten. Die Chitinozoenreste konnten daher nur Formgruppen zugeordnet werden, die eine stratigrafische Einstufung in das Silur wahrscheinlich machen.

Neben dieser Altersaussage erlauben die Fossilreste auf Grund ihrer Zugehörigkeit zum marinen Plankton eine Herleitung der „Ennstaler Phyllite“ von feinkörnigen, terrigenen Mee-resablagerungen.

## **6.5. Grauwackenzone**

(G.W. MANDL & H.P. SCHÖNLAUB)

Die folgende Zusammenstellung baut auf der Darstellung bei MATURE (1987d: 42ff.) auf. Die Gesteine der Grauwackenzone treten im Blattgebiet nur nördlich der Enns auf. Der Mandlingzug teilt die Grauwackenzone in einen nördlichen Anteil im Bereich des Rittissberges und einen südlichen Streifen entlang der Enns; letzterer ist durch eine mächtige quartäre Bedeckung auf weiten Strecken der Beobachtung entzogen. Unter Berücksichtigung des regionalen Gebirgsbaues stammen diese

beiden Teile der Grauwackenzone aus ursprünglich weit auseinander liegenden Bereichen und sind erst durch einen, an der Nordseite des Mandlingzuges verlaufenden Teilstück des „tertiären“ Ennstal-Störungssystems in die heutige Position zueinander gebracht worden. Die Grenze zur „Ennstaler Phyllitzone“ im Süden liegt unter der breiten holozänen Ennstalfüllung. Schieferung und Schichtung fallen generell mittelsteil bis steil nach Norden ein.

Die überwiegend feinklastischen, vermutlich altpaläozoischen Metasedimente haben eine schwache Metamorphose unter Bedingungen der niedrig temperierten Grünschieferfazies erlitten, wobei die Illit-Kristallinität mit einem Kübler-Index (nach KÜBLER, 1967) von 4,1 im Norden (BRANDMAIER, 1983; BRANDMAIER et al., 1985) bis 3,1 im Süden (Analyse SCHRAMM, Juni 1987, pers. schriftl. Mitt.) auf eine allmähliche Zunahme der Metamorphosetemperaturen von Norden nach Süden schließen lässt.

Artlich bestimmbare Fossilfunde zur näheren Eingrenzung des Alters einzelner Gesteinsarten der Grauwackenzone sind aus dem Blattgebiet bislang nicht bekannt.

### **81 Basischer Metavulkanit oder Metapyroklastit, Grünschiefer**

In den basischen Metavulkaniten sind primäre Gefüge und Minerale teilweise sehr gut erhalten geblieben. Sie bilden konkordante, bis zu mehrere Meter mächtige Einlagerungen in den Phylliten. Zusammensetzung und Gefüge variieren von Ort zu Ort.

In der markanten Felsböschung an der Ennstal Straße (B 320) gegenüber der Abzweigung nach Gleiming sind den hier stark zerdrückten Phylliten mehrere Grünschieferstreifen von mehreren Metern Mächtigkeit eingeschaltet. Es herrschen dunkelgrünlichgraue, feinkörnig-schuppige, schiefrige Gesteine vor, die schon makroskopisch durch dünn ausgewalzte, mehrere mm große dunklere und hellere Komponenten als pyroklastische Gesteine zu erkennen sind. Dieser Eindruck von ausgewalzten Gesteins- und Mineralfragmenten wird unter dem Mikroskop bestätigt. Diese Grünschiefer bestehen zu ungefähr 70 Vol.-% aus Chlorit, weiters aus Karbonat, sehr feinkörnigem Plagioklas, Titanit und rotbraunem oder grünem Biotit; akzessorisch: Opake, Epidot. Partienweise sind diese Grünschiefer mit mm-großen Pyritwürfeln durchsetzt. An anderer Stelle dieses Aufschlusses ist ein größerer Bereich mit porphyrischem Gefüge erhalten geblieben. In einer sehr feinkörnigen Grundmasse aus Chlorit, Plagioklas, Titanit, Epidot und Karbonat sind bis mehrere mm große, kataklastisch überformte, porphyrische Einsprenglinge aus zonar gebautem, blassbräunlichem Augit eingebettet.

Im Weißenbachtal steht am Forstweg südlich der Brücke (Kote 781 m) innerhalb von grauen Schiefen und Phylliten ein homogener, massiger, feinkörniger Metabasalt an. In der feinkörnigen Grundmasse aus Plagioklas, Chlorit und Biotit liegen idiomorphe, 1 bis 2 mm lange Albit-Leisten sowie mm-große Skelette oder Lamellenpakete von Ilmenit unregelmäßig und relativ dicht aneinander.

In der Straßenböschung, dort wo ein Felsporn südlich des Gehöftes Rabinger die Straße und den Weißenbach nach Süden abdrängt, steht (in der Karte nicht eingetragen) ein grünlichgrauer, feinkörnig geschieferter Chloritplagioklasfels an, der mehrere Meter mächtig ist. Er besteht fast zur Hälfte aus Albit und zu einem Drittel aus Chlorit. Als Nebengemengteile sind Quarz, Leukoxen, Karbonat und Biotit vorhanden, akzessorisch Opake.

### **80 Quarzit**

Im Verband mit den phyllitischen Gesteinen der Brandenzzone (78) kommen am Glutserberg wiederholt geringmächtige Einschaltungen von hellgrauen quarziti-

schen Gesteinen mit reichlicher Pyritführung vor. Sie halten jedoch im Streichen nicht über größere Entfernungen an, so dass sie als Leithorizonte ungeeignet erscheinen.

### **79 Schwarzschiefer, Lydit, Kieselschiefer (Silur)**

50 bis 80 m mächtige Schwarzphyllite mit Lyditführung sind den Schiefen und Phylliten der Grauwackenzone am Glutserberg eingeschaltet, wobei diese Schwarzphyllithorizonte immer im Liegenden der Brandenschiefer auftreten und mit diesen intensiv verfalltet sind (z.B. bei der Abzweigung der Straße in Richtung Ochsenalm). Neben den dominierenden schwarzen Kieselschiefen kommen gelegentlich auch helle kieselige Schiefer vor. Nordöstlich des Gehöftes Irxner sind den erwähnten Schwarzphylliten bis zu 2 m mächtige, sehr harte, splittrig brechende, dünnbändrige grafitreiche Lydite eingeschaltet, die bisher zwar keine Fossilien geliefert haben, nach ihrem Erscheinungsbild und ihrer stratigrafischen Stellung aber ein Silur-Alter vermuten lassen.

### **78 Grauer Schiefer, Phyllit**

#### **82 Brandenzone (Phyllit mit Kiesimprägation)**

Das Gefüge der feinblättrigen, **grauen Schiefer** im Bereich südlich des Mandlingzuges ist feinkörnig-schuppig, teils granoblastisch erneuert, teils sind die detritären Klasten noch erhalten. Hauptgemengteile sind feinkörniger Quarz und Plagioklas, vermutlich Albit. Einzelne Plagioklaskörner sind grafitisch pigmentiert oder gefüllt und können als detritäre Klasten aufgefasst werden. Örtliche Anreicherungen von mehrere Millimeter großen Pyriten gehen mit dunklerer Farbe, vermutlich durch höhere C-Gehalte des Gesteins einher. Die Regelung ist straff und bewirkt ebene, feingerunzelte Schieferungsflächen. Als Nebengemengteile sind Hellglimmer, Chlorit, örtlich auch eine wenig Biotit enthalten. Akzessorien: Orthit bzw. orthitischer Epidot, Turmalin, runder Zirkon, Rutil, Opake, Grafit, Apatit.

Die nördliche Einheit im Bereich Rittissberg bildet die Fortsetzung der Wildschöner Schieferformation mit Serizitphylliten, seltener Sandsteinen und Subgrauwacken. Dieser Formation sind neben Schwarzphylliten und Lyditen in einer Wechselfolge von dunkelgrünen und hellgrünen Serizitphylliten mehrmals **Brandenzonen** (20 m bis 50 m mächtig) eingeschaltet. Nordwestlich des Gehöftes Irxner enthalten diese Brandenzonen eine reiche sulfidische Buntmetallvererzung, die ehemals abgebaut wurde.

### **77 Bänderkalkmarmor (grau, silikatisch verunreinigt; Silur-Devon), örtlich (Pichl) mit grobkristallinem Dolomit**

Größere Vorkommen von Karbonatgesteinen der Grauwackenzone sind im Blattgebiet nur zwischen Gleiming und Pichl sowie nördlich von Birnberg bekannt. Diese Körper sind bei Neuhäusel bis ungefähr 30 m mächtig. Es handelt sich um überwiegend feinkristalline bis dichte, graue Kalkmarmore, die häufig im Verband mit Grüngesteinen auftreten. Im unmittelbaren Kontakt mit Grüngesteinen stellen sich auch hellere oder rosa Farbtöne und eine dezente Bänderung und Bankung ein. Der durchschnittliche Silikatanteil ist relativ hoch. Die erste, vorläufige Beurteilung eines Conodonten-Präparates durch SCHÖNLAUB lässt auf altpaläozoisches Alter schließen. Gemeinsam mit diesen Kalkmarmoren treten im Bereich Pichl auch grobkristalline, massige, hellgraue und rostbraun anwitternde Dolomifelspartien auf.

## 6.6. Nördliche Kalkalpen

(G.W. MANDL)

Die Sedimentgesteine der Nördlichen Kalkalpen entstanden aus evaporitischen und terrigenen, vor allem aber aus biogenen/karbonatischen Sedimenten, die sich ab dem späten Perm bis ins beginnende Paläogen auf allmählich absinkendem Untergrund in einem Schelfmeer ablagerten. Bis in den frühen Jura vermittelte dieser Schelf vom Großkontinent Pangäa zum tiefmarinen Bereich des Tethys-Ozeans. Ein entsprechender Faziesgradient ist in den Sedimenten erkennbar: in Kontinentnähe dominieren die Flachwasserkarbonate (Wettersteinkalk/-dolomit, Hauptdolomit, Dachsteinkalk) mit kurzzeitigen Unterbrechungen durch terrigenen Eintrag vom Festland, während Richtung Ozean Ablagerungen des tieferen Wassers („Hallstätter Fazies“) anschließen, wobei der feine Kalkschlamm hauptsächlich ausgespültes Material der Seichtwasserplattformen darstellen dürfte. Die Sedimentationsgeschichte dieses Zeitabschnittes ist in den kalkalpinen Gesteinen auf Kartenblatt Schladming überliefert.

Mit dem plattentektonischen Zerfall Pangäas im Laufe des Jura wurde aber dieser Schelfbereich durch den entstehenden Penninischen Ozean von Pangäa abgetrennt und sank zu einem Tiefschelf mit stark reduzierter karbonatisch-kieseliger Sedimentation ab. Die weitere Entwicklung ist durch ein Wechselspiel aus tektonischen Bewegungen und Sedimentablagerung gekennzeichnet und mündet schließlich im Deckenbau der Kalkalpen – siehe Kapitel 5.1 der Entwicklungsgeschichte. Aus diesem Zeitabschnitt sind nur kurze Ausschnitte durch die Plassenkalk-Schollen und die begleitenden Gesteine der Gosau-Gruppe vertreten.

Die Frühphase der Landschaftsentwicklung des entstehenden Gebirges ist schließlich an den Ablagerungen des „Tertiärs“ ablesbar.

Durch die alpidische Deckentektonik wurden die ursprünglichen Lagerungsverhältnisse der kalkalpinen Gesteine in mehreren Schritten grundlegend verändert. Heute bildet die Dachstein-Decke das tektonisch oberste Stockwerk. Sie beinhaltet auch von allen kalkalpinen tektonischen Einheiten des Kartenblattes die vollständigste Schichtfolge und umfasst die gesamte Trias – siehe dazu Tafel 2. Alle weiteren tektonisch begrenzten Einheiten beinhalten nur kurze Ausschnitte der Schichtfolge. Ihre Zuordnung zu den kalkalpinen Deckensystemen wird im Kapitel 4, Geologischer Bau, näher besprochen.

### Mandlingzug

#### 76 Dolomit des Knallbachtals (?Trias oder ?Paläozoikum)

Östlich des Rössingberges streicht ein Dolomitzug quer durch den Knallbachgraben und bildet dort eine kleine Wandstufe. Das Gestein ist massig bis gebankt, hellgrau, z.T. schlierig oder lagig gelblich durchzogen, mit unregelmäßig verteilten kleinen dunklen Flecken (? Komponenten). Es unterscheidet sich deutlich vom Normaltypus des Ramsadolomites des angrenzenden Mandlingzuges. Die ursprüngliche Mikrofazies ist durch die Durchbewegung und Rekristallisation völlig verwischt. Der Dolomitstreifen ist tektonisch begrenzt und sowohl vom überlagernden Gutensteiner Dolomit als auch von den unterlagernden paläozoischen Phylliten durch einen mehr oder minder breiten Streifen Werfener Schichten getrennt.

*Alter:*

Mikropaläontologische Untersuchungen (Lösproben und Dünnschliffe) blieben bisher erfolglos. Eine ursprüngliche Zugehörigkeit zu Gesteinen des Mandlingzuges oder zur Grauwackenzone ist derzeit nicht entscheidbar.

## **75 Werfener Schiefer** (quarzitisch; „Skyth“)

Teilweise quarzitischen Habitus besitzen die Werfener Schichten des Mandlingzuges, wie bereits bei TRAUTH (1925), GANSS et al. (1954) und zuletzt bei HIRSCHBERG (1965) dargestellt und beschrieben worden war. Die Quarzite sind hellgrau bis grünlich, dünnbankig mit tonig-schiefrigen Zwischenlagen. Anders als in der Werfener Schuppenzone sind die Quarzite nicht auf einen stratigrafisch tieferen Anteil der Werfener Schichten beschränkt, sondern reichen bis an den auflagernden Gutensteiner Dolomit heran; dies könnte allerdings auch tektonisch bedingt sein.

Aufschlüsse der Liegend- und Hangendgrenzen wurden bisher nicht gefunden. Gegen Westen verringert sich aber die Mächtigkeit der Werfener Schichten, bis ab dem Rössingbachtal die Grauwackenschiefer unmittelbar an den Dolomit des Mandlingzuges heranreichen. Der Kontakt der Trias des Mandlingzuges zur Grauwackenzone muss also zumindest tektonisch überprägt sein und wurde daher als Überschiebungsfäche dargestellt. Die Frage nach einem rein tektonischen oder ursprünglich doch stratigrafischen Kontakt der Mandlingzug-Basis zur Grauwackenzone kann am Kartenblatt Schladming nicht entschieden werden. Erst weiter im Osten, im Umfeld von Gröbming, vermittelt punktuell eine Basisbrekzie zwischen Grauwacken-Schiefern und Werfener Schichten und deutet einen primär transgressiven Verband an – vgl. MANDL (2001: Geologische Karte). Diese Brekzie führt im Gegensatz zu den siliziklastischen Komponenten der mutmaßlich zeitgleichen Brekzie der Werfener Schuppenzone auch graue, kalkige Komponenten in einer rotviolett-ten, schiefrigen Matrix; das Gestein ist häufig tektonisch ausgewalzt.

*Bildungsmilieu und Alter:*

Siehe bei **65** Werfener Quarzit und **55** Werfener Schiefer.

## **73 Gutensteiner Dolomit** (Anisium)

### **74 heller Dolomit** darin

Ein Bild von der lückenhaften Verbreitung der Gutensteiner Schichten an der Basis des Mandlingzuges gibt nach der ersten Darstellung bei TRAUTH (1925) die monografische Darstellung bei HIRSCHBERG (1965), der auch die Lithologie detaillierter beschreibt. „Dunkelblaue“ bis graue, kalzitdurchäderte Kalke und Dolomite, oft stark zerrüttet, in massig klotziger bis gut gebankter Ausbildung mit dunklen tonigen Schichtbelägen sind das typische Erscheinungsbild.

Schwarze Knollenkalke (z.B. wie an der Stoderstraße) leiten zur pelagischen Mitteltrias über, wie das Profil an der Aichberg-Westseite zeigt, siehe MANDL (1987b: Abb. 17/2). Sie wurden auch wegen des dort zwischengeschalteten hellen „Steinalmdolomites“ und wegen ihrer pelagischen Fauna zu den Reiflinger Schichten im weiteren Sinne gestellt.

Dunkle Dolomite, Kalke und begleitende schwarze oder sandige braune Mergel, die infolge ihrer relativ hohen Position innerhalb des Ramsaudolomites als tektonisch eingeschleppt betrachtet werden (HIRSCHBERG, 1965: 22, 42, 44), könnten eventuell auch dem karnischen Raibler-Niveau zuzuordnen sein. Entsprechende Fossilbelege konnten aber bislang nicht erbracht werden.

*Bildungsmilieu:*

Die Feinschichtung (? Algenlaminiten) und Brekzien (? Aufarbeitung im Gezeitenbereich) können als Hinweis auf seicht marine Ablagerungsbedingungen gewertet werden; im Dünn- und Schluff vereinzelt sichtbare, winzige Gipskristallaggregate weisen auf zeitweilig hypersalinare Milieus hin. Die hellen Dolomitpartien werden als dolomitisierte Äquivalente des Steinalkalkes angesehen.

*Alter:*

Zur Diskussion des Altersumfanges siehe **53** Gutensteiner Dolomit der Dachstein-Decke.

## **72 Reiflinger Kalk s.l.** (gebankter Hornsteinkalk, lokal dolomitisiert; oberes Anisium–Langobardium)

Eine erste Beschreibung eines Ausschnittes dieses Schichtkomplexes gab HIRSCHBERG (1965) unter der Bezeichnung „Plattenkalk der Mitteltrias“ von der Stoderzinkenstraße. Er betrachtete die hellen, z.T. bunten Kalke mit grünen Tonlagen als Spielart des Gutensteiner Kalkes.

Diese Serie konnte über die gesamte Breite des Kartenblattes Schladming zumindest in Spuren verfolgt werden. Eine detailliertere lithologische Abfolge zeigt das Profil Aichberg – siehe MANDL (1987b: Abb. 17/2). Die Liegendgrenze ist nicht unmittelbar aufgeschlossen. Im Schutt dominieren knollige graue Dolomite und schwarze Kalke. Die folgenden schwarzen, Hornstein führenden Knollenkalke dürften den oberanischen Anteil darstellen, da im Conodontenspektrum trotz reicher Faunen *Gladigondolella tethydis* fehlt. Im unteren Ladinium folgen hellgraue Bankkalke mit bunten Hornsteinen und schließlich bunte Knollenflaserkalke. Hell rosa, gelbliche oder bräunliche Kalkknollen in rotbrauner toniger Matrix prägen das Bild. Die Abfolge gemahnt etwas an die Folge von „Grauviolettem Bankkalk“ und „Rotem Knollenflaserkalk“ im zentralen Hallstätter Faziesraum. Die Flaserkalke werden von einem Gesteinspaket abgelöst, das hier als Kalk-Tuffit-Wechselfolge bezeichnet wird. Charakteristisch für diesen Profilabschnitt sind dm-dicke, ebenflächige, intensiv grün gefärbte, verkieselte Bänke sowie auch plastisch weiche, grüne tonige Lagen zwischen den grauen Hornsteinkalken. Ein geochemischer Nachweis des vulkanogenen Ursprunges fehlt bislang, die Bezeichnung Tuffit erfolgte vorläufig in Anlehnung an vergleichbare Einschaltungen in anderen kalkalpinen Mitteltriasprofilen. Hangend folgen graue Hornsteinkalke vom Typus der Reiflinger Schichten.

Diese Abfolge war in den 1980er Jahren durch den Forststraßenneubau gut aufgeschlossen; in der Zwischenzeit ist die Straßenböschung teilweise verrutscht und von Vegetation bedeckt.

Ein Übergang in den Ramsaudolomit ist weiter im Westen, nahe dem Gasthof Burgstaller aufgeschlossen. Über wellig-knolligen, mittel- bis dunkelgrauen Dolomitbänken ohne Hornstein, aber mit grünen „Tuffitbelägen“, folgt eine etwa 1 m mächtige Wechselfolge von 5–15 cm dicken, grauen Dolomitbänken und mehrere cm starken, grünlichen bis orangebraunen feinkörnigen Dolomitlagen. Einige Meter eines tonig rot durchäderten Dolomits leiten dann zum typischen Ramsaudolomit über. Einschüttungen von Seichtwasserdetritus im Hangendabschnitt der Hornsteinkalke waren bisher nicht zu erkennen, der Fazieswechsel erfolgt offenbar recht rasch, sofern nicht Teile der Abfolge tektonisch bedingt fehlen.

Stark dolomitisiert und dadurch nahezu unkenntlich ist das bisher westlichste Vorkommen der Reiflinger Kalke des Mandlingzuges an der Böschung der Ennstal Straße (B 320) südöstlich Mandling.

*Bildungsmilieu:*

Kalkige Ablagerung des tieferen Wassers mit entsprechenden Mikrofossilien (Radiolarien, Conodonten).

*Alter:*

Nach dem Aussetzen von *Paragondolella trammeri* in den hangendsten Proben und dem erst nach weiteren 10–15 m zu erwartenden Übergang in den Ramsaudolomit zu schließen, dürfte die pelagische Fazies die Wende Langobardium 2/3 deutlich überschreiten, siehe MANDL (1987b: Abb. 17/2). Das verstärkte laterale Wachstum der Ramsau-(Wetterstein-)Kar-

bonatplattform setzte somit nahe der Ladinium/Karnium-Grenze ein, gut vergleichbar mit der Situation in der Dachstein-Decke.

## **71 Ramsaudolomit** (weißer Dolomitmylonit, lokal Riffdolomit; Ladinium-Karnium)

Der Dolomit des Mandlingzuges wurde seit TRAUTH (1925) als Ramsaudolomit angesprochen, wobei gemäß der Begriffsprägung bei BÖSE (1895) auch Anteile über dem Raibler Niveau enthalten sind – siehe Diskussion der Nomenklatur bei SUMMESBERGER (1966). Die durch ihre leuchtend weiße Farbe auffälligen Aufschlüsse des sonst bewaldeten Mandlingzuges zeigen einen tektonisch intensiv zertrümmerten, weißen Dolomitekataklastit, der nach erneuter Verfestigung durch meist kalkiges Bindemittel nochmals zerbrochen wurde und von spiegelnden Harnischflächen durchzogen ist. (In der Kartenlegende wurde dafür fälschlicherweise der Begriff Mylonit verwendet, ein Begriff, der einer Bildung in duktilen Scherzonen bei Temperaturen über 350° C vorbehalten ist).

Lokal sind auch dunklere Partien erkennbar; eisenreiche tonige Kluffüllungen bewirken in manchen Aufschlüssen leuchtend rote Verwitterungsfarben. Primäre Sedimentstrukturen gingen im Zuge der Dolomitisierung weitgehend verloren, vereinzelte noch erkennbare Reliktgefüge auf der Aichberg-Südseite zeigen grobe „Riffbrekzien“ mit Gerüstbildnerdetritus.

Westlich des Mandlingpasses ist der helle Dolomit im Hangenden des Carditaooliths ebenfalls als Ramsaudolomit dargestellt. Konsequenterweise müsste er – so wie der Dolomit im Hangenden der Halobienschiefer beim Stoderbrünnl – als Waxeneckdolomit bezeichnet werden. Er wird am Kartenblatt 126 Radstadt von Dachsteinkalk („Zaimkalk“) mit Megalodonten und Dasycladaceen überlagert – vgl. PIROS et al. (1997).

### *Bildungsmilieu:*

Aufgrund seiner sekundären Entstehung aus Wettersteinkalk, siehe (49).

### *Alter:*

Die Altersangabe kann nur indirekt durch die unter- und überlagernden Gesteine abgeschätzt werden. Entsprechend dem allmählichen Vorwachsen der Riffe über ihre Schutthalten wandert auch das zeitliche Einsetzen des Riffkalkes durch das (obere) Ladinium bis ins untere Karnium. Der zeitliche Umfang entspricht weitgehend jenem des Wettersteinkalkes der Dachstein-Decke. Ein oberkarnisches Alter dürfte jener Dolomit besitzen, der knapp am westlichen Blattrand über dem Carditaoolith folgt und den Gipfel des Scheiblingpalfen aufbaut.

## **70 Halobienschiefer** (Stoderbrünnl; Julium)

Eine deutlich terrigene Karnium-Entwicklung setzt südlich des Stoderzinken beim Stoderbrünnl ein und gewinnt gegen Osten (ÖK 128 Gröbming) rasch an Mächtigkeit. Schwarze Schiefertone, Hornsteinkalke und mächtige dunkle sedimentäre Kalkbrekzien mit Biogendetritus bauen die Serie auf. Die Abfolge ist zwar ziemlich verrutscht, tektonisch verquetscht und rekristallisiert, erinnert aber dennoch deutlich an die Plattformrand-Fazies des Leckkogels (Dachstein-Decke, Gosaukamm). Eine fazielle West-Ost-Differentiation innerhalb des Karnium des Mandlingzuges wird damit erkennbar – siehe auch MANDL et al. (1987: Abb. 8/3).

Der Lunzer Sandstein am NW-Fuß des Kulmberges (GANSS et al., 1954: 35, 43 und Karte) konnte nicht verifiziert werden, hier wurde nur Moränenstreu über paläozoischen Phylliten angetroffen.

#### *Bildungsmilieu:*

Während eine generelle Meeresspiegel-Absenkung zu einem Absterben der Wettersteinkalk-Riffe führte, könnte ein verstärkter Nährstoffeintrag vom Hinterland zu einer Planktonblüte und einer dadurch verursachten Sauerstoffzehrung in den verbliebenen Beckenbereichen geführt haben. Die Ablagerung der tonigen bis siltigen Reingrabener Schiefer fand in diesen Becken unter zunehmend anoxischen (sauerstofffreien) Bedingungen statt.

#### *Alter:*

Das tonig-siliziklastische Intervall stellt in der kalkalpinen Schichtfolge einen lithologischen Leithorizont dar, der biostratigrafisch ins höhere Julium gestellt wird.

### **69 Carditaoolith** (dunkler, oolithischer Dolomit; Julium)

In den Ramsaudolomit-Schrofen westlich des Mandlingpasses (Ennstal-Durchbruch) ist bei günstiger Beleuchtung das Durchstreichen einer dunkleren Zone (wenige 10er-Meter mächtig) erkennbar. Ein kleiner Murenabgang während eines Gewitters förderte im August 1986 Blockwerk aus diesem Wandabschnitt zu Tale und erlaubte eine erste Beprobung. Das dunkle Band besteht aus dunkelgrauem, dickbankigem Dolomit mit (onkoidisch-)oolithischen Lagen. Crinoidendetritus, diverse Schalenbruchstücke, selten fragliche Solenoporaceen-Fragmente sowie Karbonat-Lithoklasten bilden die Kerne, die von Mikritrinden überzogen sind. Die Komponenten sind überwiegend etwa 1 mm groß, sehr selten bis max. 4 mm, dichtgepackt und spartisch zementiert. Kleine, tonig-limonitische Zwickelfüllungen verursachen eine löchrige, gelb anwitternde Gesteinsoberfläche. Diese Einschaltung wird hier als Äquivalent des karnischen Carditaoolithes interpretiert.

#### *Bildungsmilieu:*

Ooide sind charakteristische Bildungen in seichten Lagunen, die Echinodermenreste weisen auf normalen Salzgehalt des Meerwassers hin.

#### *Alter:*

Die Einstufung erfolgt nach der lithostratigrafischen Position. Der Carditaoolith begleitet oder ersetzt in den Kalkalpen die tonig-siliziklastischen Gesteine des höheren Julium, insbesondere über den dolomitisierten Lagunenbereichen der Wetterstein-Karbonatplattformen.

### **68 Waxeneckdolomit** (oberes Karnium) mit Spaltenfüllungen aus Hallstätterkalk (oberes Karnium)

Entlang der Stoderzinkenstraße, im Raum zwischen Stoderbrünnl und „Verlobungskreuz“ ist der Waxeneckkalk stark dolomitiert, zertrümmert und von zahlreichen roten Adern durchschwärmt, die sich trotz des indifferenten rekrystallisierten Aussehens durch ihren Conodontenreichtum als Spaltenfüllungen von Hallstätter Kalken zu erkennen geben. Die hellbunten Kalke im Wald nördlich der Schützen-schluf-Kehre dürften bereits das Hangende des Waxeneckdolomits darstellen. Sie enthalten jedoch gleichfalls noch ein Faunenspektrum aus dem obersten Karnium, genauso wie Lesesteine von grauen mikritischen Dolomiten.

Auch die Hallstätter Kalke zeichnen eine West-Ost-Faziesdifferentiation im Mandlingzug nach: im Westen karnischer Waxeneckdolomit und norischer Dachsteinkalk, im Osten Waxeneckkalk/-dolomit mit Spaltenfüllungen und Auflagerung von oberkarnischen (und ? norischen) Hallstätter Kalken.

Anmerkung zur Begriffsfassung: Für (ober-) karnische Flachwasserkalke in den Kalkalpen hatte sich Anfang der 1970er Jahre der aus den Karpaten stammende Begriff „Tisovec-Kalk“ als zweckmäßig etabliert – vgl. LEIN & ZAPPE (1971); TOLLMANN

(1972). Nach einer Neubearbeitung der Typlokalität konnte deren ausschließlich norisches Alter mit Ammoniten und Conodonten erkannt, und das Gestein als Dachsteinriffkalk identifiziert werden. Für die tatsächlich oberkarnischen Flachwasserkalke wurde als neuer Terminus „Waxeneckkalk“ nach einer Lokalität in den Mürtzaler Kalkalpen eingeführt – KRYSZYN et al. (1990: 136).

*Bildungsmilieu:*

Seichtmarine Lagune mit Kalkschlamm, gebildet aus den zerfallenen Überresten von kalkigen Grünalgen und diversen Molluskenschalen.

*Alter:*

Eine Einstufung kann nur indirekt aus dem Alter der unterlagernden Halobienschiefer und aus der Conodontenfauna der pelagischen Spaltenfüllungen beim Stoderbrünnl abgeschätzt werden. In letzteren treten in allen bisherigen Proben *Gondolella polygnathiformis* und *Gondolella nodosa* auf und belegen Tuvalium 3. Die hangend folgenden Gesteine sind tektonisch/erosiv bedingt nicht erhalten bzw. durch rezente Schuttfächer der angrenzenden Dachstein-Decke verdeckt. Unternorische Ammoniten sollen laut LEIN (1976: 219) von dieser Lokalität bekannt, aber in Verlust geraten sein. Ein Weiterlaufen der Hallstätter Sedimentation bis ins Norium ist dadurch angedeutet.

## Werfener Schuppenzone

### 67 Basisbrekzie (Perm)

Die grobklastische Basis wird von einer Metabrekzie mit mm bis etwa 10 cm großen Komponenten gebildet, die aus dem Materialangebot der unterlagernden Grauwackenzone abgeleitet werden können. In einer (dunkel-)grauen feinkörnigen klastischen Matrix liegen vorherrschend Komponenten aus dunklen Phylliten, Chlorit-Serizit-Phylliten oder hellgrünen Serizitschiefern und Serizitquarziten; mehr oder weniger kantige, weiße, rosa oder violette Quarze treten seltener auf.

Das Gestein ist häufig tektonisch ausgewalzt. Eine sedimentäre Schichtung kann durch die Einregelung der flachen Komponenten und lagenweise wechselnde Korngrößen angedeutet sein. Am Schildlehang sind nordöstlich Kote 1.414 m mehrere, etwa 1 m lange und 5 cm mächtige Hämatitlinsen darin eingeschaltet.

Die Mächtigkeit der Basisbrekzie schwankt zwischen wenigen Metern bis zu einigen 10er Metern im Bereich der Dachsteinstraße. Die Liegendgrenze zur Grauwackenzone ist relativ deutlich, im Hangenden ist der Übergang zur feinklastischen „Phyllitserie“ fließend.

*Bildungsmilieu:*

Lokale Siltbildung auf einem erosiv mehr oder minder eingeebneten, variszisch gebildeten Festland. Die fehlende Rundung und der phyllitische Gesteinsbestand der Komponenten lassen keine großen Transportweiten erwarten.

*Alter:*

Die Einstufung in das Perm erfolgt aufgrund bislang fehlender Fossilfunde nur nach der Position im Schichtstapel. Ein Hinabreichen in das Oberkarbon analog zum Gainfeldkonglomerat im Raum Dienten-Bischofshofen (MOSTLER, 1972) kann nicht ausgeschlossen werden.

### 66 „Phyllitserie“; Karbonatquarzitlagen darin (Perm)

Die Phyllitserie besteht aus einer Wechselfolge von dunkelgrauen, teilweise phyllitischen Siltsteinen und dunkelgrauen oder grünen, massigen, gebankten oder gebänderten (Serizit-) Quarziten. Die weicheren und dunklen Anteile herrschen vor.

Relativ grobkörnige, löchrig bräunlich verwitternde, karbonathaltige Quarzitlagen bilden geringmächtige Einschaltungen im Liegendabschnitt.

Die Phyllitserie nimmt im Profil Schildlehen (Dachsteinstraße) etwa 70 m ein, dem Kartenbild nach sind durchaus auch deutlich größere Mächtigkeiten zu erwarten.

*Bildungsmilieu:*

Die allmähliche Entwicklung aus der unterlagernden Brekzie deutet einen langsamen Milieuwechsel zu aquatischen (? marinen) Ablagerungsbedingungen an (verstärkte Umlagerung und Zerkleinerung, gelegentlicher Karbonatgehalt).

*Alter:*

Aufgrund fehlender Fossilfunde kann nur die Position im Schichtstapel als Anhaltspunkt zur Abschätzung des Alters dienen.

## 65 Werfener Quarzit (?Perm-„Skyth“)

TOLLMANN (1976a) nennt die Quarzite des Dachsteingebietes als Beispiel für **Werfener Quarzit** und vergleicht sie mit den Pleschbergquarziten bei Admont. Typisch ist die überwiegend hellgraue oder hellgrüne Färbung der massigen oder dickbankigen Quarzite. Bevorzugt im Liegendabschnitt treten auch dunkelgraue Typen als Übergang zur Phyllitserie auf. Die Quarzite sind meist feinkörnig und enthalten oft feinen Feldspatgrus. Bei günstigen Aufschlussverhältnissen ist manchmal Kreuzschichtung erkennbar. Trotz der Metamorphose (Chloritoidbildung im Liegendabschnitt) kann in den hangendsten Zehnermetern die primäre rote Farbe lokal noch erhalten sein.

Die Mächtigkeit beträgt im Schildlehen-Profil etwa 300 m und schwillt gegen Westen hin noch weiter an. Nach Osten keilt die Serie jedoch rasch (vermutlich tektonisch bedingt) völlig aus. Aus der Gesamtsituation sind tektonische Komplikationen in den siliziklastischen Abfolgen auf der Dachstein-Südseite wahrscheinlich, sodass die Lagerungsbeziehungen nur wenig Aussagekraft für die Alterseinstufung und damit für die ursprüngliche Abfolge besitzen. Gesichert scheint nur die durch Übergänge verbundene, sedimentäre Auflage auf der Phyllitserie und Basisbrekzie.

*Bildungsmilieu:*

Der Vergleich mit dem Buntsandstein lässt ein ähnliches Bildungsmilieu von sandigen Flussebenen bis flachmarinen Küstenebenen vermuten. KÜMEL (in GANSS et al., 1954: 32) erwähnt eine berippte Muschel im Hangenteil des Quarzites, nahe der Brandalm/Austriahütte.

*Alter:*

TOLLMANN (1976a) stellt die Hauptmasse der Quarzite aufgrund überregionaler Vergleiche als Äquivalente des Buntsandsteines in die Untertrias („Skyth“). Im Gegensatz dazu steht die Auffassung eines mittelpermischen Alters bei ERKAN (1977a, b), welches wegen möglicher tektonischer Komplikationen im betreffenden Profil im Karlgraben (Dachstein-Südseite, unterhalb Burgleiten) aber nicht zwingend ist.

## 63 Gips-/Ton-/Sandsteinfolge (Perm)

Die bunte **Sandstein-/Tonsteinserie** folgt im Raum Durchat-Brandriedel/Karlgraben über den hellen Werfener Quarziten und unterscheidet sich von den typischen Werfener Schichten durch ihren eher kompakteren, vor allem aber einförmig fossilieeren Habitus und die im Hangendabschnitt scheinbar konkordant auflagernden Gipslager. Eine detaillierte Profildarstellung gibt ERKAN (1977a, b).

*Bildungsmilieu:*

Vermutlich ähnlich wie bei dem zuvor genannten Quarzit.

*Alter:*

Da die zwei Gipseinschaltungen eindeutig permisches Alter besitzen (siehe unten), ist eine stratigrafische Zusammengehörigkeit mit der Sand-/Tonsteinserie fraglich. Vermutlich besitzt die Hauptmasse der Siliziklastika untertriassisches Alter und ist durch eine bislang im Gelände nicht fassbare Deckenbahn vom Gips führenden, permischen Hangendabschnitt abzutrennen.

## **64 Gipslage darin, „Haselgebirge“**

Auf der Dachstein-Südseite treten in der bunten Sand-/Tonstein-Wechselfolge Gipslagen auf, die Äquivalente des Haselgebirges darstellen müssen.

Einen großen Aufschluss davon bietet der Erosionskessel des Karlgrabens zwischen Brandriedel und Burgleiten. Rotbraunen Sand-, Silt- und Tonsteinen sind in diesem Aufschluss zwei mächtige Gipslager zwischengeschaltet. Die dm-gebankten Sandsteine weisen Hellglimmerbeläge auf und können von hämatiterfüllten Haarrissen und cm-dünnen Ankeritklüften durchzogen sein. Im Kontaktbereich zu den Gipsbänken schlägt die Farbe jeweils zu Grün um.

Im Unterlauf des westlichen Seitengrabens sowie im Bereich des oberen Gipslagers nimmt die Abfolge den brekziösen Habitus des alpinen Haselgebirges an: grüne Brekzien mit Ton- und Sandsteinkomponenten, dunklen Dolomitbruchstücken sowie mit Komponenten aus buntem Gips. Gips tritt aber auch in Lagen und Klüften auf. Insgesamt ist eine noch weitgehend geordnete, geschichtete Abfolge erhalten. Die Mächtigkeit der Gesamtabfolge beträgt bis zu 220 m, wobei auf die beiden Gipslager jeweils 60–70 m entfallen.

*Bildungsmilieu:*

Flachmarine Senken; erhöhte Salzkonzentration infolge starker Verdunstung unter aridem Klima führt zur Ausfällung von Gips.

*Alter:*

Die von ERKAN (1977a, b) erwähnten Brekzienkomponenten aus basischen Vulkaniten („Melaphyr“) unterstreichen die Ähnlichkeit mit dem alpinen Haselgebirge. Den sicheren Nachweis des permischen Alters lieferte aber erst die Schwefelisotopen-Untersuchung durch SPÖTL & PAK (1996). Vermutlich sind hier auch Werfener Schichten mit auflagerndem Haselgebirge tektonisch verschuppt.

## **Scholle der Weißen Kögel**

**62 Steinalmdolomit** (Anisium),

**61 Steinalmkalk** (Anisium),

**60 Reiflinger Kalk** (?Anisium–Ladinium)

Die Dachsteinkarte von GANSS et al. (1954) verzeichnet im Bereich der Weißen Kögel (Wandstufe nördlich Rössinger) über Ramsaudolomit Dachsteinkalk und auflagernde Jurahornsteinkalke. Wegen der Verknüpfung mit diesem „Jura“ war im „Dachsteinkalk“ Plassenkalk zu vermuten, in Analogie zu den westlich einsetzenden Jura-/Kreideschollen in ähnlicher Position. Dünnschliffe zeigten wenig Signifikantes und gaben weder für Trias noch für Jura eindeutige Hinweise (H.L. HOLZER, pers. Mitt.).

Zwei kleine, daraufhin aufgelöste Handstücke des Hornsteinkalks enthielten überraschenderweise Conodonten, welche für eine Alterseinstufung älter als das terrigene Karnium-Niveau sprechen; das Gestein ist somit zum Reiflinger Kalk zu stellen. In dem unterlagernden hellen Kalk und Dolomit wird daher mangels anderslautender biostratigrafischer oder mikrofazieller Befunde Steinalmkalk/-dolomit vermutet.

Auffällig ist auch die geringe metamorphe Veränderung der Conodonten, verglichen etwa mit jenen aus dem Mandlingzug oder auch aus den benachbarten Mitteltriasabfolgen der Dachstein-Decke. Eine tektonische Eigenständigkeit dieser Scholle, z.B. als Äquivalent des Rettensteins/Filzmoos, erscheint möglich. In diesem Fall könnte auch das Gips führende Haselgebirge sowie die Oberjura- und Gosaugesteine unter den Dachstein-Südwänden zu diesem tektonischen Element gehören – wie im Profilschnitt 1 auf Tafel 4 angedeutet.

*Bildungsmilieu:*

Siehe bei **52** Steinalmkalk und **72** Reiflinger Kalk.

*Alter:*

Robuste Astform-Conodonten des tethydis-Multielementes und ein vollständiges Exemplar von *Gladigondolella tethydis* geben für den Hornsteinkalk Hinweis auf Mitteltrias oder unteres Karnium.

## Raucheck-Schuppe

### 59 Gutensteiner Dolomit (Anisium)

Deutlich mächtiger als die etwa 50 m an der Basis der Dachstein-Decke ist der Gutensteiner Dolomit des Raucheck-Marstein-Zuges. Gebankter grauer bis schwarzer Dolomit geht zum Hangenden in eher massigen, schwarzen Dolomit über. Die Grenze zum überlagernden Ramsadolomit bildet ein gelblich anwitterndes Band dunkler, erneut gebankter Dolomite.

*Bildungsmilieu:*

Die Feinschichtung (? Algenlaminite) und Brekzien (? Aufarbeitung im Gezeitenbereich) können als Hinweis auf seicht marine Ablagerungsbedingungen gewertet werden.

*Alter:*

Aus der Lage im Schichtstapel ist untere Mitteltrias abzuleiten. Sichere biostratigrafische Daten konnten aus diesem Gestein bislang nicht gewonnen werden. Im Dünnschliff erkennbare fragmentarische Querschnitte von Foraminiferen könnten *Meandrospira* zugeordnet werden, was zum mutmaßlich anisischen Alter passen würde.

### 58 Ramsadolomit (?Anisium–?unteres Karnium)

Der massig erscheinende, hellgraue Dolomit ist völlig rekristallisiert und zeigt daher keine primären Sedimentgefüge mehr. Nur in einem Rollstück waren undeutlich lagige Internstrukturen erkennbar, die im Dünnschliff als Fenstergefüge vom Typ „birdseyes“ interpretiert werden können, was für eine z.T. intertidale Seichtwasserbildung spricht.

*Bildungsmilieu:*

Flachwasserbildung vom Typus Steinalm- bzw. Wettersteinkalk, sekundär dolomitisiert.

*Alter:*

Aus der Lage zwischen Gutensteiner Dolomit und „Buntdolomit“ am Raueck ist Anisium zu vermuten. Am Schönbühel auflagernde schwarze Schiefertone lassen auch oberladische bis unterkarnische Anteile erwarten.

### 57 „Buntdolomit“ (Ladinium)

Dem Steinalm-(Wetterstein-)dolomit des Raueck lagern dm-gebankte, gelblich anwitternde Dolomite mit schlierigen, gelblich-rötlichen Internstrukturen auf. Der Habitus liegt innerhalb der Bandbreite der Buntdolomite des westlich angrenzenden Gosaukammgebietes (ÖK 126 Radstadt). Die bisher vereinzelt gefundenen Conodontenfaunen sprechen für pelagischen Einfluss und geben neben der Unterlagerung durch anisische Algenkalke und der Überlagerung durch ladinische Hornsteinkalke oder karnische Schiefertone Anhaltspunkte für einen relativ großen zeitlichen Umfang vom oberen Anisium bis zum untersten Karnium – siehe dazu MANDL et al. (1987: Abb. 8/3 und 8/4).

*Bildungsmilieu:*

Als Ursache für den Kieselgehalt und die Buntfärbung vermutet SCHLAGER (1967: 220) im benachbarten Gosaukammgebiet die Beimengung vulkanischer Tuffe. Vereinzelt gefundene Conodontenfaunen sprechen für pelagischen Einfluss und lassen in diesem Dolomitgestein diagenetisch veränderte Hallstätter Kalke vermuten.

*Alter:*

Eine Probe vom Raueck-Gipfel (Dachstein-Südseite) ergab eine Conodontenfauna mit *Paragondolella trammeri*, *Paragondolella inclinata*, eine Übergangsform von *Neogondolella transitia* zu *Neogondolella bakalovi* und *Gladigondolella tethydis* und deren Multielemente; diese Vergesellschaftung belegt basales oberes Ladinium (= Langobardium).

### 56 Schwarzer Schiefertone (Karnium)

Problematisch in ihrer stratigrafischen Zuordnung sind jene schwarzen Schiefertone, die in der tektonisch reduzierten Schichtfolge des Raueck-Marstein-Schönbühel-Zuges erhalten geblieben sind. Der östlichste Ausläufer davon ist das Vorkommen an der Oberkante des Karlgrabens, das hier als Deckenscheider zwischen der Gips führenden Abfolge der Schuppenzone und der auflagernden Dachstein-Decke fungiert.

*Bildungsmilieu:*

Während eine generelle Meeresspiegel-Absenkung zu einem Absterben der Wettersteinkalk-Riffe führte, kam es zu einem verstärkten Sediment- und Nährstoffeintrag aus dem Hinterland. Die Ablagerung der tonigen bis siltigen Schiefer fand unter zunehmend anoxischen (sauerstofffreien) Bedingungen statt.

*Alter:*

Obertriadisches Alter konnte von Proben aus dem Karlgraben durch Pollen/Sporen nachgewiesen werden (det. I. DRAXLER):

85/344 A: cf. *Circulina meyeriana* sehr häufig; 86/111: *Circulina* sp., *Anapiculatisporites* sp. und marines Plankton (Acritarchen); 86/112: *Circulina* häufig, *Ovalipollis*, *Riccisporites*, *Paraconavisporites*, bisaccate Pollenformen sowie Acritarchen und Dinoflagellaten.

Aus einer Probe derselben Lokalität konnte eine sehr kleinwüchsige Foraminiferenfauna gewonnen werden (det. R. OBERHAUSER): 86/112: *Marginulina* sp., *Nodosaria* sp. (glatte und berrippte Formen), *Dentalina* sp., Ammodisciden (cf. *Glomospira*), Spirilliniden.

Erstaunlicherweise spricht die Flora eher für Rhätium als für Karnium. Korallendetritus, wie er in rhätischen Zlambachschichten zu erwarten wäre, wurde bisher aber nicht be-

obachtet. Die Foraminiferen zeigen hingegen keine eindeutige Beziehung zu Faunen des Karnium oder Rhätium.

## Dachstein-Decke

Für eine Übersicht der nachfolgend beschriebenen Schichtfolge, siehe Tafel 2/A und 2/B.

### 55 Werfener Schiefer („Skyth“)

Die bunten, rötlichbraunen bis graugrünen **Werfener Schiefer** sind keine Schiefer im strengen Sinne, sondern dünnsschichtige Wechselfolgen aus plattig oder linsig zerfallenden Sand-, Silt- und Tonsteinen mit Hellglimmerdetritus, oft reich an Sedimentstrukturen wie Kleinrippeln und biogenen Wühlspuren sowie Organismenresten, meist in Form von Abdrücken und Steinkernen von Mollusken.

#### *Bildungsmilieu:*

Die Wellenrippeln auf manchen Schichtflächen weisen auf geringe Wassertiefen innerhalb des Wellenwirkungsbereiches hin.

#### *Alter:*

An Fossilien sind aus den Schiefen „*Pseudomonotis (Claraia)* sp. vermutl. *P. aurita* HAUER“ und *Anodontophora* sp. bekannt (GANSS et al., 1954: 32). Am Lenachriedel wurde auch ein Bruchstück von vermutlich *Claraia clarai* (EMMRICH) gefunden. Eine umfangreichere Bivalvenfauna soll von ERKAN (1977b: 360) zur Bestimmung an das Naturhistorische Museum Wien weiter gegeben worden sein.

*Claraia clarai* spricht für ältere Untertrias (unteres „Skyth“ oder „Seis“ – vgl. ASSERETO et al., 1973: 189).

### 54 Werfener Kalk („Skyth“)

Die **Werfener Kalke** stellen den jüngsten Abschnitt der Werfener Schichten dar. Ihre Mächtigkeit kann größenordnungsmäßig bis zu 100 m erreichen. Beispiele für die mikrofazielle Ausbildung der Werfener Kalke im benachbarten Raum Annaberg/Lammertal gaben zuletzt MOSTLER & ROSSNER (1984).

Am Lenachriedel (Dachstein-Decke) besteht die Serie aus einer Wechselfolge von grauen und bunten Sandstein- und Tonschieferlagen, bunten Kalksandsteinen, grauen und grünlichen Mergelkalken und grauen oder roten Kalken. Bivalvenschill tritt in mindestens zwei Niveaus auf, desgleichen bunte Crinoidenkalke.

#### *Bildungsmilieu:*

Wie die Wellenrippeln in den Sand- und Siltsteinen verweisen auch die Oolite in den Kalken auf geringe Wassertiefen. Echinodermenreste und die vereinzelt Ammonitenfunde belegen eine normale Salinität im Bereich des kalkigen Hangendabschnittes.

#### *Alter:*

Eine Einstufung in das obere Olenekium („Spathium“) kann durch Ammoniten, Foraminiferen und vereinzelte Conodontendaten belegt werden:

Graue Mergelkalke nahe der Dachstein-Südwandhütte (GANSS et al., 1954): *Tirolites casianus*, *Naticella (Naticella) costata*, *Myacites (Anodontophora) fassaensis*.

In Dünnschliffen aus Proben im Bereich Türflspitz–Lenachriedel (ERKAN, 1977b: 359f.): *Meandrospira pusilla*, *Glomospira* sp., *Glomospirella amplifcata*, *Glomospirella parallela*, *Glomospirella spirillinoides*.

Bemerkenswert ist das Auftreten von Conodonten in Werfener Kalken des Lammertales – siehe MOSTLER & ROSSNER (1984). Durch den Nachweis von *Neospathodus triangularis* ist „Spathium“ gesichert, begleitende Formen gehören den Gattungen *Hadrodontina* und *Pachycladina* an.

### 53 Gutensteiner Dolomit (Anisium)

Die Gutensteiner Schichten der Dachstein-Decke sind überwiegend dolomitisch ausgebildet und aufgrund der dunklen Farbe und der deutlichen Bankung schon aus der Ferne an der Basis der sonst hellen, massig wirkenden Südwände deutlich erkennbar. Leicht zugänglich ist diese Serie z.B. entlang des Steiges von der Südwandhütte zur Hunerscharte. Grobbankige graue Dolomite mit mm-dünnen schwarzen Einschaltungen wechsellagern mit dünnplattigen dunklen Dolomiten, im cm-Abstand laminierten Typen, sedimentär brekziösen Bänken und einzelnen dunklen Kalklagen mit Dolomitschlieren. Aus dem Grenzbereich zu den Werfener Schichten wurden dunkelgraue dolomitische Schiefertone sowohl auf Foraminiferen geschlämmt als auch auf Pollen/Sporen untersucht, die Proben erwiesen sich aber als völlig steril. Die Feinstfraktion des Schlämmrückstandes enthielt reichlich Hellglimmerdetritus.

#### *Bildungsmilieu:*

Die Feinschichtung (? Algenlaminiten) und Brekzien (? Aufarbeitung im Gezeitenbereich) können als Hinweis auf seicht marine Ablagerungsbedingungen gewertet werden.

#### *Alter:*

Fossilien wurden bisher keine gefunden. Als Altersuntergrenze kann in Analogie zum Lammerschlucht-Profil oberste Untertrias vermutet werden. Die Obergrenze ist nur indirekt fassbar. Aus dem auflagernden Steinalmkalk der Südwände sind anisische Algen bekannt (siehe unten), sodass die Obergrenze der Gutensteiner Schichten nahe der Basis des Pelsonium liegen könnte.

### 52 Steinalmkalk (Anisium)

Unter diesem Begriff werden hier alle hellen, mehr oder weniger massigen, wandbildenden Kalke mit anisischer Algenflora verstanden. In den dolomitischen Anteilen sind biogene Reste bei der Diagenese völlig zerstört worden, das Gestein ist grob zuckerkörnig rekristallisiert.

#### *Bildungsmilieu:*

Die gelegentlich recht häufigen kalkigen Grünalgen sprechen für optimale Lebensbedingungen in einem seichten, gut durchlichteten, marinen Milieu.

#### *Alter:*

Aus der Wandstufe am Fuße des Edelgrieskares („Türispitz-Profil“ – siehe auch Tafel 2/A) wurde an der Oberkante des Steinalmkalkes in Dünnschliffen eine anisische Algenflora angetroffen (det. O. PIROS): MAN 00/75: *Teutloporella peniculiformis*, *Physoporella pauciforata pauciforata*, *Zornia obscura*; MAN 00/76: *Teutloporella peniculiformis*, *Physoporella pauciforata pauciforata*, *Physoporella dissita*. Dazu passt auch die Foraminifere *Meandrospira dinarica*.

Aus vergleichbarer Position erwähnt LEIN (1976) L 97: *Diplopora annulatissima*, *Physoporella dissita*.

Die Physoporellen sind nach PIROS et al. (2001) auf das „Mittelanis“ = Pelsonium beschränkt, wobei die Reichweite nach unten als unsicher bezeichnet wird. Aus einer schlierenförmigen Rotkalkeinschaltung im basalen Abschnitt des Steinalmkalkes berichtet SCHAUER (1991: 505) über einen Conodontenfund mit *Gondolella bulgarica*. Nach KOZUR (2003) reicht diese Art aus dem Pelsonium noch in das Bithynium hinab.

## 51 Hallstätter Kalk (?oberes Anisium, Ladinium)

Die Dachsteinkarte von GANSS et al. (1954) zeigte erstmals die Einschaltung von rotem „Schreyerkalk“ und Hornsteinkalken in den hellen Massenkalken der Südwände.

LEIN (1976) gab dann mit seinen Profilaufnahmen einen ersten Einblick in den stratigrafischen Umfang und in die mikrofazielle Ausbildung dieser Abfolge.

Über der massigen Wandstufe des Steinalmkalkes folgen rötliche, eher dünnbankige, wellig-knollige Kalke, die mikrofaziell als zumeist verwühlte Wechselfolgen von sparitisch zementierten Pelletsanden und Filamentmikriten charakterisiert werden können. Im höheren Abschnitt dominieren eher dickbankige, ebenflächige, zunehmend graubraune bis graue Typen. Stellenweise auffällig sind bankinterne Dehnungsfugen, die von hell/dunkelgrauem Kalzit-Zement verfüllt werden und bis hin zur Bildung von intraformationellen Brekzien führen können. Eindrucksvolle Bilder von Resedimentation sind in der Schwoadring (Kar nordöstlich der Südwandhütte) zu sehen. Zwischen rötlich-grauen Kalkbänken schalten sich bunte Kalkbrekzien mit mm bis 0,5 m großen Komponenten in roter bis graugelber Matrix ein. Durch Farbwechsel und Feindetrituslagen bedingte Lamination zeichnet eine oft starke syndesimentäre Verfaltung der Matrix nach. Auch bis zu mehrere Meter breite Rinnenfüllungen sind sichtbar. Eine Beteiligung von Komponenten aus dem Riffbereich wurde hier bisher nicht beobachtet.

Eine gewisse laterale Variationsbreite der Hallstätter Kalke der Südwände ist erkennbar. Am westlichen Nachbarkartenblatt – am Gosaukamm – dominieren graue Bankkalk, nur der Liegendabschnitt zeigt mit grauroten Hornsteinknollenkalken und mit grünen und roten Tonfasern einen bunteren Habitus. Am Kartenblatt Schladming kennzeichnen bunte Hornsteinkalke auch die tieferen Profilateile der Stellwand und in der Silberkarklamm, während sie am Stoderzinken, vielleicht tektonisch bedingt, wieder fehlen.

### *Bildungsmilieu:*

Nach einer vergleichsweise abrupten Absenkung der Steinalmkalk-Lagune wurden deren Ablagerungen durch feinkörnigen bunten Kalkschlamm überlagert. Aufgrund des Fehlens lichtabhängiger Organismen (Algen) und der generell offenen marinen, pelagischen Fauna (Radiolarien, Conodonten, Filamente = Schälchen planktonischer Bivalven) wird eine Ablagerung am tieferen Schelf angenommen.

### *Alter:*

Von der Basis der Hallstätter Kalke konnten im Profil „Türlspitz“ (siehe auch Tafel 2/A) aus den ersten drei Bänken über dem Steinalmkalk folgende Conodontenfaunen bestimmt werden: MAN 00/77, 78: *Gladigondolella tethydis* + Astformen des Multielements, *Neogondolella constricta*, *Paragondolella excelsa*, *Paragondolella cf. liebermanni*; MAN 00/79 enthält zusätzlich noch *Gladigondolella malayensis budurovi*. Damit setzen die Hallstätter Kalke im oberen Anisium (Illyrium) ein.

Die Grenze zu der auflagernden, zum Wettersteinkalk vermittelnden Übergangsserie wurde mit der letzten Knollenkalkschieferung bzw. mit dem Aussetzen der deutlichen und regelmäßigen Bankung gezogen. Diese Grenze dürfte großräumig gesehen heterochron verlaufen, dem beckenwärts gerichteten Riffwachstum entsprechend im Profil Türlspitz etwa an der Grenze Langobardium 2/3 liegen, und dann schräg durch Raum und Zeit bis an die Ladinium/Karnium-Grenze emporgreifen.

## 50 Hell- bis dunkelgrauer, wechselnd gebankter allodapischer Kalk

(oberstes Ladinium–unteres Karnium)

GANSS et al. (1954) und auch LEIN (1976) bezeichneten die gesamten hellen Kalkmassen zwischen Hallstätter Kalk im Liegenden und „Hauptdolomit“ im Hangenden

als Wettersteinkalk. SCHLAGER (1967b) schied im Gosaukamm (Mosermändl-Gruppe) lokal auch „Plattenkalke“ im Massenkalk aus. Wie eigene Beobachtungen zeigen, tritt zwischen Hallstätter Kalk und Wetterstein-Riffschuttkalk ein oft mächtiger Übergangsbereich auf. Dieser ist durch eine Wechselfolge aus pelagischem Kalkschlamm und allochthonem Plattformdetritus gekennzeichnet. Damit wäre auch eine Bezeichnung als „Raminger Kalk“ zu rechtfertigen – vgl. LEIN (1987b: 320). Neben den meist hell- bis mittelgrauen Typen können einzelne dunkle Bereiche auftreten. Die von LEIN (1976: 212, Probe L 87) ursprünglich als Auswirkung des karnischen Reingraben-Events gewerteten dunklen Bänke gehören hier noch dazu. In der Mosermändl-Gruppe und in den Dachstein-Südwänden zwischen Eiskar und Kampf ist oft zyklische Sedimentation von Kalkturbiditen erkennbar. Das weitgehende Fehlen von tonigen Zwischenlagen bedingt den meist massigen Eindruck der Serie, nur einzelne, lateral nicht lange aushaltende Bankfugen treten in Erscheinung. Auch ist die Hangendgrenze zum groben Riffschuttkalk fließend und infolge ihrer Lage in den Südwänden kaum zugänglich und daher nur ungefähr darstellbar – siehe beispielsweise die Abfolge im Raum Türispitzen/Edelgrieskar auf Tafel 2/A. Deutliche Variationen der Mächtigkeit und des makroskopischen Habitus sind zu beobachten. So ist etwa das Äquivalent dieser Serie an der Stoderzinken-Südseite ein eher bräunlichgrauer, undeutlich gebankter Kalk mit unregelmäßig eingestreutem Biodetritus und Kalkschwämmen. In der Schwoadring (S' Hunerscharte) dürfte die Serie weitgehend auskeilen, die Hallstätter Kalke mit ihren dort eindrucksvollen synsedimentären Brekzien werden nach wenigen feinklastischen Bänken rasch von grobem Riffschutt überdeckt.

#### *Bildungsmilieu:*

Die Wechselfolge aus pelagischem Schlammkalk und allochthonem Riffdetritus in Form gradierter Kalkbänke spricht für periodische Trübestromablagerungen am Fuße eines Karbonatplattform-Hanges.

#### *Alter:*

Einige Conodontenfaunen mit *Paragondolella polygnathiformis* belegen das bereits karnische Alter der Hauptmasse dieser Plattformrand-Sedimente.

## **49 Wettersteinkalk (Riffkalk; ?oberstes Ladinium–„Cordevol“)**

Der Wettersteinkalk ist hier als hellgrauer, massiger Riffschuttkalk ausgebildet, der im Hangendbereich zunehmende Dolomitisierung zeigt. Er begleitet mit kurzen, tektonisch bedingten Unterbrechungen den Dachstein-Südrand vom Gosaukamm bis zum Grimming. Das helle, gelegentlich auch hell/dunkel gefleckte Gestein besteht hauptsächlich aus Bruchstücken von kalkschaligen Rifforganismen (hauptsächlich Kalkschwämme, selten Korallen), verbunden durch kalzitische Zemente.

LEIN (1976) erwähnt vom Stoderzinken Kalkschwämme wie *Peronidella* sp. und andere Pharetronen.

Eine Probe aus dem Wettersteinkalk des Scheiblingsteines (N' Dachstein-Südwandhütte) erwies sich nach LOBITZER (in MANDL et al., 1987: 59) als rekrystallisierter Biopelsparit mit typischer Biogenassoziation eines „zentralen“ Wettersteinkalkriffes. Charakteristisch sind Schnitte inozoer Spongien, Echinodermendetritus, Röhren im Riffdetritus sensu OTT, *Baccanella floriformis*, selten Ostrakoden und bei den Foraminiferen kleinwüchsige Textulariiden.

Bei tektonisch bedingter, direkter Nachbarschaft zu massigem Dachsteinkalk ist eine makroskopische Unterscheidung nahezu unmöglich. Zwischen Luserwand und Stoderzinken ergab erst die morphologische Erfassung der Störungszonen und eine Beprobung der Teilschollen auf Mikroorganismen das dargestellte Kartenbild.

Insbesondere das auf Wettersteinkalk beschränkte Mikroproblematikum *Ladinella porata* war hier hilfreich.

*Bildungsmilieu:*

Seichtmarines Riff und Schuttbildungen am oberen Riffabhang.

*Alter:*

Die Rifforganismen sind nach bisherigem Kenntnisstand für feinstratigrafische Aussagen weitgehend ungeeignet, die Altersangabe kann nur indirekt anhand der Position in der Gesamtabfolge abgeschätzt werden. Entsprechend dem allmählichen Vorwachsen der Riffe über ihre Schutthalde wandert wohl auch das zeitliche Einsetzen des Riffkalkes durch das obere Ladinium bis ins Karnium. Auf dem Kartenblatt Schladming ist überwiegend tief unterkarnisches („cordevoles“) Alter anzunehmen.

#### **47 Wettersteindolomit (unteres Karnium)**

#### **48 kalkige Einschaltung darin (Luserbachtal)**

Mächtiger heller Dolomit ist auf der Dachstein-Südseite weit verbreitet. Er liegt zwischen Wettersteinkalk und Dachsteinkalk, ohne jegliches Anzeichen eines zwischengeschalteten terrigenen Karnium-Niveaus. Mit dem Wettersteintriffkalk ist er durch laterale Übergänge verbunden, zu den überlagernden Kalken (Waxeneckkalk, Dachsteinkalk) ist der Kontakt scharf. Der massige Dolomit besitzt meist schmutzig-graue bis graubraune Färbung und stellenweise brekziösen Habitus. Primäre charakteristische Gefüge oder Organismenreste wurden bei der Dolomitisierung weitgehend zerstört. Südlich der Luserwand sind mitten im Dolomit noch kalkige Einschaltungen erhalten, die lokal auch eine lagunäre Fazies des Ausgangsgesteins erkennen lassen.

Auf der Dachsteinkarte von GANSS et al. (1954) ist dieses Gestein noch als Hauptdolomit bezeichnet, was sowohl mikrofaziell als auch nach der Position im Schichtstapel nicht gerechtfertigt ist. SCHAUER (1991) sieht in dem Dolomit gar eine tektonisch auflagernde Deckscholle, die nicht der Schichtfolge der Dachstein-Decke angehören soll. Tatsächlich finden sich am Kontakt zu den angrenzenden Gesteinen oftmals Störungen, es finden sich aber auch genügend Beispiele, wo der Dolomit seitlich mit Wettersteinkalk verzahnt (westlich Silberkar, Luserwandbasis) oder den Dachsteinkalk unterlagert (z.B. Grafenbergalm- und Plankenalmgebiet).

Der Dolomit neigt aufgrund seines, gegenüber Kalk spröderen Verhaltens bei tektonischer Beanspruchung zur Ausbildung eines engständigen Kluftsystems und damit zu kleinstückiger bis sandiger Verwitterung – siehe Abbildung 7. Dieses Verhalten bedingt auch seine hydrogeologischen Eigenschaften, siehe Kapitel 10.2.

*Bildungsmilieu und Alter:*

Hier gilt gleiches wie für den Wettersteinkalk (49).

#### **46 Waxeneckkalk (oberes Karnium)**

Im Plankenalmgebiet (östlich Dachsteinplateau) liegen dickbankige graue lagunäre Kalke vor, ähnlich dem gebankten Dachsteinkalk. Aus ihrer räumlichen Verbreitung ist zu vermuten, dass sie in ein Relief im unterlagernden Dolomit eingelagert sind. Dieses konnten sie offenbar nicht überall zur Gänze auffüllen, da sie bei einem weiteren Meeresspiegelanstieg lokal noch von Beckensedimenten (Pedatschichten), andernorts bereits von Flachwassergesteinen (massiger Dachstein(riff)kalk) überlagert werden.

Da die Dachsteinkalkplattform mit ihrem initialen Riffwachstum erst darüber, nahe an der Karnium/Norium-Grenze einsetzt, wird das Gestein der oberkarnischen



Abb. 7.

Dachstein-Gruppe/Landfriedtal mit Landfriedstein (2.536 m). Das unterschiedliche Verwitterungsverhalten des kleinklüftigen Wettersteindolomits und des dickbankigen und massigen Dachsteinkalks bedingt auch den auffälligen Kontrast zwischen diesen beiden Gesteinen im landschaftlichen Erscheinungsbild. Blick nach N. Foto: H. LOBITZER.

Flachwasserfazies des Waxeneckkalkes zugeordnet. Letzter leitet auch in seiner Typusregion in den Müritzaler Alpen nach der Unterbrechung der Kalksedimentation infolge eines großflächigen Trockenfallens der Wettersteinkarbonatplattform (bzw. Unterbrechung durch das siliziklastische Raibler Niveau) die erneute Kalksedimentation im Flachwasserbereich ein – zur Begriffsfassung siehe auch bei **68** Waxeneckdolomit.

*Bildungsmilieu:*

Die Bildungsbedingungen waren sehr ähnlich jenen der „Einheit C“ des gebankten, lagunären Dachsteinkalkes, siehe (40). Die Loferer Zyklid und Massenvorkommen von Megalodonten wurden im Waxeneckkalk des Plankenalm-Gebietes bislang nicht beobachtet.

*Alter:*

Das oberkarnische Alter der Obergrenze kann hier bisher nur indirekt anhand von Conodontenfaunen an der Basis von auflagernden Gesteinen (Pedataschichten, Dachsteinriffkalk) abgeleitet werden – siehe (45–43).

**45 Pedatakalk** (dunkler allodapischer Bankkalk; oberstes Karnium–unterstes Norium)

Die Pedataschichten nehmen eine vermittelnde Stellung zwischen den Dachsteinriffen im seichten, und dem Pötschenkalk im tieferen Wasser ein. Sie zeigen durch ihren Gehalt an mehr oder minder feinkörnigem Riffschutt eine räumliche Nähe zur Karbonatplattform an. Detaillierte Untersuchungen am Beispiel Gosaukammgebiet gab zuletzt REIJMER (1991).

Lithologisch handelt es sich dabei um ebenflächig gebankte, hell- bis dunkelgraue, mikritische, dm-gebankte Kalke, die gradierte Schüttungen von feinkörnigem Rifffdetritus aufweisen.

Dieser Gesteinstypus wurde von TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1970: 99) auch als **Gosauseekalk** bezeichnet, eine Bezeichnung, der in Zukunft Vorrang gegeben werden soll, da die Gesteinsbezeichnung nach einem Fossil (Brachiopode *Halorelle pedata*) den heutigen lithostratigrafischen Regeln nicht entspricht.

#### *Bildungsmilieu:*

Marines Beckensediment mit feinkörnigen Litho- und Bioklasten von der Dachsteinkalk-Plattform. Die dunklen, feingeschichteten Typen dürften dabei distale Turbidite darstellen, die im Beckentiefsten in einem stagnierenden Milieu ohne Bodenleben (fehlende Bioturbation) den Waxeneckkalk überlagern. Relativ rasch folgen darüber gröbere Turbidite und die Kalkschlammfazies mit Crinoiden, die zum Dachstein-Riff(schutt)kalk überleitet.

#### *Alter:*

Im Umfeld der Plankenalm wurde südlich Tumerach aus der ersten Kalkbank über dem Dolomit mit *Carnepigondolella nodosa* und *Norigondolella navicula* eine Mischfauna des obersten Tuvalium und untersten Norium gefunden, was der beginnenden Flutung der Plattform im oberen Karnium entspricht – siehe unten. Die lokalen Becken mit turbiditischer Bankkalkfazies sind nur von kurzer Lebensdauer, wie ihre rasche Verfüllung und anschließende Überdeckung durch mikritische Crinoidenkalke bereits im Lacium 1 zeigt.

## **Dachsteinkalk, massige Fazies (unteres Norium)**

### **42 Onkoid führender Kalk der riffnahen Lagune**

### **43 Riff- und Riffschuttkalk**

### **44 Pelagisch beeinflusste Schlammkalkfazies mit Crinoiden**

Im Übergang vom Riffkalk zum gebankten lagunären Dachsteinkalk treten **massige** bis unregelmäßig gebankte Typen auf, die bereits der **Lagune** bzw. dem **Rückriffbereich** angehören. BÖHM (1986) gibt kurze Profilstrecken als Beispiele für diesen Übergangsbereich an, der am Grimming einige 100 m breit sein dürfte. Das Gestein ist vor allem durch Onkoid-, Algenknollen- und fixierte Grapestone-Fazies gekennzeichnet. Derartige, massige, in der Mehrzahl bereits lagunäre Kalke treten auch am Dachsteinplateau-Südrand verbreitet auf. Dolomitische Algenmatten fehlen hier weitgehend, Megalodonten treten nur untergeordnet in Erscheinung, aber sowohl bunte Hohlraumfüllungen und dunkle „black pebbles“ (verschwemmte Rotböden und durch Humussäuren imprägnierte Kalkklasten von lokalen Auftauchbereichen), als auch Detritus von Rifforganismen sind im Gelände immer wieder zu beobachten. Eine makroskopische und mikrofazielle Charakterisierung eines derartigen Übergangsbereiches im Bereich „Handgruben“ nördlich der Feisterscharte (Guttenberghaus) gaben jüngst HAAS et al. (2010).

Für den **Dachstein-Riffkalk** sind neben der grundlegenden Arbeit von ZANKL (1969) am Hohen Göll für die Dachsteinregion die Bearbeitungen des Gosaukammes durch WURM (1982) und des Grimming durch BÖHM (1986) von unmittelbarem Interesse.

Mächtige Dachstein-Riffkalke bauen einerseits den Gosaukamm (ÖK 126 Radstadt), andererseits die Ostseite des Kammspitz bis zum Grimming (ÖK 128 Gröbming) auf. Über die generelle obertriassische Entwicklung des Plattformrandes informieren KRYSZYN et al. (2009) und über die Plattformrand-Geometrie am Beispiel Gosaukamm KENTER & SCHLAGER (2009).

Im Bereich des Kartenblattes Schladming sind geringmächtige Riffkalke des initialen Plattformstadiums im Liegenden des lagunären Dachsteinkalkes nördlich des Guttenberghauses (Feisterscharte) und im Umfeld der Plankenalm erhalten. Die Riff- und Riffschuttkalke werden weitgehend von kalkschaligen Flachwasser-Organismen und deren Detritus in unterschiedlichsten Korngrößen von groben Brekzien bis hinab in den Sand/Siltbereich aufgebaut. Diese Komponenten wurden durch inkrustierende Organismen und kalzitischen Zement verbunden. Das Gestein ist massig bis gelegentlich grob gebankt. Eine Korallenfauna sowie die Mikrofazies des Riffkalkes im Umfeld der Feisterscharte beschrieben zuletzt RONIEWICZ et al. (2007). Nach Zusammenschluss der fleckenhaft verbreiteten Einzelriffe zu einer Riffbarriere verlagerte sich diese offenbar gegen Ende des unteren Norium „südwärts“ an den Plattformrand, während die frühen Fleckenriffe von Lagunensedimenten überdeckt wurden.

Lokal tritt im Liegenden des Riffkalkes oder mit diesem lateral verzahnend ein **pelagisch beeinflusster Crinoidenkalk** auf. Es handelt sich dabei um massige bis undeutlich gebankte graue Kalke, die als makroskopisches Merkmal Crinoidendetritus in feinkörnig-mikritischer Matrix zeigen. Daneben kann auch feinsten Detritus von Flachwasserkomponenten auftreten. Die mikritischen Anteile zeigen hingegen in Form von Conodonten, Radiolarien, Halobiiden und vereinzelt Ammoniten einen offenermarinen (pelagischen) Einfluss. In einstmalig offenbar deutlich tieferen Wannen (z.B. Plankenalm-Gebiet) kann dieser Kalkschlamm lateral in die Kalkturbidite der Pedataschichten übergehen.

#### *Bildungsmilieu:*

Anfangsstadium der Dachstein-Karbonatplattform mit isolierten Fleckenriffen über einem Untergrundrelief; dazwischen Wasseraustausch und Sedimenttransport zwischen Plattforminnerem und offenermarinem Bereich; im Laufe des unteren Norium (= Laciium) Zusammenschluss zu einer mehr oder minder geschlossenen Riffbarriere am Plattformrand (auf Kartenblatt Schladming nicht mehr erhalten) und Progradation der Lagune über das initiale Riffstadium.

#### *Alter:*

Am Ende der karnischen Regression ist vor dem Einsetzen des Riffwachstums ein kurzzeitiger Vorstoß pelagischer Ablagerungsbedingungen auf die Plattform an verschiedenen Stellen zu beobachten. Graue und/oder rötliche mikritische Kalke mit „Filamenten“ und einer früh-tuvalischen Conodontenfauna mit *Paragondolella polygnathiformis*, *Paragondolella postinclinata* KOZUR 2003, und *Gondolella* sp. 1 sensu KRYSZYN 1983 unterlagern die Riffbildungen nördlich des Guttenberghauses und am Steig zur Stornalm nördlich Schartl. Geringfügig jünger (Tuvalium 2 bzw. 3) sind vergleichbare Kalke aufgrund der Vergesellschaftung von *Paragondolella polygnathiformis* mit *Paragondolella carpathica* oder mit *Carnepigondolella nodosa* bzw. *Paragondolella oertli* bei der Wiesmahd, am Südfuß des Hirnberges und am Nordrand des Grafenbergalm-Gebietes. Das Vorkommen zwischen Waxeneckkalk und Riffkalk am Nordende des Plankenalm-Gebietes ist mit *Metapolygnathus communisti* Morphotyp A in den karnisch/norischen Grenzbereich einzustufen. Die kleinen Vorkommen von basalstem Riffkalk über Dolomit im Raum Ebenach (N´ Hirnberg) setzen hingegen mit *Epigondolella* cf. *rigoi* erst im höheren Laciium ein.

In den pelagisch beeinflussten Crinoidenkalken im Umfeld der Plankenalm und der Grafenbergalm konnte bisher ausschließlich basales Norium (Laciium 1) durch Faunen mit *Epigondolella* cf. *quadrata* und *Norigondolella navicula* nachgewiesen werden.

Auch innerhalb der Riffkalke finden sich örtlich Einschaltungen feinstkörniger grauer oder auch bunter Kalke, die pelagische Fauneneinflüsse zeigen und auch Ammoniten und Conodonten enthalten können. So reicht der Riffkalk im Umfeld der Feisterscharte am Gipfel des Sinabel nach einem kurzen lagunären Intermezzo (Oolithkalke) mit *Epigondolella triangularis* und *Norigondolella navicula* zumindest bis ins Laciium 2 – vgl. RONIEWICZ et al. (2007: 580) oder HAAS et al. (2010).



Abb. 8.

Dirndl (2.818 m), im Hintergrund Hoher Dachstein (2.995 m); Blick vom Kleinen Gjaidstein (2.734 m) über den Hallstätter Gletscher. Typisches, landschaftsprägendes Erscheinungsbild des gebankten Dachsteinkalkes. Blick nach W. Foto: G.W. MANDL.

## Dachsteinkalk, gebankte Lagunen-Fazies (? mittleres Norium–Rhätium)

### 40 vorwiegend Kalkzyklen

#### 41 Kalk/Dolomit-Wechselfolgen

Charakteristikum der meisten Dachsteinkalk-Areale, so auch der namensgebenden Gebirgsgruppe selbst, ist die landschaftsprägende deutliche Bankung im Meterbereich – siehe Abbildung 8. Die diesem Erscheinungsbild zugrunde liegende Sedimentationsdynamik wurde erstmals von FISCHER (1964) als zyklische Wiederholung typischer Lithofaziesabfolgen (Einheit A, B, C) unter der Bezeichnung „Loferer Zyklithem“ beschrieben – siehe Abbildung 9 und 10:

Einheit A wird von geringmächtigen, roten oder grünen, kalkig/tonigen Residualsedimenten mit eingestreuten Kalkbrekzien gebildet. Dieser Horizont ist meist nur wenige cm mächtig und greift oft in Form von Lösungshohlräumen in die unterliegende Bank hinein. Er repräsentiert das oftmalige Trockenfallen des seichtmarinen lagunären Ablagerungsraumes. Aufgrund der leichteren Verwitterbarkeit gegenüber reinen Kalken ist das Member A hauptverantwortlich für die Ausbildung der Bankfugen.

Einheit B als karbonatisches Gezeitensediment wird von häufig dolomitisierten, mm-geschichteten Algenlaminiten aufgebaut, die Bankdicken bis einige dm erreichen können.

Einheit C entspricht den meterdicken, reinen Kalkbänken der tieferen Lagune unterhalb des Gezeitenbereiches und führt gelegentlich gehäuft Megalodonten-Schalen („Dachsteinmuschel“).

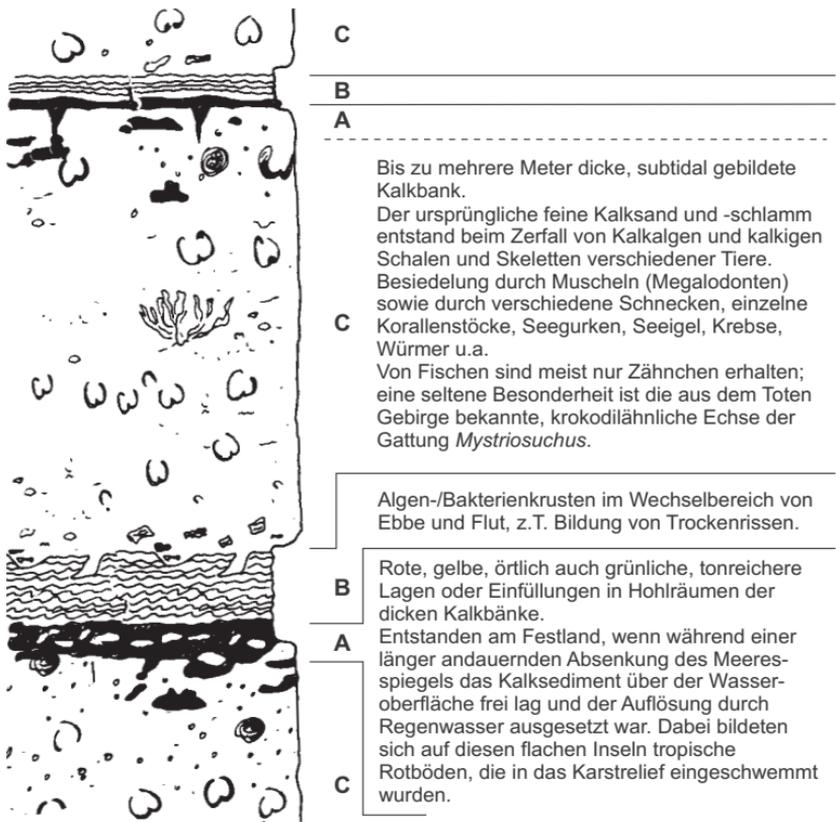


Abb. 9.  
Gebankter Dachsteinkalk, schematische Darstellung der zyklischen Abfolge nach FISCHER (1964).

Diese schematische Dreiteilung ist in der Realität nicht immer in dieser Regelmäßigkeit anzutreffen, da die dafür verantwortlichen Meeresspiegelschwankungen offenbar wechselnde Amplituden aufwiesen, wodurch nicht immer alle drei Stadien erreicht wurden. Auch fehlen durch unterschiedlich langes Trockenfallen und Abtragung unterschiedlich mächtige Teile der zuvor bereits abgelagerten Sedimente. Beispiele für derartige reale Zyklen geben HAAS et al. (2007, 2009) anhand von Kurzprofilen im Umfeld des Krippenstein (ÖK 96 Bad Ischl).

Bereiche mit gehäuftem Auftreten von Dolomitlaminiten (Member B) wurden als **Kalk/Dolomit-Wechselfolge** im Kartenbild getrennt ausgeschieden.

*Bildungsmilieu:*

Seichtmarine, bis wenige Meter tiefe, geschützte Lagune hinter dem Plattformrandriff, zyklische Sedimentation infolge von periodischen Meeresspiegelschwankungen.

*Alter:*

Die häufig sichtbaren Schalenreste von Megalodonten tragen zu einer genaueren Altersbestimmung nichts bei, da einerseits die artliche Bestimmung nur anhand der Querschnitte problematisch ist, und andererseits bislang keine Korrelation der Megalodonten zur Ammoniten- oder Conodonten-Zonengliederung hergestellt werden konnte. Da der gebankte Dachsteinkalk auch keine feinstratigrafisch brauchbaren Mikrofossilien enthält,



Abb. 10.

Gebankter Dachsteinkalk, Beispielbilder aus der zyklischen Abfolge. Fotos: G.W. MANDL.  
Oben (Bildhöhe ca. 50 cm):

Einheit C: dicke Kalkbank, Megalodonten führend.

Einheit A: bunte, oft gebänderte, tonreichere Residualsedimente, z.T. in Lösungshohlräume eingefüllt.

Unten:

Einheit B: mm-dünn geschichtete, dolomitische Algen/Bakterien-Matten des Gezeitenbereiches.

können Altersangaben nur sehr generell und im Vergleich mit den besser datierbaren Riffen angegeben werden, die ja die Lagune gegen das offene Meer hin begrenzen. Lediglich das Auftreten der Foraminifere *Triasina hantkeni* wird von manchen Autoren als Hinweis auf einen rhätischen Anteil angesehen.

## Jura-/Kreideschollen des Kalkalpensüdrandes

### 39 Plassenkalk („Malm“)

Oberjurassische Flachwasserkarbonate sind am Ramsauer „Hühnerkogel“, in der Kalchwand und in kleineren, östlich angrenzenden, namenlosen Felsstufen überliefert. GANSS et al. (1954: 48) betrachteten die Wandstufe des Ramsauer Hühnerkogels bereits als Plassenkalk, den massigen, stark gestörten Kalk der Kalchwand hingegen ohne Fossilangaben als Hallstätter Kalk. LEIN (1976: 215) vermutet aus lithofaziellen Gründen auch hier Plassenkalk. Erste mikrofazielle Untersuchungen an Dünnschliffen (HOLZER in MANDL et al., 1987) belegten die Zugehörigkeit zu Plassenkalk anhand typischer Faziesbilder und Organismen:

#### Kalchwand (Felsabstürze nordöstlich „Feisterer“)

Bacinella-Kalk: Dieser Faziestypus wurde von STEIGER & WURM (1980) bzw. STEIGER (1981) als riffnaher Plassenkalk bezeichnet. Es handelt sich dabei mikrofaziell um kaum bis wechselnd stark ausgewaschene Schlammkalke bis Grainstones, die durch Bacinella-Rasen verbunden werden bzw. von Bacinella überwachsen werden (Boundstones). Die Variabilität reicht von Schliff-füllenden Bacinella-Rasen bis zu kleinen Flecken. Als Komponenten finden sich neben Organismenschutt, der häufig onkoidisch umkrustet ist oder von einer Mikrithülle umgeben wird, Intraklaste, Pelloide, Lithoklaste. Bei Fehlen von Bacinella handelt es sich um Schlammkalke (Wackestones) mit den oben erwähnten Komponenten bzw. um schlecht ausgewaschene Packstones.

An Organismen treten neben unbestimmbaren Fragmenten von Echinoderma-ten folgende Organismen auf: Kalkalgen: *Bacinella irregularis*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Lithocodium* sp., *Clypeina jurassica*, ?*Campbelliella striata*; Foraminiferen: *Pseudocyclammina lituus*, *Conicospirulina basiliensis*, *Trocholina alpina*, *Protopennerolis striata*.

Hinzuweisen ist noch auf eine Encrinithkalk-Einschaltung an der Basis der Wandabbrüche.

Wenige Schiffe zeugen ferner von der engen Verknüpfung von Gosausedimenten mit dem Plassenkalk. Die brekziöse Basis führt überwiegend aufgearbeiteten Plassenkalkschutt, Quarzsandkörner und unbestimmbaren Feinschutt. Interessant erscheinen Corallinaceen-Bruchstücke, die aber aufgrund des Fehlens von Konzeptakeln keine nähere Bestimmung erlauben. Einschaltungen von Gosausedimenten im Plassenkalk deuten auf die Verfüllung von „Karst“-Hohlräumen hin.

#### Ramsauer „Hühnerkogel“

Felswand in etwa 1.600 m Höhe, südwestlich unterhalb einer als Hühnerkogel bezeichneten Vorkuppe (ca. auf 1.800 m) nahe dem Unterende des Fluderkars der Scheichenspitzen-Gruppe. Der Schriftzug „Hühnerkogel“ findet sich nur auf der Alpenvereinskarte 1:25.000 „14-Dachsteingruppe“.

Bearbeitet wurden 11 Schiffe aus dem massigen, +/- grobblockig zerfallenden, wandbildenden Kalk, den bereits GANSS et al. (1954: 36) als Plassenkalk bezeichneten. Den chronostratigrafischen Hinweis gab damals der Fund eines Hydrozoenstockes („*Ellipsactinia*“) aus dem „Grundkonglomerat“ der auflagernden Gosauschichten. Mikrofaziell handelt es sich um gut bis schlecht ausgewaschene Grainstones (spartische Plassenkalktypen) mit Peloiden, Intraklasten, Organismenschutt, onkoidischen Komponenten, Ooiden; selten tritt Bacinella-Kalk auf.

Bestimmbar waren: Kalkalgen: *Bacinella irregularis*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Clypeina jurassica*; Foraminiferen: *Pseudocyclammina lituus*, *Trocholina*

*alpina*, Textulariidae (z.B. *Quinqueloculina* sp.), Miliolidae; Scleractinia indet.; Gastropoda indet.; Echinodermata.

Der Grenzbereich zu den auflagernden Gosasedimenten ist am Südwest-Fuß der Felsstufe aufgeschlossen und zugänglich.

*Bildungsmilieu:*

Flachwasserbildungen aus unterschiedlichen Faziesbereichen einer Karbonatplattform.

*Alter:*

Für den Plassenkalk wird generell ein möglicher Altersumfang vom Kimmeridgium bis Tithonium und weiterreichend bis in die Unterkreide angegeben. Für Letzteres gibt es in den Vorkommen am Kartenblatt Schlading keine Hinweise.

Eine hochauflösende biostratigrafische Gliederung des jurassischen Anteils dieser Flachwasserkarbonate ist derzeit immer noch problematisch, da die dafür verwendeten Faunen- und Florenvergesellschaftungen auch Fazieseinflüssen unterliegen können. Verglichen mit der Faunen- und Florenverteilung im Plassenkalk der Typokalität deutet das gemeinsame Auftreten der Kalkalgen „*Clypeina jurassica*“ (= *Clypeina sulcata*), *Campbelliella striata* und der Foraminifere *Protopenneropsis striata* auf eine mögliche zeitliche Einstufung im oberen Kimmeridgium bis mittleren Tithonium, siehe dazu die Diskussion in SCHLAGINTWEIT et al. (2003).

### **38 Gosau-Gruppe** (Konglomerat, Sandstein, Mergel; ?Coniacium, Campanium–Maastrichtium, ?Paläozän)

All diese Gosauvorkommen sind im Kartenbild aufgrund ihrer geringen Größe nicht gegliedert und nur mit einer Farbe dargestellt.

Adolf Meier entdeckte 1930 das Gosauvorkommen nördlich Ramsau-Ort nahe dem „Hühnerkogel“ (siehe oben) und konnte das oberkretazische Alter durch eine kleine Fauna belegen – MEIER & TRAUTH (1936). Die Schichtfolge liegt transgressiv über einer Wandstufe aus Plassenkalk, fällt steil nach Norden und grenzt tektonisch an die mit Gips und Werfener Schiefen darüber beginnende Schichtfolge der Dachstein-Decke. Die Abfolgen sind zum Teil stark verquetscht, der Kontakt zueinander und zu den umgebenden Gesteinen ist tektonisch gestört; eine Angabe von Serienmächtigkeiten ist daher nicht sinnvoll. Einen Überblick über die Situation gibt Abbildung 11.

#### Basiskonglomerat (Äquivalent der Kreuzgrabenschichten)

Mehr oder minder gut gerundete, mm bis cm große Plassenkalk-Komponenten in überwiegend roter, sandig kalkiger Matrix, bilden ein monomiktetes Konglomerat. Bei Abnahme der Korngröße entwickeln sich daraus rote bis graubraune Kalksandsteine mit vereinzelt roten braunen Mergellagen.

*Bildungsmilieu:*

Die konglomeratischen Basisbildungen werden als Schwemmfächer- und Wildbachablagerungen interpretiert.

#### Mergel-/Sandstein-Abfolge

Die grauen sandigen Mergel enthalten reichlich Schalendetritus. Aus diesem Niveau muss auch die von MEIER & TRAUTH (1936) beschriebene Fauna stammen, die mit „*Pachydiscus (Nowakites) linderi* GROSSOUVRE“ vorbehaltlich der richtigen Bestimmung für Coniacium-Alter sprechen soll. Das Material ist leider verschollen. Eine Neuaufsammlung erbrachte nur Bruchstücke von Muschelschalen und Schnecken.

*Bildungsmilieu:*

Schelfmeer mit reicher Molluskenfauna.

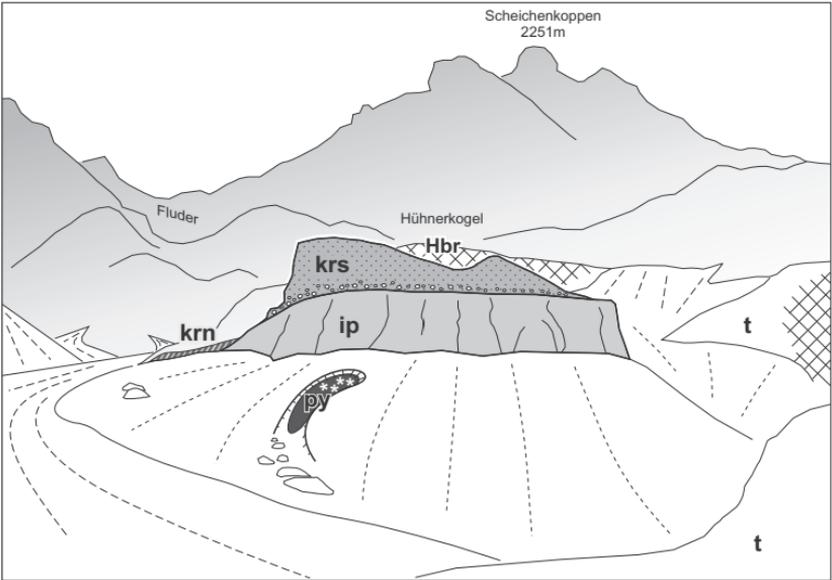


Abb. 11.  
 Ansicht der Jura-Kreide-Scholle des „Ramsauer Hühnerkogels“ (Vegetation abstrahiert).  
 Felsstufe aus Plassenkalk (ip) mit transgressiv auflagernder Gosau-Schichtfolge aus Basis-  
 konglomerat und Mergel/Sandstein-Folge (krs) und tektonisch isolierten Nierentaler Schichten  
 (krn). Im Gipfelbereich des Hühnerkogels pleistozäne Hangbrekzie (Hbr) über Werfener Schichten  
 der Dachstein-Decke (Mitteltrias-Karbonate grau schattiert).  
 An der Basis grünes Haselgebirge mit Gips (py) sowie Werfener Schichten (t) der Werfener  
 Schuppenzone. Blick nach N. Foto: G.W. MANDL.

## Nierentaler Schichten und Zwieselalmschichten

Am Westfuß der Plassenkalk-Wandstufe sind großflächig rote und graue Mergel mit einzelnen siliziklastischen Sandsteinbänken aufgeschlossen, die völlig dem Habitus von Nierentaler Schichten entsprechen.

Nördlich des Gipfelbereiches ist eine steilstehende, durch Brüche begrenzte Wechselfolge von groben Sandsteinen bzw. Brekzien und Feinsand-/Siltsteinlagen aufgeschlossen, die vermutlich zu den Zwieselalmschichten zu stellen ist. Die Brekzienbänke enthalten bis zu maximal einige cm große, teilweise auch gerundete Komponenten, bestehend aus grauen Phylliten, Quarz, roten und grünen Werfener Schiefern, diversen Triaskalken und löchrig limonitisch verwitternden ?paläozoischen Karbonaten.

### *Bildungsmilieu:*

Schelfabhäng zur Tiefsee.

### *Alter:*

Die bunten Nierentaler Mergel haben bisher Nannofloren des Campanium geliefert – siehe MANDL et al. (1987: 71). Eine Revision der Foraminiferen (det. L. HRADECKÁ) lässt eine Einengung auf oberes Campanium (*Globotruncana aegyptiaca* Zone sensu ROBASZYNSKI & CARON 1995) zu. Palynomorpha (det. M. SVOBODOVÁ, unpubliziert) wurden in nur wenigen Proben angetroffen. In der Flora dominieren die Angiospermen gegenüber den Gymnospermen und Pteridophyten.

Der brekzienreiche Hangendabschnitt („Zwieselalm Schichten“) der Abfolge enthielt in einer Lage reichlich Großforaminiferen (det. R. OBERHAUSER) des Maastrichtium: *Siderolithes calcitrapoides*, *Orbitoides* sp. und Lithothamnienkollen, während Mergellagen zwischen den Brekzienbänken Nannofloren des Campanium (det. H. STRADNER) lieferten. Hier handelt es sich vermutlich sowohl bei den Foraminiferen als auch beim Nannoplankton um umgelagerte Organismenreste, das tatsächliche Alter bleibt hier vorerst fraglich.

Östlich dieses Gosauvorkommens sind einige weitere im Umfeld der Kalchwand aufgeschlossen. Neben dem Basiskonglomerat über Plassenkalk sind vor allem graubraune Mergel mit Sandsteinlagen weit verbreitet. Biostratigrafische Daten liegen daraus bisher keine vor. Eingeschaltet finden sich vereinzelt, etwa 0,5 m mächtige Konglomeratlagen. Die bis faustgroßen Komponenten sind nach bisheriger Beobachtung ausschließlich kalkalpiner Herkunft und umfassen graue und rosa Kalke (?Mitteltrias), selten Dolomite, rote glimmerreiche und grüne Werfener Sandsteine, Plassenkalk, kleine schwarze Hornsteinbruchstücke (nur vereinzelt gut gerundet) und graue Kalkkollen mit dunklen Hornsteinrinden.

## **„Tertiär“**

### **37 Formrelikte der „tertiären“ Landoberfläche**

Südlich des kalkalpiner Ablagerungsraumes lag spätestens seit Ende der Kreidezeit Ostalpinen Kristallin mit einer Hülle aus schwach metamorphen, paläozoischen Gesteinen zutage (Liefergebiet für entsprechende Gerölle in den Zwieselalm Schichten) und begann seinen langsamen Aufstieg zum Gebirge. Mit dieser Hebung der zentralen Zone zu einem anfänglich flachwelligen Hügelland entwickelte sich ein erstes Flusssystem. Dessen Erosionsleistung schuf in der noch tiefliegenden kalkalpiner Zone eine hügelige Abtragungsfäche, die sogenannte Dachstein-Altfläche, in der die beginnende Verkarstung erste Höhlen schuf (heutiges „Ruinenhöhlenniveau“). In der Folge entstanden im Laufe des Oligozäns breite Schwemmebenen, auf denen ein Teil des aus den Zentralalpen nach Norden in das Molassemeer ver-

frachteten Abtragungsschuttes als Augenstein-Formation zur Ablagerung gelangte – FRISCH et al. (2002: Abb. 22).

Während des **höheren Unter- bis Mittelmiozäns** kam es zur Ausbildung großer, seitenverschiebender Störungszonen (z.B. Ennstal-Störungssystem) und zur allmählichen Hebung der Kalkalpen, wodurch die jüngsten Ablagerungen wieder abgetragen und die Dachstein-Altfläche erneut freigelegt wurde. Formrelikte davon sind lokal heute noch erkennbar.

### **36 Arkose, Sandstein, Ton, Glanzkohle (Stoderalm); Sandstein (Loden-walker; Bärenwand)**

Ablagerungen „tertiärer“ Sedimente sind im Kalkalpen-Mittelabschnitt hauptsächlich in tektonisch eingesenkter Position entlang der Längstalbrüche des Südrandes erhalten geblieben, können aber auch bis auf die Plateauflächen aufsteigen (Stoderalm, Kamm- bzw. Miesboden). Sie werden im Bereich zwischen Wagrain und Hieflau als „**Ennstaltertiär**“ zusammengefasst.

Das Geröllspektrum ähnelt teilweise jenem der Augenstein-Formation (vor allem Gangquarz), enthält jedoch zusätzlich auch höher metamorphe Gesteine wie granatreiche Paragneise, Pegmatitgneise, Orthogneise, Plagioklas-Amphibolite und Serpentine, jüngst untersucht im Wagrainer Becken (NEUBAUER, 2004) und im Ennstal zwischen Gröbming-Winkel und Wörschach (KEIL & NEUBAUER, 2011). Die Schwermineralspektren der Sandsteine auf der Stoderalm werden von Granat dominiert – siehe WAGREICH et al. (1997). Im Liefergebiet hatten tektonische Exhumation und Erosion offenbar zu dieser Zeit bereits auch höher metamorphes Ostalpines Kristallin freigelegt.

Lokale Kohleflöze in den limnisch-fluviatilen Schichten wurden zeitweise wirtschaftlich genutzt. Das Kohlevorkommen der Stoderalm stellt eines der höchstgelegenen innerhalb der Ostalpen dar. In 1.700 m Seehöhe steckt in einer W-E-streichenden Mulde eine steilgestellte Wechselfolge von grobkörnigen lithischen Arkosen, graubraunen Tonen und Sandsteinen mit Glanzbraunkohlelagen, tektonisch eingeklemmt zwischen Dolomit und Dachsteinkalk. Eine Aufschlusskizze des heute verrutschten und von Wiese bedeckten Vorkommens gaben TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1963) – siehe Abbildung 12. Der Abbau erfolgte mit Unterbrechungen bis etwa 1903 – siehe auch Kapitel 9.2 Energierohstoffe/Kohle.

#### *Bildungsmilieu:*

Flussablagerungen, lokale Seesedimente und „Kohlesümpfe“.

#### *Fossilinhalt und Alter:*

GEYER (1913: 308) erwähnt aus den Schiefer-tonen der Stoder-Kohle eine Makroflora mit *Laurus primigenius*, *Ficus tenuinervis* und *Smilax grandifolia* (alle det. F. v. KERNER). TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1963) berichten über Pollen und Sporen (det. W. KLAUS) von: *Sequoipollenites* sp. mit Untergruppen *Poll. hiatus* und *Poll. magnus dubius*, *Disaccites* sp., *Concavisporites* sp., *Oligopollis asymmetricus*, *Caryapollenites simplex*. Während die Elemente der Makroflora schon seit der Kreide bekannt sind und damit wenig Aussagekraft besitzen, deutet die Pollen/Sporengesellschaft auf Oberoligozän bis Mittelmiozän.

STEININGER et al. (1989) stellen das Vorkommen der Stoderalm zuletzt in das Karpatium. Zu einer ähnlichen Einstufung (Ottngangium bis Karpatium, eventuell Eggenburgium) kamen WAGREICH et al. (1997) auch für das damit verglichene „Hieflauer Tertiär“.

Aus sedimentologisch-geodynamischer Sicht wurde eine zeitliche Äquivalenz des „Ennstal-tertiärs“ und der Aufschotterung der Augensteinlandschaft lange diskutiert – vgl. WINKLER-HERMADEN (1950); FUCHS (1980: 478). Jüngere Untersuchungen zur morphologischen Entwicklung der Ostalpen durch FRISCH et al. (2001, 2002) ordnen Augensteinlandschaft und

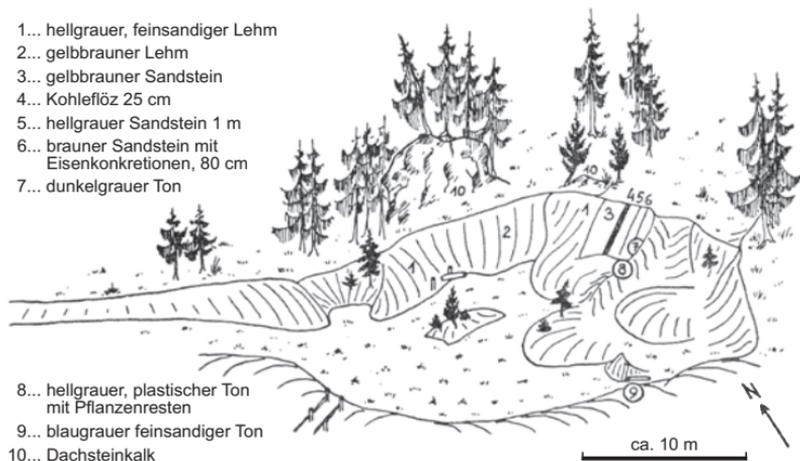


Abb. 12.

Das Kohle führende „Tertiär“ der Stoderalm. Skizze der Aufschlussverhältnisse im Jahr 1955 nach TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1963: Abb. 1).

„Ennstalertiär“ unterschiedlich alten Entwicklungsphasen der Landschaftsentstehung zu, sodass sie aus heutiger Sicht in der Kartenlegende in umgekehrter Reihenfolge angeführt werden müssten.

Die hohe Lage der Tertiär“-Vorkommen auf der Dachstein-Hochfläche – Stoderalm (ca. 1.700 m) und NE davon am Nachbarkartenblatt 128 Gröbming am Kammboden (1.400–1.500 m) – könnte aber auch dahingehend interpretiert werden, dass diese Vorkommen noch den jüngsten Anteil der Augenstein-Formation repräsentieren, der hier zuletzt die höchsten Teile des oligozänen Reliefs überdeckte. Die schwach metamorphen Komponentenspektren wären dann nur für die ältesten Anteile der Augenstein-Formation kennzeichnend, eine Möglichkeit, die bereits FRISCH et al. (2002) anmerkten.

Die Hauptmasse des eigentlichen „Ennstalertiärs“ liegt ja deutlich tiefer – Unterkante unter Talbodenniveau der Enns (ca. 650–700 m), höchste Aufschlüsse (Oberlengdorf) reichen bis auf etwa 1.060 m Höhe. Wenn die miozäne Beckenbildung und Sedimentation mit dem sinistralen Seitenversatz am Ennstal-Störungssystem korreliert wird, scheint die heute hohe Lage eines Teiles dieser Beckenfüllung schwer verständlich.

### 35 Bohnerze

Mit den Augenstein-Schottern und Sanden (siehe nachfolgend) sind oft auch „Bohnerze“ (mm- bis cm-große Eisenkonkretionen) in roten Lehmböden vergesellschaftet. Der Mineralbestand letzterer mit Kaolinit, Hämatit und dem Bauxitmineral Gibbsite weist auf Gesteinsverwitterung unter tropisch warmem Klima hin – vgl. BEZVODOVA & LOBITZER (1990).

#### *Bildungsmilieu:*

Verwitterungsbildungen unter tropisch warmem Klima.

#### *Alter:*

Siehe nachfolgend bei Augensteingeröllen.

## 34 Sand mit Augensteingeröllen

### 33 Augensteingerölle (ortsfremde, meist nicht kalkalpine Gerölle)

Sogenannte Augensteingerölle auf den kalkalpinen Hochflächen sind die letzten Zeugen einer alten Flusslandschaft. Diese Flüsse schufen ausgedehnte Schotterflächen während sie Material aus den aufsteigenden Zentralalpen und der Grauwackenzone über die noch nicht zum Gebirge gehobenen Kalkalpen hinweg in das Restmeer der Molassezone transportierten. Heute liegen diese mehrfach umgelagerten Quarz- und Kristallingerölle eingespült im Karstrelief des Dachsteinplateaus und werden gelegentlich auch in den Höhlensystemen gefunden. Ein derartiges Vorkommen am Dachsteinplateau nahe Oberfeld („Aug'nstoandlgrueb“ auf der Alpenvereinskarte Nr. 14-Dachstein, Ausgabe 2000) wurde als Typlokalität der Augenstein-Formation beschrieben (FRISCH et al., 2002).

Die Gerölle besitzen meist Durchmesser von wenigen cm bis mm und stammen fast ausschließlich aus schwach metamorphen Liefergebieten im Süden der Kalkalpen. Vergleichbare Herkunftsgesteine finden sich heute noch in paläozoischen Schichtfolgen der Grauwackenzone oder der Gurktaler Decke sowie in der siliziklastischen (lokal auch vulkanitischen) Basis der permomesozoischen Schichtfolge der Kalkalpen und deren schwach metamorphen Äquivalente in den Zentralalpen. Vorherrschend sind polykristalline Quarzgerölle, die auf Mobilisate in phyllitischen Gesteinen zurückgehen. Weiters sind graue und bunte Quarzite vertreten, sowie Lydite, dunkle Sandsteine und Konglomerate, Porphyroide, Grüngesteine und selten Karbonate.

Mit Einsetzen der großen, frühmiozänen Seitenverschiebungen kam es zu einer Umgestaltung dieses ersten alpinen Reliefs und der Ausbildung eines neuen Entwässerungsnetzes. Die Dachsteinkalkplateaus wurden allmählich herausgehoben und die Schwemmebene von ihren Liefergebieten abgeschnitten. Die Augenstein-Sedimente wurden in der Folge wieder weitgehend erodiert und in die marine Vorlandmolasse umgelagert. Für Details und weitere Literatur, siehe FRISCH et al. (2001, 2002, 2008).

*Bildungsmilieu:*

Flussablagerungen.

*Alter:*

Die generelle geologische Situation sowie Zirkon-Spaltspurendatierungen weisen auf ein unteroligozänes Alter der basalen Anteile hin (FRISCH et al., 2002).

## 6.7. Quartär

(D. VAN HUSEN)

### 32 Hangbrekzie

An der Südseite des Dachsteinplateaus sind mächtige Brekzien-Vorkommen erhalten, welche die aus den rezenten Schutthalden aufragenden Rücken aus Werfener Schichten krönen. Sie werden von durchwegs gut verfestigtem grobem Schutt gebildet (siehe Kapitel 9.4). Es wechseln dabei sehr unterschiedlich mächtige Lagen eines einerseits feinkornreicheren, andererseits groben, völlig matrixfreien Schutts. In allen Bereichen finden sich häufig Blöcke von 50–100 cm Durchmesser und gelegentlich auch Blöcke mit bis zu mehreren 10er m<sup>3</sup> Volumen, die aus kleineren Felsstürzen herrühren. Der lagenweise Wechsel von Matrixgehalt und Korngrößen zeichnet eine deutliche, generell mit ca. 35° Neigung nach Süden einfallende Schichtung nach. Diese entspricht dem Schüttwinkel der modernen Schutthalden

und belegt somit, dass es sich bei diesen Brekzienkörpern um Reste einer ehemals großflächigen Schuttbedeckung handelt – siehe Abbildung 36.

Diese bildete sich ähnlich den heutigen Schutthalden am Fuß der aus Karbonaten gebildeten Felswände und bedeckte die liegenden Gesteine der Werfener Schuppenzone am Wandfuß. Deren Mächtigkeit und plastische Eigenschaften begünstigen die bruchhafte Zerlegung der auflagernden, starren Kalkmassen und sind so für die auch heute auffällig starke Schuttbildung verantwortlich. Die Brekzie stellt, so wie andere vergleichbare Vorkommen in den Kalkalpen (VAN HUSEN, 2011), den Erosionsrest einer ehemals weit verbreiteten Schuttumhüllung der Gebirgsstücke dar (CORNELIUS, 1941).

Die Brekzie zeigt neben der allgemein fortgeschrittenen Verkittung teilweise starke Korrosion der Komponenten und lokal starke Sinterbildung. Einschwemmungen von Verwitterungslehm in Hohlräume weisen auf ein höheres Alter hin (VAN HUSEN, 2000), obwohl keine Moränen oder andere glaziale Ablagerungen auf den ausgedehnteren Brekzienkörpern gefunden werden konnten. An den größeren Vorkommen zeigt sich randlich eine Auflösung in Schollen und Türme als Ausdruck des Zergleitens der massigen Brekzie auf dem plastischen Untergrund (POISEL & EPPENSTEINER, 1989). Dabei sind einzelne Schollen und Türme durch die lange anhaltende Bewegung über größere Strecken schon soweit verkippt, dass die Schichtung bereits gegen den Hang einfallen kann – siehe Abbildung 36.

#### *Alter:*

Durch die fazielle sowie lagemäßige Übereinstimmung wurden diese Brekzien häufig mit der Höttinger Brekzie (PENCK, 1921; AMPFERER, 1936) parallelisiert und demnach in den Zeitraum zwischen Mindel- und Rißzeit gestellt, was in guter Übereinstimmung mit anderen Indizien tektonischer Aktivität, wie starke Erosionsleistungen in den Ostalpen, stehen könnte (VAN HUSEN, 2000). Neuerdings wird für die Brekzie am locus typicus auch eine Stellung im Riß/Würm-Interglazial diskutiert (SANDERS & OSTERMANN, 2006).

### **31 + 30 Kies, Konglomerat (Ramsau), Schieferkohle darin (Klaus/Pichl)**

Ab der Mündung des Forstaubaches im Westen bis Weißenbach im Osten wird das Ennstal an seiner Nordflanke von Konglomeraten und Kiesen begleitet, die eine terrassenförmige, von Westen nach Osten abfallende Hochfläche rund 250–100 m über dem rezenten Talboden der Enns bilden.

Die Kiese liegen Schiefen, Phylliten und Marmoren der Grauwackenzone auf, die entlang der Nordflanke des Ennstales oberhalb des nach Osten breiter werdenden Talbodens immer wieder aufgeschlossen sind. Nur im Bereich Obere Klaus–Schladming sind sie von mächtigen Schutt- und Murenkegeln verdeckt. Die Kiese liegen einer ehemaligen Talflanke des Ennstals (VAN HUSEN, 1968) und keinem älteren Talboden der Enns auf (KEIL & NEUBAUER, 2009: 83). Der von hohen steilen Felsböschungen gesäumte – im Gegensatz zu weiter im Osten – primär wenig ausgeräumte enge Talboden um den Mandlingpass ist auf den geringen Eisdurchfluss und damit Eiserosion unter dem Eisscheitel zwischen Enns- und Salzachgletscher der jüngeren Eiszeiten (Tafel 1) zurückzuführen (VAN HUSEN, 1987b). Eine Situation, die direkt mit dem Engtal der Salzach um Lend (PESTAL et al., 2009: Taf. 11) vergleichbar ist. Die heute enge Talfurche des Ennstals östlich und westlich von Mandling, welche einerseits entlang der Salzach-Enns-Störung, andererseits entlang der „Mandling-Störung“ (KEIL & NEUBAUER, 2009: Fig. 2) angelegt ist, wurde damals hauptsächlich von den subglazialen Schmelzwässern durchflossen und erodiert, wobei ein Abfluss nach Westen sowie nach Osten möglich gewesen sein kann.

Die Kiese werden im Westen in den liegenden Anteilen ausschließlich von Kristallingschieben mit dem Spektrum der heutigen Ennsschotter gebildet, die stellen-

weise einen deutlichen Anteil schlecht gerundeter, kurz transportierter Phyllitkomponenten (Einflussbereich des Forstau- und Preuneggbaches) aufweisen. In den hangenden Teilen ist eine Zunahme der durchschnittlichen Korngröße zu sehen. In diesem Bereich ist dann auch stellenweise ein deutlicher Anteil an Karbonatgeschieben aus dem Einzugsgebiet des Grub- und Griebßbaches zu finden, die von Lagen ohne jeglichen Karbonatanteil unterbrochen werden. Auf diese Karbonatführung dürfte auch die fortgeschrittene Talrandverkitung um die Mündung des Griebßbaches zurückzuführen sein. Die sich in diesen Konglomeraten ausbildenden talparallelen Klüfte führen zum Lösen und Abwandern großer Blöcke des gutverfestigten Konglomerats (siehe 15) und sind als Entspannungsklüfte zur freien Oberfläche und nicht als tektonische Verstellungen (wie bei KEIL, 2008; KEIL & NEUBAUER, 2009: 83–84) zu sehen.

Weiter nach Osten (Schneeberger–Schlapfleiten–Nußdörfel) dominieren wieder die Kristallinschotter nahezu gänzlich das Spektrum. Erst bei Birnberg finden sich dann wieder stellenweise bis zu 20–30 % Karbonatgerölle, die den Einfluss der Gerinne einerseits aus dem Raum der Ramsau bei Kulm, andererseits des Ramsaubaches südlich Lodenwalker dokumentieren. Eine Verbindung in den durchlässigen Kiesen unter der Grundmoräne bei Kulm wird ja durch die starken Quellaustritte östlich des Gehöftes Pacher angezeigt. Auch hier geht der Karbonatanteil dann nach Osten bis Weißenbach wieder zurück.

Die Kiese weisen kleinräumig wechselnde Lagen stark schwankender Mächtigkeit von matrixreichen und matrixarmen Kiesen auf, die auch kleinräumige Kreuzschichtung zeigen. Die bis weit nach Norden zwischen die Dolomitkuppen des Mandlingzuges ausgreifenden Kiese der Ramsau sind demnach durch die rasche Akkumulation der Enns als braided river unter kühlen Klimabedingungen (DRAXLER & VAN HUSEN, 1978) entstanden. Dabei hatten die großen Bäche der Niederen Tauern, besonders Forstau-, Preunegg- und Talbach durch einen starken Materialeintrag einen wesentlichen Einfluss auf den Aufbau des Schotterkörpers.

Durch den vom Talbach, ähnlich der heutigen Situation, besonders kräftig vorgebauten Schwemmfächer entstand im Ennstal ein Rückstaubereich, in dem es zur Ablagerung feinkörnigerer Sedimente kam (Abb. 13). So setzt in ca. 950–960 m Höhe oberhalb des Gehöftes Klausner ein Horizont mit Sanden und Schluffen an, der, 10–20 m mächtig, immer wieder direkt in Aufschlüssen oder indirekt durch Quellaustritte erfassbar ist. Auf Letztere gehen ja auch die tiefen Einschnitte und großen rezenten Schwemmfächer unterhalb der Gehöfte Fürster, Schneeberger und Schlapfer zurück (DRAXLER & VAN HUSEN, 1978). In diesem Staubereich zwischen den alten Schwemmfächern (Talbach, Griebßbach) kam es neben der feinkörnigen Sedimentation auch zur Bildung von verbreiteten Niedermoorbildungen in den Überflutungsbereichen und in einem alten verlandenden Flusslauf auch zur Bildung eines ca. 4–5 m mächtigen Torfkörpers. Aus diesem Torfkörper (Braunmooschilf mit Resten des randlichen Bruchwaldes) bildete sich die 2 m mächtige Schieferkohle mit vielen Holzresten des ehemals abgebauten Hauptflözes (ZAILER, 1910), der in der letzten Abbauphase nach dem Zweiten Weltkrieg, entsprechend den Unterlagen der Berghauptmannschaft Leoben, völlig ausgekohlt wurde (WEBER & WEISS, 1983) – siehe Kapitel 3.4 Bergbaugeschichte. Der Abbau erfolgte früher in den beiden Revieren Barbara und Klaus – siehe dazu Abbildung 21. Bis heute können noch in kleinen künstlichen Aufschlüssen dünne Kohleschmitzen oder bis zu 10–15 cm starke Flöze gefunden werden, die aus geringer mächtigen Moorkörpern in der Nachbarschaft des ehemals verlandenden Flussarmes entstanden waren – siehe dazu Abbildung 14 (Sedimentprofil).

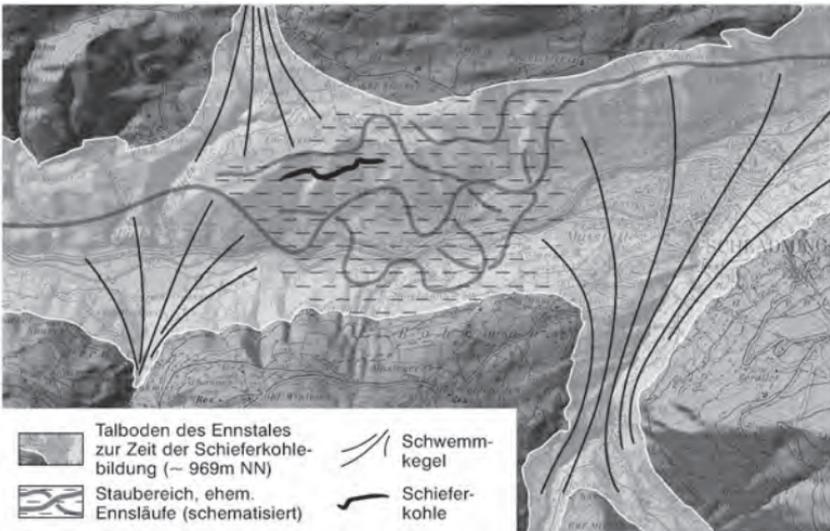


Abb. 13. Schematische Skizze des Talbodens des Ennstales zur Zeit der Bildung der Schieferkohle in rund 960 m Höhe.

#### *Bildungsmilieu:*

Die groben Schotter der Ramsau stellen somit eine rasche Aufschüttung im Talbereich dar, die unter kühlen Klimabedingungen mit großer Schuttproduktion stattgefunden hat, so wie auch in allen anderen Längstälern der Ostalpen (VAN HUSEN, 2000). In diesen Perioden entstanden in kurzen Zeiträumen von einigen 1.000 Jahren heterogen aufgebaute, bis zu mehrere 100 m mächtige Ablagerungen, die dann in klimatisch günstigeren Zeiten wieder erodiert wurden. Ein Vorgang, der sich in allen Eiszeitperioden bei markanten Klimaverschlechterungen (Abb. 15, Bereich A, großer Pfeil) im später vergletscherten Bereich der Täler wiederholt hat. Die Bildungen der Schotter können somit keineswegs als Marke für die schrittweise Übertiefung des Ennstals herangezogen oder mit den Terrassen entlang der Enns und Steyr bis zur Donau in Verbindung gebracht werden, wie das von KEIL & NEUBAUER (2009: 87 bzw. Figs. 4, 7) postuliert wird. Der Horizont mit schluffigen Sanden, Tonen und Moorbildung entspricht dabei einer Phase geringerer Sedimentationsraten mit feinkörnigen Ablagerungen und Verlandung im Überflutungsbereich, unter günstigeren Klimabedingungen und verminderter Akkumulation.

#### *Alter:*

An diesen feinkörnigen Ablagerungen durchgeführte Untersuchungen zur Klimarekonstruktion und Altersstellung (DRAXLER & VAN HUSEN, 1978; VAN HUSEN et al., 1993), auch mit Hilfe künstlicher Aufschlüsse, ergaben widersprüchliche Ergebnisse.

Das durch den Pollengehalt in den Sedimenten angezeigte Vegetationsbild entspricht dem eines Nadelwaldes in einem wärmeren, niederschlagsreichen Interstadial (Abb. 14: Palynologisches Profil). Das nahezu völlige Fehlen der anspruchsvolleren Laubbäume belegt, dass keineswegs interglaziale Verhältnisse ähnlich den heutigen vorhanden waren, die eine Einordnung des Kohleflözes in das Eem (FIRBAS, 1925) erlauben. Das Pollenbild wird hingegen neben Erle von Tanne und Fichte dominiert, was auf einen geschlossenen Nadelwald hindeutet. Versuche einer radiometrischen Datierung der oberflächennahe gewonnenen Proben ergaben sehr unterschiedliche Alter. Das  $^{14}\text{C}$  Alter (VRI 542) von  $30.700 \pm 1.200$  BP cal  $35.186 \pm 1.284$  BP (DRAXLER & VAN HUSEN, 1978) würde die Bildung der Schieferkohle in die jüngere Würmeiszeit (Marine Isotopenstufe 3) einordnen. Da aber nur im ersten der würmezeitlichen Interstadiale (Marine Isotopenstufe 5c) die Tanne in geringem Ausmaß noch

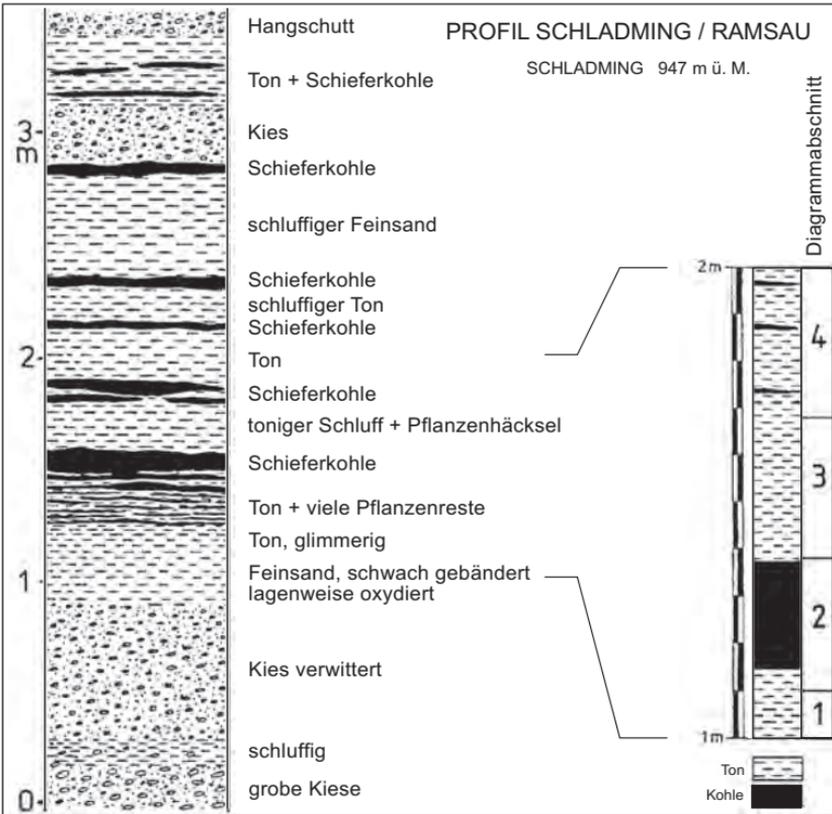


Abb. 14.

Sedimentabfolge und palynologisches Profil „Schladming/Ramsau“ im Bereich der Schieferkohle. Nach DRAXLER & VAN HUSEN (1978) verändert. BP – Baumpollen, NBP – Nichtbaumpollen, horizontal – Pflanzenarten, vertikal – Sedimentprofil.

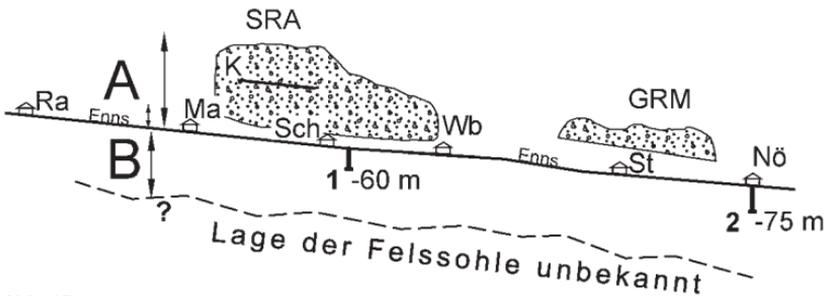


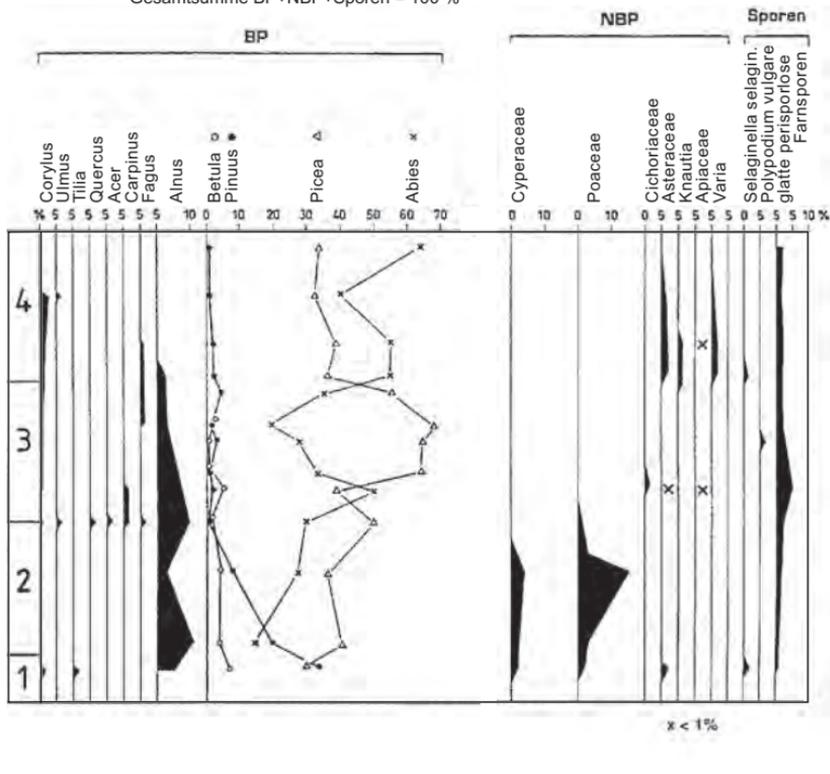
Abb. 15.

Schemaskizze zur Akkumulation und Erosion im oberen Ennstal:

A: Bereich der klimatisch verursachten Akkumulation und Erosion nach der Zerschneidung des „Alten Talbodens“. B: Bereich der subglazialen Erosion und Übertiefung und der unmittelbar folgenden Wiederauffüllung.

Holozän: kleiner Doppelpfeil, Eiszeiten: großer Doppelpfeil, 1 und 2: Bohrungen im heutigen Talboden, GRM: Schotter des Gröbminger Mitterbergs auf dem „Alten Talboden“, SRA: Schotter der Ramsau, K: Schieferkohle, Ra: Radstadt, Ma: Mandling, Sch: Schladming, Wb: Weißbach, St: Stein a. d. Enns, Nö: Niederöblarn.

Gesamtsumme BP+NBP+Sporen = 100 %



in den Talbereichen stockte, in den jüngeren aber im Bereich der Nördlichen Kalkalpen ganz fehlte (DRESCHER-SCHNEIDER, 2000: Pollenprofil Mondsee), ist eine derartige Einstufung nicht möglich. So scheint eine Einordnung in ein Interstadial im Zeitraum der Marinen Isotopenstufen 7 oder 8 wahrscheinlicher, worauf auch zwei Versuche einer Datierung mit der U/Th „Isochronen“ Methode (Uh 547–550;  $139.000 \pm 3.000$  BP und Uh 1054–1057;  $250.000 \pm 33.400/25.400$  BP) hinweisen, die aber ebenso wie die ehemalige  $^{14}\text{C}$  Datierung durch die oberflächennahen Probenentnahmen nach heutiger Sicht als nicht zuverlässig angesehen werden müssen.

Das würde bedeuten, dass der Schieferkohle führende Horizont sowie die Schotter in der eem-zeitlichen Erosionsphase erhalten blieben, was der heutigen Situation entsprechen würde. Ob die hangenden groben Kiese zur Gänze auch aus der nachfolgenden Rißeiszeit stammen, oder teilweise jünger sind, ist nicht zu beantworten, da in dem schlecht aufgeschlossenen Gelände Beobachtungen über Unterbrechungen der Akkumulation oder Erosionsphasen oder zwischengelagerte rißeiszeitliche Grundmoräne fehlen. Auch war es nicht möglich zu klären, ob die Kiese in die hangende würmzeitliche Grundmoräne übergehen und somit Vorstoßschotter der Würmeiszeit darstellen, oder ob der Kontakt durch Erosion diskordant ist.

Die Erhaltung des Schotterkörpers der Ramsau, auch unter einer zweimaligen hochglazialen Eisbedeckung, kann aber leicht durch den geringen Eisabfluss im Bereich des Eis-

scheitels zwischen Salzach- und Ennsgletscher erklärt werden, wodurch die glaziale Erosion in diesem Bereich gering wirksam war (s.o.).

## **29 Grundmoräne, mit Drumlin**

Die Grundmoränenablagerungen des Hochglazials sind durchwegs feinstoffreiche Korngemische, die durch die Ablagerung an der Basis des Gletscherstroms entstanden sind und durch dessen Auflast und Auspressen des Wassergehalts eine hohe Lagerungsdichte aufweisen. Die größeren Geschiebe, und da besonders die Karbonate zeigen mitunter Facettierung und Kritzung, Erscheinungen, die hingegen an den Kristallingeschieben nur sehr selten zu finden sind. Abgesehen von den in der Grundmoräne jeweils dominant auftretenden Gesteinen der nahen Umgebung (z.B. Schiefer und Phyllite) sind Gneise, massige Grünschiefer, Amphibolite und untergeordnet die Karbonate der Steirischen Kalkspitze der zentralen Niederen Tauern sowie Kalke des Kalkalpen Südrandes als auffällige Leitgesteine zu finden. Sie ermöglichen die Rekonstruktion der generellen Eisflussrichtung im Ennstal. Die Grundmoräne zeigt durchwegs eine gering mächtige Bodenbildung von einigen Dezimetern und sonst keine tiefer greifende intensivere Verwitterung, die auf ein höheres Alter als das würmzeitliche Hochglazial hinweisen würde.

Die ausgedehnteste zusammenhängende Verbreitung der Grundmoräne ist auf der terrassenartigen Hochfläche der Ramsau entwickelt, wo sie ebenso wie die größeren Vorkommen bei Rohrmoos und Haus/Ruperting (auf der Karte irrtümlich mit Nr. 17 indiziert) früher auch die Grundlage für Ackerbau bildete.

Die Geschiebe der Grundmoräne der Ramsau werden fast zur Gänze von Kristallingeschieben dominiert. Erst am Nordrand an den Auftragungen des Mandlingzuges finden sich vermehrt Dolomitgeschiebe, obwohl hier, z.B. am Kulmberg, in den Moränenablagerungen die Kristallingeschiebe auch mit großen Gneis- und Glimmerschieferblöcken dominant sind. So führt die Grundmoräne um Neuhäusel trotz des kalkalpinen Untergrundes nur 10–15 % an Karbonatgeschieben. Erst weiter nördlich sind dann auch die Gesteine der Mittel- und Obertrias aus der Südseite des Dachsteinmassivs vermehrt zu finden.

Die Grundmoräne am Rücken NW Weißenbach führt einen hohen Anteil an facettierten, gekritzten und polierten Kalken in einer den kalkalpinen Grundmoränen typischen, sehr schluffig-tonigen Grundmasse. Es finden sich aber auch hier bis in eine Höhe von ca. 1.000 m viele Kristallingeschiebe (Gneise, Grünschiefer, Amphibolite), die stellenweise auch bis zu 30 % ausmachen können. Vereinzelt fanden sich auch Phyllitbrocken bis zu 1 m Kantenlänge. Zurückzuführen ist dieses überraschend starke Auftreten der Kristallingeschiebe nördlich der Enns wohl auf den kräftigen Eisabfluss aus den großen Einzugsgebieten der Täler der Niederen Tauern. Dem hatten die kleinen Gletscher unter den Wänden der Dachstein-Südseite wenig entgegen zu setzen und konnten so nur in einem engen Bereich am Nordrand des Ennstales nach Osten abfließen.

Auf der Hochfläche der Ramsau zeigt die Grundmoränendecke eine großzügige Drumlinisierung, die bereits einen generellen Eisfluss von Westen nach Osten anzeigt.

## **28 Moränenstreu, verschwemmte Moräne**

In vielen Bereichen ist über dem Grundgebirge eine lückenhafte Bedeckung mit Moränenmaterial zu finden. Es ist meist primär nur lückenhaft abgelagerte feinstoffreiche Grundmoräne mit Geschieben und einer hohen Lagerungsdichte, seltener sind es auch Erosionsreste einer ehemals zusammenhängenden Grundmoränendecke.

cke, in manchen Fällen auch nur um kleine verschwemmte Erosionsreste. In allen Fällen ist aber das Gestein des Grundgebirges sicher erfassbar.

Im Gradenbach ist aus der Moränenbedeckung im Zuge der Abschmelzphase infolge Abspülung durch die Schmelzwässer eine Umlagerung des Moränenmaterials eingetreten. Dabei wurden hauptsächlich die Feinkornanteile ausgeschwemmt und die Moräne aufgelockert, es erfolgte aber keine wesentliche fluviatile Bearbeitung der Geschiebe. Auch um das Eisjoch (Hallstätter Gletscher) und in den großen Karsthohlformen am Kemetgebirge im Osten ist keine Unterscheidung der primären Grundmoräne vom auflagernden verschwemmten Moränenmaterial der Eisabschmelzphase zu treffen. In allen diesen verschwemmten Moränen ist aber wohl auch primär aus dem schmelzenden Eis abgelagertes Moränenmaterial eingeschlossen, das nicht mehr durch Eisbedeckung verdichtet wurde.

## **27 Rundhöcker**

Deutliche Formen der glazialen Erosion im Grundgebirge finden sich an der Südflanke des Ennstals am Gössenberg, wie auch weiter östlich. Diese lang gestreckten sanften Hügel zeigen in ihrer Erstreckung die Eisflussrichtung an. Weniger deutliche, aber ebenso durch diese Erosion beeinflusste Formen stellen die Dolomitauftragungen des Mandlingzuges (z.B. Kulm-Sattelberg) dar.

An der Schwelle zwischen Riesachsee und Untertal sowie an jenen in den Karen der Niederen Tauern sind viele derartige kleine Formen zu finden. Sie weisen mitunter auch noch deutliche Schrammen auf, die durch die darüber hinweg transportierten Blöcke an der Basis der Gletscher entstanden sind.

## **26 Trockental**

Oberhalb von Pichl ist eine Talfurche erhalten geblieben, die offensichtlich durch einen kurzfristigen Schmelzwasserabfluss erodiert wurde, als der Talboden des Ennstales noch von Toteis oder möglicherweise von den aktiven Gletscherzungen aus dem Forstaubach oder dem Preuneggtaal blockiert war.

Eine ähnliche Form findet sich auch noch bei Birnberg, wo sich offenbar ein kurzfristiges Gerinne seinen Weg zwischen den abschmelzenden Eismassen gebahnt hat.

## **25 Erratischer Block**

Auffällige größere erratische Blöcke finden sich im Ennstal an der nord- sowie südseitigen Flanke und auf der Hochfläche der Ramsau. Es sind dies durchwegs Gneise, Grünschiefer und Amphibolite, die wahrscheinlich beim Abschmelzen des Gletschereises direkt abgelagert wurden, oder auch beim Abspülen der Moränensedimente dank ihrer Größe nicht abtransportiert wurden. Sie finden sich vorherrschend in Waldgebieten oder an den Rändern der bewirtschafteten Flächen.

Erwähnenswert sind in diesem Zusammenhang noch ein erratischer Kalkblock unterhalb Schneeberger oder ein ca. 30 m<sup>3</sup> großer Glimmerschieferblock weiter westlich am Südabfall der Hochfläche der Ramsau.

## **24 Bergsturzmasse vom Eis überprägt (Preuneggtaal)**

Im oberen Preuneggtaal nordöstlich der Ursprungalm ist der NW-orientierte Karraum unter der Kampspitze durch grobes Blockwerk geprägt, das seinen Ursprung in den verbreiteten Bergzerreißungsstrukturen und der damit einhergehenden star-

ken Auflockerung im Kambereich hat. Sind der obere Bereich und der Nordrand des Karraumes mit Blockwerk größerer jüngerer Felsstürze bedeckt, so ist im tieferen Teil um die Forststraße in rund 1.600 m Höhe auf dem Blockwerk schon eine gut entwickelte Vegetation vorhanden. Dieses ältere Blockwerk zeigt randlich eine Anhäufung, die am Nordrand um den Bachlauf deutlicher ist als im Süden. Der Almboden dazwischen ist eher durch eine lockere Blockstreu charakterisiert. Diese Verteilung ist wohl am besten dadurch zu erklären, dass ein kleiner Bergsturz oder auch mehrere größere Felsstürze auf eine Gletscherzunge gefallen sind und die Eisbewegung dann noch zu einer randlichen Anreicherung des Blockwerks geführt und die Verteilung der Blockmasse geprägt hat.

### **23 Grobes Moränenblockwerk**

Zwischen den Rücken aus den Gesteinen der Werfener Schuppenzone nördlich Ramsau finden sich am Übergang der ausgedehnten Schutthalde zu den Schwemmfächern der Ramsau teils mächtige Ansammlungen groben Blockwerks, wie z.B. unmittelbar östlich Alpengasthof Edelbrunn. Es sind vornehmlich Blöcke des Wettersteinkalkes aus den Karräumen südlich der Hohen Gamsfeldspitze, Scheichenspitze und Hohen Rams. Ihre örtlich gleichmäßige Anhäufung in 1.200–1.300 m Höhe lässt vermuten, dass es sich dabei nicht um Reste von Murenschüben (z.B. das kleine Blockfeld südlich Alpengasthof Edelbrunn), sondern um Ablagerungen von steilen Eiszungen aus diesen Karen und dem Grubkar handelt, von denen sonst keine Moränenreste erhalten geblieben sind oder hinterlassen worden waren. Hingegen deutlich als Moränenreste erkennbar sind die grobblockigen Moränenwälle am Lärchboden, die durch die Eiszunge aus dem Grubkar abgelagert wurden.

Eine zeitliche Einordnung könnte im Vergleich mit den Eiszungen im Quellgebiet der Kalten Mandling unter der Dachsteinsüdwand erfolgen (siehe **21**).

### **22 Staukörper am Eisrand (Sand, Kies)**

An den Ausgängen von Seewigtal, Oberhausgraben und Preuneggatal im Süden sowie Gradenbach, Luserbach und beim Lodenwalker im Norden des Ennstals sind ausgedehntere mächtige Sedimentkörper erhalten. Sie werden von durchwegs groben bis feinen Kiesen in Wechsellagerung mit Lagen schluffiger Sande und Schluffen gebildet, die in den wenigen vorhandenen Aufschlüssen neben horizontaler Schichtung auch Deltaschüttung aufweisen, was auf längere Stauphasen hinweist. Sie liegen hoch über dem Talboden des Ennstals und sind offensichtlich Reste von ehemals ausgedehnten Staukörpern, die am Ausgang der Täler gegen eine inaktive Eismasse im Ennstal gebildet wurden.

In den südlichen Nebentälern werden die Schotter durch die Gesteine des jeweiligen Einzugsgebietes des Tales gebildet. In den nördlichen sind neben den lokalen kalkalpinen Geröllen aber auch viele Kristallingeschiebe (Gneise, Amphibolite, Grünschiefer und Phyllite), z.B. im Körper beim Lodenwalker erhalten, die größtenteils aus umgelagerten Moränen, zum Teils wohl auch vom schmelzenden Eis im Ennstal selbst stammen.

Am Ausgang des Gradenbaches umschließen die Stausedimente an beiden Talflanken je einen grobblockigen Moränenwall, der knapp vorher von einer steilen Eiszunge aus dem Kar des Grafenbergersees abgelagert wurde. Alle anderen Staukörper liegen aber weit außerhalb der spätglazialen Moränen (siehe **21**).

Die Position der Staukörper deutet darauf hin, dass diese unmittelbar nach dem Rückzug der Gletscherzungen der Nebentäler gegen eine abschmelzende inaktive

ve Eismasse im Ennstal geschüttet wurden. Ob die Schüttung absolut gleichzeitig erfolgte, muss offen bleiben. Unterschiedliche Höhenlage und Sedimentaufbau deuten aber auf eine uneinheitliche Bildung der Körper unter sehr verschiedenen hydraulischen Verhältnissen hin.

## **21 Endmoräne, mit Wall (Spätglazial)**

Deutliche Endmoränen kräftiger spätglazialer Gletscherzungen sind in fast allen Tälern erhalten geblieben (VAN HUSEN, 1989). Zu beiden Seiten des Seewigtalbaches sind bei der Hinterhabener Alm unterhalb Zauner grobblockige Moränenwälle mit großen Blöcken des Granitgneises entwickelt. Sie finden weiter südlich am orografisch rechten Hang in ca. 1.220 bis 1.240 m Höhe eine Fortsetzung. Auf der orografisch linken Flanke sind möglicherweise vorhanden gewesene Moränen durch die deutliche Massenbewegung bei der Seewaldalm zerstört worden, die ja auch zum Aufstau des Bodensees führte. Die Wälle zeichnen eine Gletscherzunge nach, die aus dem ausladenden Kar nördlich der Hochwildstelle bis auf rund 1.060–1.080 m Höhe vorstieß. Im Tal des Gumpenbaches sind um die Baumschlagalm ebenso grobblockige Moränenwälle erhalten, die das Ende einer Gletscherzunge in ca. 1.200 m aus dem wesentlich kleinräumigen Kar um den Moaralmsee markieren.

Auch im Oberhausgraben sind um die Gföllalm grobblockige Moränenwälle erhalten, die im Tal auf 1.250 m einen deutlichen Pfropfen bilden. Sie zeigen das Ende eines Gletschers an, der aus dem Kar unter der Hasenkar Spitze den Graben des Dürrenbaches erfüllte. Wie die Moränenablagerungen im Graben unter der Kablinghütte belegen, ist damals offensichtlich auch eine schmale Eiszunge aus dem Kaiblingloch bis gegen die Gföllalm vorgestoßen. In diesen Moränenablagerungen sind wieder die Blöcke der Granitgneise und Amphibolite sehr auffällig.

Im Obertal sind beim Schönauer sowie bei der Silbersteinalm Moränenwälle erhalten, die eine Eiszunge mit einem Ende in rund 900 m Höhe nachzeichnen. Mit dieser Eiszunge stand wahrscheinlich noch der Gletscher aus dem Patzenkar in Verbindung, der seine grobblockigen Endmoränen um die Patzenalm hinterlassen hat. Er dürfte noch den Talgrund des Obertals mit einer steilen Eiszunge erreicht und sich mit dessen Gletscher vereinigt haben. Im Untertal hingegen sind nur zwei undeutliche derartige Moränenablagerungen erhalten, die eine Eiserstreckung bis in den Talabschnitt zwischen den Riesachfällen und dem Gasthof Tetter nahelegen.

Nördlich der Enns finden sich derartige grobblockige Moränenwälle noch an der Wurzel des Gradenbaches. Hier hat offensichtlich aus dem Kar des Grafenberg- und Ahornsees für kurze Zeit eine steile Eiszunge den Talboden in 900 m Höhe erreicht.

Weiter im Westen bildete sich unter der Dachsteinsüdwand ein Gletscher, der wohl hauptsächlich durch Lawinen ernährt wurde. Er erfüllte den Raum um Hühnerkogel, Mar-, Mitter- und Scheiblingstein und erfüllte als breite Eiszunge das Tal des Marbachs bis in ca. 1.100 m Höhe. Hier bedecken teils riesige Blöcke von Dachsteinkalk (bis mehr als 100 m<sup>3</sup>) die Talflanken bis rund 400 m südwestlich der Brücke der Straße von Ramsau nach Filzmoos. Sie vereinigte sich dabei noch mit der schmäleren Eiszunge im Klausgraben, die sich aus dem Karraum unter der Austriascharte und dem Steinfeld entwickelte. Die beiden Zungen hinterließen gestaffelte Endmoränenwälle (z.B. Neustadtalm) und sehr grobblockige Moränen (Waldboden), die auf eine starke Schuttbedeckung der Eiszungen hinweisen. Eine ähnliche schmale steile Eiszunge entwickelte sich unterhalb des Koppenkarsteins im Edelgries. Ihr Ende ist durch den Moränenwall unterhalb der Schlitzentalnalm in ca. 1.300 m Höhe markiert.

Alle diese Moränenwälle sind deutlich ausgeprägte, überwiegend mächtige, oft mehrgliedrige Wälle, die offensichtlich von aktiven Gletscherzungen abgelagert wurden. Der grobblockige Sedimentcharakter und die häufig an der Oberfläche auftretenden großen Blöcke deuten auf eine starke Schuttneubildung auf Grund einer neuerlichen kräftigen Klimaverschlechterung nach der Phase des Abschmelzens der Eismassen in den Talböden hin. Dieser, in den Tälern deutlich dokumentierte Gletscherstand, ist wohl mit dem allgemeinen Wiedervorstoß der Gletscher in den Ostalpen (VAN HUSEN, 2000) während der Kälteperiode des Gschnitz um 16.000 vor Heute (IVY-OCHS et al., 2006) zu parallelisieren.

## **20 Periglazialer Schuttstrom**

Im Vorfeld der Endmoränen um die Patzenalm setzt unterhalb der Felsstufe in ca. 1.150 m Höhe eine Schuttmasse an, die sich bis auf den Talboden knapp vor den Obertalbach ausbreitet. Es ist dies eine blockige Masse mit hohem, sandig-schluffigem Kornanteil, die mit aufgewölbter Oberfläche den Hangfuß einnimmt und von den beiden Bachgräben begrenzt wird. Es handelt sich dabei um abgeschwemmtes Moränenmaterial der Gletscherzunge, die noch kurz als Hängegletscher knapp unterhalb der Patzenalm endete. Dieses Material sammelte sich nach der Trennung der beiden Gletscherzungen am Hangfuß und drang in das eisfrei gewordenen Zungenbecken des Gletschers im Obertal ein. Die Bewegung erfolgte wohl noch unter Dauerfrostbedingungen. Nach dem endgültigen Abschmelzen der Eiszunge und der Auflösung des Permafrosts in der dem Gschnitz folgenden wärmeren Periode (Bölling) klang dann die Bewegung ab.

## **19 Kame; Oser (Wildkar)**

Innerhalb der spätglazialen Moränenwälle des Wildkars finden sich kleine, z.T. kegelförmige Hügel, die aus auffällig feinkörnigen sandigen Kiesen aufgebaut sind. Dabei handelt es sich um Schutt, der in eisfrei gewordene Bereiche innerhalb der schwindenden Eiszunge des Wildkars eingeschwemmt worden war. Die Strömungsgeschwindigkeit der Schmelzwässer war offensichtlich nicht sehr hoch, sodass dabei keine größeren Körnungen transportiert wurden.

## **18 Blockgletscher (Giglachsee, Wildkar)**

Wie jüngere systematische Forschungen zeigten, sind Blockgletscher als Folge von ehemaligem und auch rezentem Dauerfrost in den höheren Karräumen der Niederen Tauern weit verbreitet (LIEB, 1996).

Im Bereich des Kartenblattes wurden nur die beiden kleinen typischen Formen oberhalb des Giglachsees und im Wildkar ausgeschieden. Sie zeigen die typische girlandenförmige Anhäufung grobblockigen Schutts, der den umgebenden Schutt überragt.

## **17 Moräne i.a., mit Wall (Firngleitung)**

In den hohen Karräumen finden sich immer wieder Moränenablagerungen, die meist aus grobem, wenig bearbeitetem Schutt mit geringem Feinkornanteil bestehen, die aber vom Hangschutt deutlich zu unterscheiden sind. Da es kaum möglich ist, festzustellen, ob es sich bei diesen Ablagerungen um Moränenmaterial der Gletscherbasis oder um Oberflächenmoränen handelt, die im Zuge des Abschmelzens der Eiskörper entstanden, wurden diese Vorkommen allgemein als Moränen im weitesten Sinn ausgeschieden. In gleicher Art wurden auch nicht näher definierbare Moränenablagerungen an den Talflanken in tieferen Lagen behandelt.

Die in den hohen Karräumen zu findenden glazialen Sedimente sind uneinheitlich wohl dem jüngsten Spätglazial (SENARCLENS-GRANCY, 1962) zuzuordnen. Zu diesen sind wohl die Ablagerungen im Kar nördlich des Zwiesling oder die langgestreckte Moräne im Kalblingloch im Lee der westlichen Felswand zu rechnen. Ebenso gehören hierher auch die Wälle um die Klafferseen.

In manchen Fällen kann aber auch davon ausgegangen werden, dass es auch während der holozänen Klimaschwankungen, ähnlich der um 1850, in den Niederen Tauern zur Ausbildung des einen oder anderen Eis- oder Schneefeldes gekommen war (SENARCLENS-GRANCY, 1962), die auch deutliche Wallformen hinterlassen haben können.

Eindeutig den 1850er Moränen zuzuordnen sind die Moränen im Vorfeld der Gletscher am Dachstein (SIMONY, 1895; VAN HUSEN, 1977), wobei auch der mächtige Wall bei der Adamekhütte (irrtümlich mit Nr. 21 indiziert) zu diesen Wällen aus dem 19. Jahrhundert gehört.

## **16 Älterer Hangschutt**

Im Gruberkar ist unterhalb des Mittersteins in ca. 1.900 m Höhe ein Schuttkörper erhalten. Der Schutt weist einen deutlichen Anteil an feinem Sand und Schluff auf und ist durch Oxidation gelb verfärbt und teilweise schwach verkittet. Bei dem Körper dürfte es sich um eine Schuttanhäufung handeln, die bei der Trennung des lokalen Gletschers des Gruberkars und des Eisstroms im Ennstal an dessen Rand angelagert wurden und während des nachfolgenden Anwachsens des Gletschers aus dem Kar nicht mehr erodiert wurde.

## **15 Große Wanderblöcke aus Konglomerat**

Am Westende der Schotter der Ramsau um die Mündung des Griesbaches weisen die Schotter eine gute Konglomerierung auf, die eine fortgeschrittene Talrandvermittlung darstellt. Aus den gut konglomerierten Wandteilen, besonders östlich der Mündung, lösen sich große Blöcke, die im Schutt talwärts wandern bis sie durch die Verwitterung zerfallen. Die nur in diesem Bereich zu beobachtende Konglomerierung der Kiese ist auf einen höheren Gehalt an Karbonaten von einigen Prozent in der Grob-, aber besonders in der Feinfraktion zurückzuführen. Die Wanderblöcke weisen starke Verstellung der ehemals horizontalen Schichtung mit bis zu ca. 40° gegen den Hang (westlich Klausner) auf.

## **Massenbewegungen**

### **14 Tiefgründig aufgelockerter, stark bewegter Bereich**

#### **13 Abrisskante; Rutschmasse**

#### **12 Zerrspalte**

Große, ganze Hänge und Talflanken umfassende Massenbewegungen sind einerseits auf die Südflanke des Ennstales und die Talausgänge seiner südlichen Nebentäler, andererseits auf das Preuneggatal konzentriert. Dabei ist im ersten Fall eine absolute Abhängigkeit von der Verbreitung der „Ennstaler Phyllitzone“ sowie des Wölzer Glimmerschieferkomplexes im Streifen südlich der Enns gegeben.

Die Massenbewegungen sind einerseits an die „homogenen, feinkörnig-schuppigen Phyllite mit vorwiegend straff geschieferten ebenen Schieferungsflächen“ und die „in ihren allgemeinen Gefügemerkmalen gleichen“ Grünschiefern der „Ennstaler

Phyllitzone“ (MATURA, 1987b: 41) gebunden. Auch die phyllitischen Quarzglimmerschiefer mit ihren mm- bis cm-mächtigen Glimmerlagen und ihrer intensiven Fäلتung (MATURA, 1987b) weisen keine hohe Festigkeit auf, welche für die Stabilität der durch die glaziale Formung „übersteilten“ Hänge notwendig wäre.

Im zweiten Fall besteht die Abhängigkeit von den Gesteinen des zentralalpinen Permomesozoikums im Preuneggatal. Im Komplex der permomesozoischen Quarzite sind die Chlorit-Serizitphyllite für die Festigkeit bestimmend. „Diese Gesteine bauen mächtige Abschnitte im mittleren Bereich der Quarzphyllitserie auf und sind den übrigen Gesteinstypen zwischengeschaltet“. So bauen „Chlorit-Serizitphyllite und Quarz-Serizitphyllite mit gering mächtigen Einlagerungen von Karbonatquarzschiefern [...] den südlichen Teil des Buckelwaldes“ sowie „die zu Rutschungen neigenden Chlorit-Serizitphyllite die Hänge südlich der Heißenalm [...]“ auf. „Massenbewegungen und Rutschungen sind in diesem Bereich das prägende Landschaftselement“ (ALBER, 1987: 28).

Die einzige große Massenbewegung in den an sich festen, „überwiegend feinkörnigen Paragneisen mit einem durch s-parallele mm-feine bis cm-dicke Quarz- oder Quarz-Feldspat-Mobilisatlagen und -linsen betonten Lagenbau“ des Riesach-Komplexes (MATURA, 1987a: 13) ist an der NE-Flanke des Kammes Mandlspitze-Placken südlich des Riesachsees aufgrund des steilen NE-Einfallens entstanden.

Alle Massenbewegungen sind langsame Bewegungen und Verformungen des Hanges. Oft finden sich deutliche Abrisskanten und in den Hang eingesenkte Abrissnischen, wobei sich hier oft kleine oder auch lang hinlaufende Zerrspalten bilden, die manchmal die Dimension von metertiefen Gräben aufweisen können, die in den Formenkreis der Bergerreißung (AMPFERER, 1939, 1940) gehören.

Die örtlich und zeitlich unregelmäßigen Bewegungen führen in den Hängen zu einer durch Mulden und Aufwölbungen geprägten Morphologie (z.B. Buckelwald der Reiteralm) und zu einer zunehmenden Auflockerung des Gesteinsverbandes. Am Hangfuß entstehen hingegen durch die Massenverlagerung und Volumszunahme übersteilte vorgewölbte Bereiche, die dem Talzuschub zugerechnet werden (STINY, 1941). Diese generell als Sackung (ZISCHINSKY, 1967, 1969; POISEL, 1998) beschriebenen Bewegungen sind z.B. im Seewigtal und im Gumpenbach im Zungenbereich der gschnitzzeitlichen Gletscher wahrscheinlich durch deren Erosion entstanden. So bildete sich infolge der Sackung bei der Seewaldalm durch den Rückstau des Seewigtalbaches der Bodensee. Ergänzend ist auch die leider in der Karte nicht eingetragene Bergerreißung am Hauser Kaibling (VAN HUSEN, 1987a) zu erwähnen, die den gesamten Gipfelbereich bis gegen die Krummholzhütte und den Rossfeldsattel erfasst.

Zwischen Gumpenberg und Oberhausgraben ist der gesamte Hangfuß von einer tiefgreifenden Sackung erfasst. Die hohe, deutliche Abrisskante verläuft hier weitgehend parallel zu den Höhenschichtlinien in rund 1.300 m und wird von etwas tiefer verlaufenden, lang hinstreichenden grabenartigen Zerrspalten begleitet, in denen sich der Salleitnersteich und die Schwarze Lacke gebildet haben.

Während im westlichen Teil am Oberhausberg noch mehrere Zerrgräben und Kanten entwickelt sind, ist der östliche Teil nicht weiter gegliedert. Hier zeigt sich die starke Auflockerung nur in den tiefen scharfen Einschnitten der kleinen Gerinne, die in keinem Verhältnis zu deren Wasserführung stehen.

Eine modellhaft entwickelte Sackung stellt die Nordflanke der Planai dar (Abb. 16). Beginnend mit der deutlichen Zerrspalte (durch den Pistenbau weitgehend kaschiert) auf Höhe der Lärchkogelhütte ist der gesamte Nordhang vom Rücken Lärchkogelhütte-Aignerhütte bis zum Talbach im Westen und dem Hochbruchgraben im Osten durch die Bewegung betroffen, die sich in der allgemein un-



Abb. 16.

Massenbewegung auf der Nordseite der Planai (1.906 m) von Rohrmoos gesehen. Abrissnische (strichlierte Linie), übersteilter Hangfuß des Talzuschubs (1). Blick nach E. Foto: D. VAN HUSEN.

ruhigen Oberfläche ausdrückt. Am Hangfuß ist der Talzuschub weit fortgeschritten. Er bedingt einerseits die schluchtartige Strecke des Talbaches, in der die orografisch rechte Talseite von den aufgelockerten phyllitischen Glimmerschiefern und Schutt begleitet wird. Andererseits schließt der Hangfuß auf der ganzen Strecke bis Oberhaus mit seiner sehr steilen Front weitgehend übergangslos an den Talbereich an. Auch hier, besonders im östlichen Teil, weisen die scharf und tief eingerissenen Gräben der schwachen Gerinne auf die starke Auflockerung und Erodierbarkeit hin. Dabei dürfte auch das Auseinanderfließen des Hangfußes zu der auffällig radialen Anordnung der Gräben geführt haben (Abb. 17).

Die Größenordnung der Bewegung der Felsmassen ist auch daran zu erkennen, dass die breite Störungsbekzie bei Rohrmoos östlich der Schlucht des Talbaches keine Fortsetzung findet.

Ebenso ist die Nordflanke der Reiteralm von einer Sackung beherrscht, die vom Gipfelbereich bis zum Talboden reicht. Hier hat der sich vorwölbende Hangfuß das Ennstal deutlich eingegengt.

Im Gegensatz zu diesen die gesamten Flanken erfassenden Bewegungen ist auf der Hochwurz nur der aus phyllitischem Glimmerschiefer gebildete Hangfuß oberhalb der Verebnung in rund 1.200 m instabil geworden. Dadurch verloren die an sich massigen Amphibolite und migmatitischen Paragneise ihre Basis und wurden in die Bewegung mit einbezogen. In den Gneisen konnte die Bewegung eng begrenzt bis in den Gipfelbereich ausgreifen, wofür die steil nach NNW einfallende Schieferung die Grundlage bildete. Infolge der Massigkeit des Gneises entstanden die blockige Zerlegung und die scharfe, hohe Abrissnische im Gipfelbereich der Hochwurz (Abb. 1).

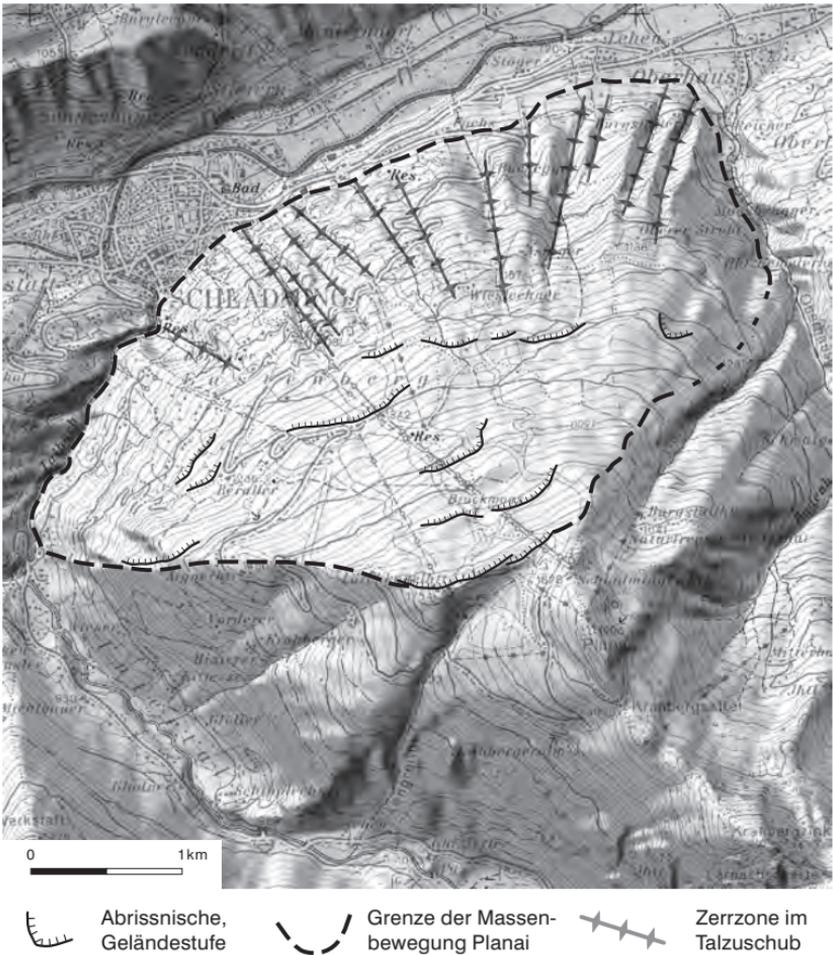


Abb. 17.  
Erscheinungsformen der Massenbewegung am Nordhang der Planai.

Ebenso ist die Bewegung in den Gneisen der Nordostflanke am Kamm Mandlspitze–Plachen südlich des Riesachsees durch das steile, hangparallele Einfallen der Schieferung nach NE begünstigt. Die Bewegung hat zu sehr deutlichen Formen der Bergzerreißung im Kammbereich geführt, aber zu keiner auffälligen Vorwölbung am Hangfuß, was auf die geringe Teilbeweglichkeit der Gneise und wahrscheinlich auch auf ein geringeres Alter der Bewegung zurückzuführen ist.

Die Massenbewegungen des Preuneggtales, durch die in den permischen Gesteinsfolgen massiv und als Zwischenlagen auftretenden Chlorit-Serizitphylliten ausgelöst wurden, haben die Flanken des Tales weitgehend erfasst und die Talsohle beeinflusst (z.B. Staubereich bei Siebenquellen, Aigner- und Moaralm). Aufgrund der massigeren Quarzit-, Konglomerat- und Karbonateinschaltungen sind die bewegten Massen oft mit grobem Blockwerk bedeckt (z.B. Hochfeldmandl). Zur hydrogeologischen Bedeutung dieser Massenbewegungen, siehe Kapitel 10.

Eine ausgedehnte Massenbewegung ist auch durch die Erosion des Weißenbaches in den Phylliten der Grauwackenzone bei Nussach entstanden, welche auch die hangenden Ramsauschotter erfasst hat.

## **11 Rutschhang**

Damit sind Rutschungen im Hangschutt erfasst, die nicht ursächlich mit größeren Massenbewegungen in Verbindung stehen.

## **10 Übergangsmoor (Untertal)**

Über den Verlandungssedimenten des Untertales beim Gasthof Tetter (Abb. 35) hat sich orografisch rechts des Baches, wahrscheinlich durch das Fehlen von Meliorierungsmaßnahmen und einer Nutzung (jährliche Mahd) ein Bereich mit Auftreten von Sphagnum und Wollgras entwickelt. Er wurde im Gegensatz zum umgebenden Durchströmungsmoor (siehe Kapitel 12) als Übergangsmoor bezeichnet.

## **9 Niedermoor, Vernässung**

In Bereichen mit stauender Nässe, hauptsächlich über Moränenablagerungen im Bereich der Ramsau, haben sich Niedermoore entwickelt, die oft durch die landwirtschaftliche Nutzung zerstört und deshalb auch nicht in der Karte eingezeichnet wurden (siehe Kapitel 12).

## **8 Verlandungssedimente, Seeverfüllung**

Im Unter- wie im Obertal werden die Bäche stellenweise durch mächtige Schwemmfächer gestaut, wodurch gefällsarme Bereiche (z.B. Eschachboden im Obertal) entstehen, in denen feinkörnige Sedimente zur Ablagerung kamen und teilweise noch kommen. Der ausgedehnteste derartige Abschnitt ist jener, wo der Untertalbach beim Gasthof Tetter durch Felssturzblockwerk und den Schuttkegel aus der Stangelrinne aufgestaut wurde – siehe Abbildung 35. Der Staubereich erstreckt sich bis zur Angereralm und war offensichtlich in der letzten Phase ein See, der mit Sanden, Schluffen und Tonen verfüllt wurde (BECKER, 1987), über denen sich ein mehrere Meter mächtiger Torfkörper eines Niedermooses bildete. Die Verlandung des Riesachsees durch das Delta an der Mündung des Riesachbaches hat schon knapp die Hälfte des ehemaligen Sees erfasst.

Im Preuneggatal sperrte die Massenbewegung in den Quarzphylliten am Westhang der Hochwurzten das Tal, das bis zur Burglalm gestaut wurde. Am Ende des Staubereichs tritt offensichtlich infolge der Abdichtung durch die feinschuppigen Quarzphyllite am Fuß der Massenbewegung eine Unterbrechung des Grundwasserflusses in der Talfüllung ein, die zum Austritt des Grundwassers in den Siebenquellen führt. Weitere Staubereiche durch Talzuschübe sind noch bei der Aigneralm und besonders bei der Schupfer-, Moarhof- und Faselalm entwickelt.

## **7 Grobes Blockwerk**

Auffällige große Einzelblöcke oder ausgedehnte Blockfelder entstanden dort, wo in massigen Gesteinen der Talflanken kleinere oder größere, auch wiederkehrende Felsstürze (z.B. Gasthof Tetter oder Weiße Wand im Untertal) zur Ansammlung der Blöcke führten. Auch im Fall einer langsamen Bewegung größerer Hangteile wurden massigere Gesteinsanteile der Flanken ebenso in ausgedehnte Blockfelder zerlegt (z.B. Preunegg-, Gumpen- und Seewigal).

## **6 Hangschutt; Schuttkegel**

An den Hängen, besonders am Fuß der Taf flanken der Trogtäler (Ober- und Untertal), sind oft ausgedehnte Schuttanhäufungen weit verbreitet. Hier sind besonders die grobkörnigen Schutthalde n aus den Gneisen der Rabensteinwand (vgl. Kapitel 9.4) und des Lettermaierecks zu nennen (zu deren Rolle bei der Moorbildung, siehe 9).

Besonders um den Rössingkogel sind im stark tektonisierten Ramsaudolomit des Mandlingzuges ausgedehnte mächtige Schutthalde n entwickelt, die in mehreren Schuttentnahmen zu Bauzwecken abgebaut wurden (vgl. Kapitel 9.4). In der großen Entnahme an der Nordseite waren Reste einer ehemaligen gut ausgebildeten Bodenbildung erhalten. Der Schutt zeigte eine Schichtung mit strenger Klassierung feinerer und gröberer Lagen mit 10–20 cm Mächtigkeit. Die Schichtung zeigte in einem Teil abnormes Einfallen von rund 50° und war durch eine steilstehende Störung von einem weniger gut klassierten Schuttpaket getrennt, das eine Faltenbildung zeigte. Diese nur kurzfristig sichtbare Struktur ist wohl am besten mit einer Ablagerung der Schuttmassen über einem kleineren Toteiskörper an der Nordseite des Rössingkogels zu erklären, dessen späteres Abschmelzen zu den Verstellungen und Verbiegungen der Schuttpakete führte (Abb. 38).

Landschaftsprägend sind die Schutthalde n und -kegel unterhalb der Dachsteinsüdwand und den Wänden unterhalb der Scheichenspitze entwickelt. Sonst ist dort, wo das Untergrundgestein völlig mit Schutt bedeckt ist, Hangschutt ausgeschieden.

## **5 Schwemmfächer, Murenkegel**

Am Ausgang vieler Gräben in den größeren Tälern sind durch Bäche oder perennierende Gerinne kegelförmige Ablagerungen des bei großer Wasserführung oder Murenschüben transportierten Schutts entstanden.

Deutlich entwickelt sind sie im Ennstal (Schladming, Oberhaus, Haus und Ruperting); besonders groß sind die Kegel des Gradenbaches und östlich Aich-Assach, die durch den starken Schuttanfall in dem intensiv tektonisierten Ramsaudolomit des Mandlingzuges bedingt sind (vgl. Kapitel 5.2/Interglazial).

In der Ramsau gehen aus den Schutthalde n südlich der Scheichenspitze durch den zunehmenden Wassertransport die weit ausladenden Schwemmfächer hervor, die sich möglicherweise schon im Vorfeld der spätglazialen Eiszungen (siehe 21) zu bilden begonnen haben.

## **4 Erosionskante**

Deutlich ausgebildete Erosionskanten sind besonders im Ennstal dadurch entstanden, dass die Enns die Schwemmfächer laufend unterschritten hat, wodurch z.T. mehrere Meter hohe steile Böschungen ausgebildet wurden.

## **3 Ablagerungen in Talsohlen Talkerben (Sand, Wildbachschutt, Lehm)**

Dabei handelt es sich um die jüngsten Ablagerungen der kleineren und größeren Gerinne, die oft noch im Überflutungsbererich liegen. Ihre Korngrößenzusammensetzung ist, besonders bei kleineren Gerinnen, stark von der Zusammensetzung der Gesteine in deren Einzugsgebiet abhängig.

## **2 Auenablagerung (Sand, Lehm, Kies)**

Entlang der Enns ist durch die Lateralerosion des pendelnden Flusses eine breite Fläche knapp über dem Flussniveau entstanden, die bei größeren Hochwasserereignissen regelmäßig überflutet wird.

## **1 Deponie, Halde**

Eine größere Abraumdeponie ist beim ehemaligen Kohlebergbau auf der Stoderalm erhalten. Die kleinen Abraumhalden bei den Stollen der Erzbergbaue im Bereich der Niederen Tauern wurden wegen ihrer geringen Größe in der Karte nicht eingetragen, sie können bei Bedarf den Publikationen von FRIEDRICH (1967, 1969, 1975b) entnommen werden.

Die Deponie in einer der Kiesgruben östlich Weißenbach wurde erst nach Fertigstellung des Kartenblattes angelegt. Weitere umfangreiche Deponien von Müll oder Aushub-/Bauschuttmaterial sind auf dem Kartenblatt nicht bekannt.

## 7. Seismotektonik/Erdbeben

(W.A. LENHARDT)

In der Steiermark finden etwa 20 Prozent aller tektonischen Schadensbeben von Österreich statt. Die stärksten Erdbeben ereigneten sich in der Steiermark in Kindberg (1267, 1885, 1927), Leoben (1794), Mürzzuschlag (1837), Judenburg (1916) und Obdach (1936). Aus diesen Epizentren sind auch Hinweise über ausgiebige Gebäudeschäden bekannt (HAMMERL & LENHARDT, 1997). Wie man sieht, konzentriert sich also das „Starkbeben“-Geschehen auf die Mur-Mürztal-Linie und die Obdacher Störung.

Die Erdbebenaktivität im Bereich des Kartenblattes Schladming ist als gering einzustufen. Kein Schadensbeben mit Epizentrum in der Region ist bekannt. Dies ist ein Hinweis, dass das Gebiet dort seismotektonisch zwar leicht aktiv ist, aber stärkere Ereignisse sind in den letzten hunderten von Jahren offenbar nicht aufgetreten. Allerdings gab es für den Bereich auch noch keine Untersuchung hinsichtlich historischer Erdbeben.

### Häufigkeit von Erdbeben

Der Bereich des Kartenblattes Schladming überstreicht die Erdbebenzonen 1 und 2 entsprechend dem EUROCODE 8 (ÖNORM EN 1998-1, 2005 sowie ÖNORM B 1998-1, 2011), welcher der Errichtung erdbebensicherer Gebäude dient. Somit zählt die Region zu den von Erdbeben weniger betroffenen Gebieten Österreichs.

Praktisch alle zwei Jahre wird in dieser Region ein Erdbeben wahrgenommen. Deutliche Erschütterungen, die in der Nacht auch die Bevölkerung aufwecken, finden alle zehn Jahre statt. Noch stärkere Erdbeben ereignen sich alle 20 Jahre und Schadensbeben mit Epizentrum in dieser Region sind, wie gesagt, nicht bekannt.

Datum	Uhrzeit (UTC)	Mag.	Io	Nr. Epizentrum
15.06.1897	18:15	2,1*	3	1 Schladming / Ortsgebiet
05.09.1990	03:03	3,3	5	2 Haus im Ennstal / Ortsgebiet
09.06.1994	18:30	2,0*	3	3 Dachsteinplateau / Soleitbühel
30.11.2000	19:06	1,9	3*	4 Seewigtal / Hüttensee
23.06.2005	12:12	1,9	4	5 Dachsteingebiet Ost / Kreuzleitenkogel
21.05.2008	07:21	3,0	3–4	6 Ramsau / Karlgraben-Burgleiten
21.05.2008	13:39	3,6	4	7 Ramsau / westlich Neustadtalm
18.07.2008	22:54	3,8	5	8 Dachsteinplateau / Klammbühel

Tab. 1.

Verspürte Erdbeben aus dem Bereich des Kartenblattes Schladming.

Legende: Weltzeit in Coordinated Universal Time (UTC). Für die Lokalzeit sind 2 Stunden während der Sommerzeit hinzuzurechnen bzw. während der Normalzeit („Winterzeit“) 1 Stunde.

Mag. = Magnitude, Io = Epizentralintensität nach der Europäischen Makroseismischen Skala (EMS-98), \* = geschätzt.

### Räumliche Verteilung

Die Erdbebenaktivität in diesem Bereich lässt zwei Konzentrationsgebiete erkennen. Die meisten Erdbeben finden bei Haus im Ennstal sowie unter dem Dachsteinmassiv statt – siehe dazu Tabelle 1 und Abbildung 18.

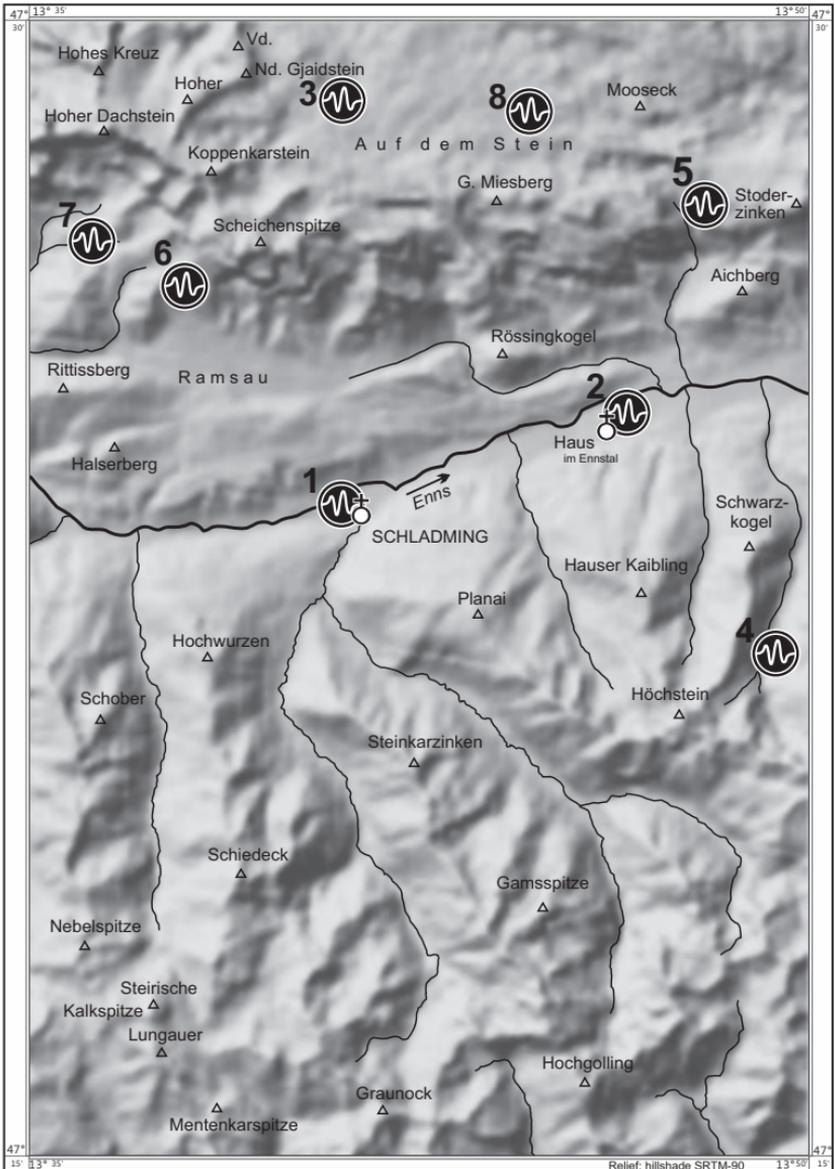


Abb. 18.  
Lageplan und Nummern der Epizentren (siehe Tab. 1) von verspürten Erdbeben auf dem Kartenblatt 127 Schlading.

Die meisten Erdbeben sind aus dem Raum Haus dokumentiert, wenngleich es dort auch bis jetzt zu keinen Schäden gekommen ist. Das stärkste dieser Beben wies eine Magnitude von 3,8 auf und ereignete sich am 18. Juli 2008.

Herdmechanismen dieser Erdbeben konnten aufgrund der geringen Magnituden nicht bestimmt werden. Es kann nur vermutet werden, dass die Erdbeben im Ennstal ein Ausdruck der fortwährenden Horizontalverschiebung entlang der Ennstal-

Störung sind. Über die Mechanismen unter dem Dachsteinmassiv gibt es noch keine Anhaltspunkte.

Die Herdtiefen dieser Erdbeben streuen in diesem Bereich sehr stark und variieren von 4 bis 14 km. Die meisten Erdbeben ereignen sich jedoch in einer Tiefe um 7 km. Vor allem im Bereich von Gröbming sind die tieferen Erdbeben festgestellt worden (LENHARDT et al., 2007).

## Messtechnische Erfassung der Bodenerschütterungen

Wie wichtig die messtechnische Erfassung von Erdbeben ist, zeigt schon, dass im Österreichischen Erdbebenkatalog vor dem Erdbeben am 15. Juni 1897 mit einer Epizentralintensität von 3 Grad bislang keinerlei Erdbeben aus dem Bereich des Kartenblattes angeführt sind. Zwischen 1900 und 1990 ist dann ein Erdbeben erfasst worden, während zwischen 1991 und 2011 bereits 9 Erdbeben registriert worden sind. In anderen Worten: Wurde früher durchschnittlich alle 90 Jahre ein Beben im Bereich des Kartenblattes Schladming erfasst, so ist es heute ein Erdbeben in zwei Jahren. Dies ist kein Indiz für eine Zunahme der Seismizität in dieser Region, sondern allein auf die verbesserte messtechnische Erdbebenerfassung zurückzuführen, denn von 1990 an wurden immer mehr digitale Erdbeben-Messstationen in Betrieb genommen, die auch kleine Erdbeben, die nicht verspürt werden, aufzeichnen.

Der Österreichische Erdbebendienst verfügt heute über eine größere Anzahl von Erdbebenstationen in Österreich, die der Bestimmung des Epizentrums, der Magnitude und der Abschätzung der möglichen Auswirkungen an der Erdoberfläche dienen. Hinzu kommen Erdbebenstationen der Nachbarländer, die heute gemeinsam mit den eigenen Stationen zur Auswertung genützt werden. Dazu zählen Erdbebenstationen in Bayern, Tschechien, Slowakei, Slowenien, Südtirol, dem Friaul und der Schweiz. Diese Stationen sind besonders für die Eingrenzung des Hypozentrums und die Bestimmung von Herdmechanismen äußerst hilfreich. Eine weitere Gruppe stellen die sogenannten „Strong-motion“-Messstationen dar, die an einigen Punkten in Österreich installiert wurden, um stärkere Bodenbewegungen zu messen. Die dem Kartenblatt am nächsten gelegene nationale Erdbebenmessstation befindet sich in Admont sowie in der Kölnbreinsperre im Maltatal in Kärnten. Der Österreichische Erdbebendienst der ZAMG ist aber auch mit der Erdbebenstation in Berchtesgaden des Bayerischen Erdbebendienstes verbunden.

## Kleines Glossar

**Epizentrum:** Ort der meisten Schäden – liegt an der Erdoberfläche oberhalb des Hypozentrums. Auf Landkarten sind daher Epizentren verzeichnet.

**Herdfächenlösung:** Mit Hilfe von Aufzeichnungen der erdbebenbedingten Bodenerschütterungen an verschiedenen Messstationen wird der Mechanismus (Abschiebung, Aufschiebung, Horizontalverschiebung), der zu dem Erdbeben geführt hat, bestimmt.

**Herdtiefe:** Tiefe des Hypozentrums.

**Hypozentrum:** Der Ort des eigentlichen Verschiebungsvorganges im Erdinneren. Dort wird die Erdbebenenergie freigesetzt.

**Intensität:** Die Erdbebenauswirkungen an der Erdoberfläche werden mit Hilfe der sogenannten Intensitätsskala bewertet. In den meisten Ländern, einschließlich Österreich, wird eine 12-stufige Intensitätsskala verwendet, die auf Mercalli-Sieberg basiert und heute als Europäische Makroseismische Skala („EMS-98“, GRÜNTAL, 1998) bezeichnet wird. Das Sammeln der Informationen über die Auswirkungen eines Erdbebens benötigt seine Zeit. Früher waren oft Wochen bis Monate notwendig, um einen Überblick über die Auswirkungen zu erhalten. Heute – dank des Internets – geht dies schneller. Siehe auch [www.zamg.ac.at/bebenmeldung](http://www.zamg.ac.at/bebenmeldung).

**Magnitude:** Die von möglichst vielen Erdbebenstationen registrierten Bodenbewegungen ermöglichen u.a. nicht nur eine genaue Ortung des Erdbebenherdes, sondern auch die Bestimmung der Lage und Ausdehnung der aktiven Bruchfläche sowie der Größe und Richtung der an ihr erfolgten Verschiebung. Die instrumentellen Erdbebenaufzeichnungen sind auch die Grundlage für die Bestimmung der Magnitude, die in den 1930er Jahren von Charles Richter (1900–1985) in Kalifornien eingeführt wurde. Daher auch der Name „Richter-Skala“. Die Magnitude stellt ein logarithmisches Maß für die am Erdbebenherd freigesetzte Schwingungsenergie dar, die aus den Seismogrammen berechnet wird. Sie hat heute weitgehend die Intensitätsskala verdrängt, da sie sofort aus den gemessenen Bodenbewegungen eines Erdbebens ermittelt werden kann.

## 8. (Aero-)Geophysikalische Landesaufnahme

(P. SLAPANSKY & A. AHL)

Geophysikalische Untersuchungen am Kartenblatt 127 Schladming liegen flächendeckend in Form der Aeromagnetischen Vermessung Österreichs (AMVÖ) vor (HEINZ et al., 1987; SEIBERL, 1991).

Die gravimetrische Karte der Molassezone Salzburg-Oberösterreich 1:200.000 (Isanomalien der Bouguerschwere, ZYCH & MEURERS, 2006a) betrifft noch den nördlichen Anteil von ÖK 127, allerdings ist nur etwa ein Viertel des Kartenblattes überdeckt.

Ein weiterer Abschnitt widmet sich Aspekten der angewandten Geophysik bzw. der Montangeophysik. Ausgehend von den alten Bergbauarealen liegen umfangreiche bodengeophysikalische und petrophysikalische Untersuchungen vor (MAURITSCH, 1987, 1989; sowie diverse Projektberichte 1981, 1983, 1985a–d, 1986).

### 8.1. Aeromagnetik

Die Aufnahmen der Aeromagnetischen Vermessung Österreichs (AMVÖ) wurden in den Jahren 1977 bis 1982 mittels eines Kernpräzessionsmagnetometers von einem Flächenflugzeug aus durchgeführt. Die Befliegung erfolgte im Gebiet von ÖK 127 Schladming in konstanter Höhe von 3.000 m über Adria Null. Nahe der SW-Ecke des Kartenblattes beginnt der Messhorizont bei 4.000 m, der in der vorliegenden Betrachtung aus weiter unten genannten Gründen nicht mitberücksichtigt wurde. Die Messprofilabstände betragen etwa 2 km mit einem Messpunktabstand entlang der Profile von etwa 100 m.

Angaben zur Mess- und Auswertemethodik finden sich bei HEINZ et al. (1987) und GUTDEUTSCH & SEIBERL (1987). Die Ergebnisse wurden in Form von Isanomalienkarten der magnetischen Totalintensität in den Maßstäben 1:200.000 (HEINZ et al., 1987), 1:500.000 (GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987) und 1:1.000.000 (SEIBERL, 1991) dargestellt.

Abbildung 19 zeigt die Anomalien der magnetischen Totalintensität, das heißt die Feldabweichung des gemessenen Magnetfeldes vom globalen Erdmagnetfeld, welches durch das „Internationale Geomagnetische Referenzfeld“ (IGRF) definiert wird. Die magnetische Totalintensität  $\Delta T$  (Delta T) wird als magnetische Flussdichte bzw. magnetische Induktion in [nT] (Nanotesla) angegeben.

Die Ursachen der magnetischen Anomalien sind zumeist in den Eigenschaften der oberen Erdkruste zu suchen. Die ferrimagnetischen Minerale verlieren beim Überschreiten einer mineralspezifischen Temperatur, der Curie-Temperatur ( $T_c$ ), ihre ferrimagnetischen Eigenschaften. Die Curie-Temperatur ( $T_c$ ) liegt für Magnetit im Allgemeinen bei etwa 570 bis 590° C, sinkt aber bei höheren Ti-Gehalten deutlich (SCHÖN, 1983; SOFFEL, 1991). Die  $T_c$  von Maghemit liegt zwischen 580 und 675° C (SCHÖN, 1983; SOFFEL, 1991), die des Pyrrhotin bei 300 bis 325° C (SCHÖN, 1983; LAWISZUS, 2000). Bei einem zu erwartenden Wärmefluss von etwa 70 bis 90 mW/m<sup>2</sup> und einem Abtauchen der Isothermen unter den Alpenkörper (ČERMÁK et al., 1992) ist die  $T_c$  im hier betrachteten Bereich für Magnetit in einer Tiefe von etwa 30 km, für Maghemit in fast 40 km, für Pyrrhotin allerdings nur in etwa 15 km zu erwarten.

Da ein Verständnis der Strukturen der Magnetik nur im größeren Zusammenhang möglich ist, wird hier ein Bereich betrachtet, der deutlich über jenen des Kartenblattes 127 Schladming hinausgeht (Abb. 19).

Die vorliegende Magnetikkarte wurde auf Grundlage der Datenbasis der AMVÖ von ANDREAS AHL in polreduzierter Darstellung neu erstellt. Die Inklination des mag-

netischen Hauptfeldes (in Österreich etwa 63°) bewirkt eine Verschiebung der geografischen Lage der Maxima der magnetischen Anomalien gegenüber der Lage der Störkörper gegen Süden. Bei einer polreduzierten Darstellung, das heißt, dass die Messwerte unter der Annahme von hypothetisch mit 90° einfallenden Magnetfeldlinien berechnet werden, kommen die Maxima der Anomalien im Allgemeinen direkt über den Zentren der magnetischen Störkörper zu liegen. Somit sind die magnetischen Anomalien wesentlich besser mit kartierten geologischen Strukturen korrelierbar.

Die Daten sind auf ein Niveau von 3.000 m bezogen, das der Flughöhe der Messflüge entspricht. Die Karte stellt somit einen Schnitt durch das Magnetfeld in dieser Höhe dar. Die SW-Ecke der Abbildung 19 liegt bereits im Flughorizont 4.000 m, der nicht in die Darstellung mit einbezogen wurde, da dies die Karte nur unübersichtlich gemacht und keine wesentliche zusätzliche Information gebracht hätte. Eine Feldfortsetzung des Gesamtbereichs auf einheitliche 4.000 m wäre zwar möglich, allerdings würden dabei zahlreiche Details der Darstellung verloren gehen.

Ein unverzichtbarer gesteinsphysikalischer Parameter für die Interpretation geomagnetischer Daten ist die magnetische Suszeptibilität  $\kappa$  (Kappa) der Gesteine. Diese stellt das Verhältnis zwischen der magnetischen Feldstärke des Erdmagnetfeldes und der durch dieses Feld induzierten Magnetisierung dar und kann somit als Größe für die Magnetisierbarkeit des Gesteins betrachtet werden. Im SI System ist  $\kappa$  (Kappa) ein dimensionsloser Parameter. Sehr hohe magnetische Suszeptibilitäten besitzen stark ferrimagnetische Minerale, vor allem Magnetit und Pyrrhotin (Magnetkies). Typische Durchschnittswerte der magnetischen Suszeptibilität für verschiedene Gesteinstypen werden u.a. von MILITZER & SCHEIBE (1981) und von SCHÖN (1983) angegeben.

Werte der magnetischen Suszeptibilitäten für geologische Einheiten des vorliegenden Untersuchungsgebiets wurden im Zuge montangeophysikalischer Untersuchungen von MAURITSCH (1983), MAURITSCH & WALACH (1984) und WALACH & MAURITSCH (1985) ermittelt (Tab. 2).

Gesteinsserie	$\kappa$ ( $\times 10^{-3}$ SI)	Maxima
Ennstaler Phyllite	0,05 bis 10, meist etwa 0,1	bis 50
Grüngesteine (in Phylliten und Kristallin)	0,1 bis 10	50
Gneise	0,05 bis 10	bis 125
Quarzphyllite, Phyllonite (im Kristallin)	0,015 bis 2	50
Amphibolite	0,1 bis 10	bis 100
Glimmerschiefer	0 bis 3,6	
Marmore (Donnersbach, Sölkäler)	0 bis 0,24, oft diamagnetisch	
Quarzphyllite bis Quarzite (Alpiner Verrucano)	0 bis 0,28	
Lantschfeldquarzit	< 0,1	
Karbonate der Mitteltrias	um 0,01	

Tab. 2.

Charakteristische Werte der magnetischen Suszeptibilität  $\kappa$  in verschiedenen Gesteinsserien nach MAURITSCH (1983), MAURITSCH & WALACH (1984) und WALACH & MAURITSCH (1985).

Nach Gesteinstypen differenziert ergibt sich etwa folgendes Bild: Lithologische Großeinheiten wie Ennstaler Phyllite, Schladminger Kristallin oder Wölzer Glimmer-

# Magnetikkarte

(Isanomalen der Totalintensität)

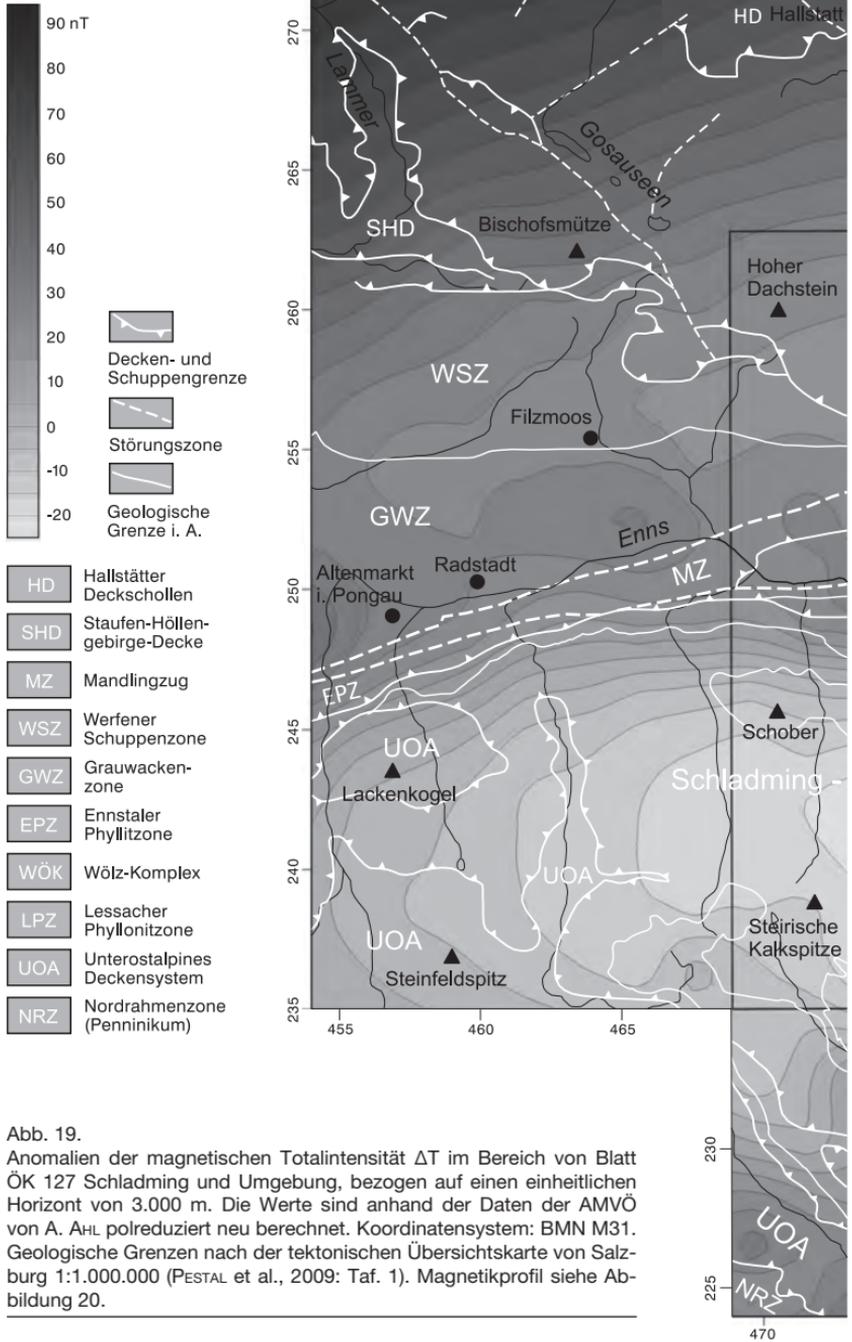
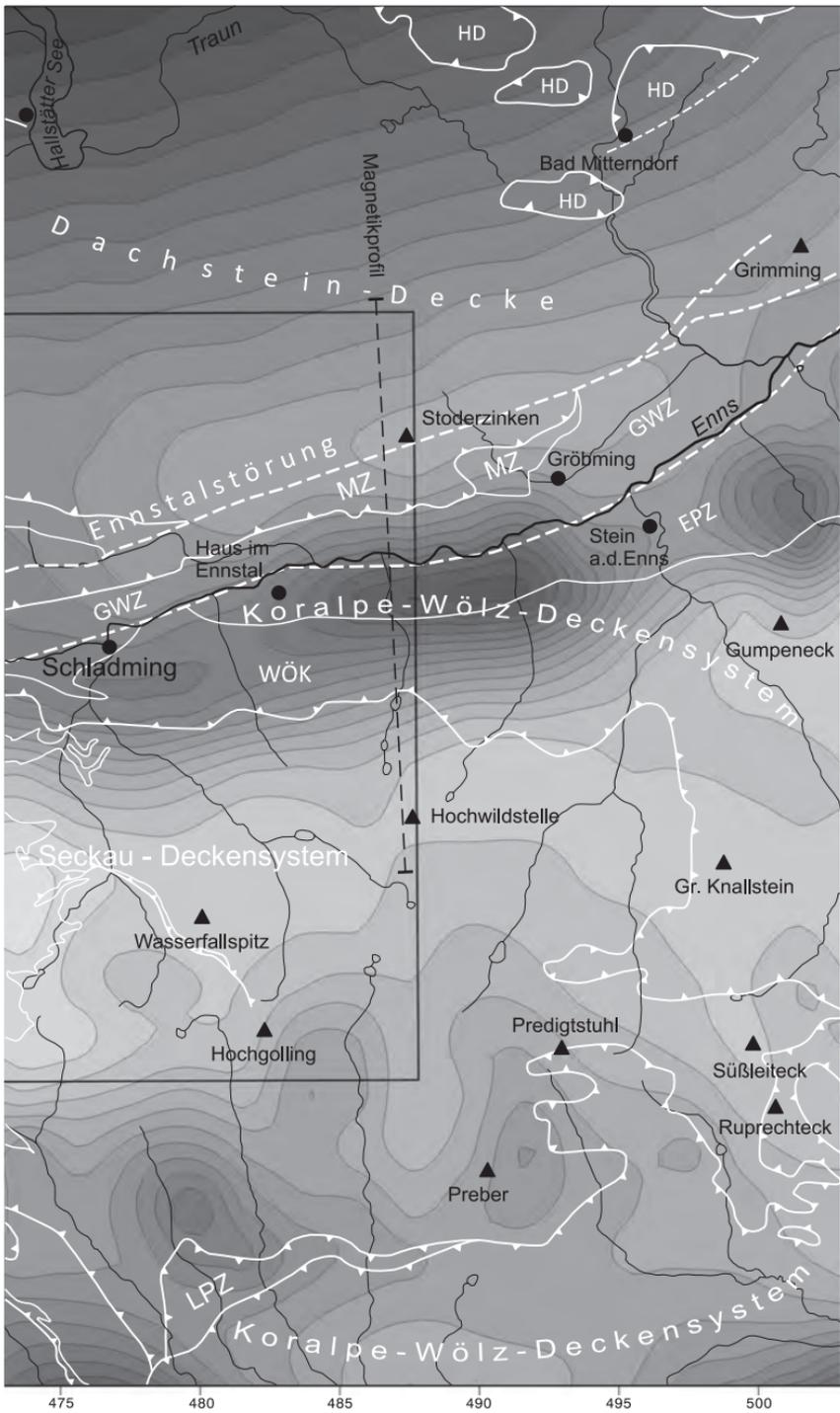


Abb. 19.

Anomalien der magnetischen Totalintensität  $\Delta T$  im Bereich von Blatt ÖK 127 Schladming und Umgebung, bezogen auf einen einheitlichen Horizont von 3.000 m. Die Werte sind anhand der Daten der AMVÖ von A. A.H.L. polreduziert neu berechnet. Koordinatensystem: BMN M31. Geologische Grenzen nach der tektonischen Übersichtskarte von Salzburg 1:1.000.000 (PESTAL et al., 2009: Taf. 1). Magnetikprofil siehe Abbildung 20.



schiefer sind anhand ihrer magnetischen Suszeptibilitäten nicht eindeutig unterscheidbar. Grüngesteine weisen vielfach erhöhte Suszeptibilitäten auf und bilden oft magnetische Leithorizonte. Dabei sind die Zonen mit deutlich erhöhten Suszeptibilitäten oft auf mm-Bereiche beschränkt. Meist handelt es sich um Zonen mit erhöhtem Gehalt an Pyrit und Magnetit, manchmal auch von Pyrrhotin. Dasselbe gilt auch für Amphibolite sowie für vererzte Partien in Gneisen. Quarz-Chlorit-Ankerit-Mobilisate in Phylliten und Quarzphylliten weisen stark schwankende Suszeptibilitäten auf, manchmal bis zu  $40 \times 10^{-3}$  (SI).

Werte der magnetischen Suszeptibilitäten liegen auch aus den lithologisch und tektonisch den Schladminger Tauern direkt vergleichbaren Seckauer Tauern vor. Dort sind besonders die z.T. sehr hohen Werte der Rannach Serie (Alpiner Verrucano, äquivalent der Forstau Serie) bemerkenswert (METZ et al., 1980; MAURITSCH, 1987).

Der Nordwestteil der Abbildung 19 ist durch ein monotones magnetisches Muster der Anomalien mit gegen NW zunehmenden Werten charakterisiert. Es ist dies die Südostflanke des Maximums der regional bedeutenden Berchtesgadener Anomalie. Die Berchtesgadener Anomalie ist Teil einer Zone magnetischer Anomalien am Nordrand von Alpen und Karpaten, die sich von nördlich Innsbruck bis in den Bereich südöstlich von Krakau erstreckt (GNOJEK & HEINZ, 1993).

Die magnetische Großstruktur der Berchtesgadener Anomalie ist seit den 1930er Jahren aus der Erdölexploration bekannt und wurde von GRAENGER (1954) erstmals detailliert bearbeitet, wobei die Ursache der Anomalie von Anfang an in Form mächtiger gabbroider Tiefengesteinsmassen im kristallinen Untergrund unter den alpinen Deckenkörpern und der subalpinen „tertiären“ Molasse vermutet wurde. Weitere Bearbeitungen zogen entweder basische bis ultrabasische Gesteine der Böhmisches Masse, die sich bis weit unter den Alpenkörper erstrecken, oder aber ophiolitische Gesteine einer Suturzone, eventuell Reste eines alten Ozeanbodens der Tethys am Südrand der Europäischen Platte als Ursache der magnetischen Anomalie in Betracht (BLEIL & POHL, 1976; PUCHER & HAHN, 1979).

Die westlichen Anteile dieses Anomaliengürtels, die den Nordrand der Alpen begleiten, wurden als mögliche Ophiolitserien gedeutet, die Resten einer nordpenininschen ozeanischen Kruste zugeordnet werden könnten (HEINZ, 1989; HEINZ & SEIBERL, 1990; GNOJEK & HEINZ, 1993). Eine andere Deutung sieht die magnetischen Störkörper als Reste eines alten Basements, welche zwischen der variszisch konsolidierten Böhmisches Masse und der alpin-karpatischen Zone erhalten blieben, wobei insbesondere für weiter östlich in dieser Zone gelegene Anomalien cadomische Gesteine des Brunovistulikum als wahrscheinlichste Störkörper in Betracht gezogen werden (SEIBERL et al., 1993; GNOJEK & HEINZ, 1993; BUCHA, 1994; SEIBERL et al., 2000; GNOJEK & HUBATKA, 2001).

2D-Modelle des magnetischen Störkörpers der Berchtesgadener Anomalie im hier betrachteten Bereich wurden von REISNER (1988) auf Basis der Daten der AMVÖ berechnet. Eine Serie von Profilschnitten in N-S-Richtung zeigt einen etwa 50 bis 70 km breiten Störkörper, der mit etwa 5 bis 20° gegen Süden einfällt. In der Modellrechnung sind für die magnetische Suszeptibilität Werte angenommen, die serpentiniertem ultrabasischem Material entsprechen (REISNER, 1988).

Der Nordrand des Störkörpers liegt etwa 5 km südlich des Nordrandes der Nördlichen Kalkalpen, 7 bis 9 km unter der Molassebasis innerhalb des Kristallins der gegen Süden unter den Alpenkörper abtauchenden Böhmisches Masse. Seine südliche Begrenzung wurde mit etwa 10 bis 15 km südlich des Ennstales und 15 bis 20 km Tiefe errechnet (REISNER, 1988).

Die Anomalie entzieht sich auf Grund dieser Tiefenlage einer direkten Interpretation anhand von bekannten kartierten oder eventuell durch Bohrungen erfassten geologischen Strukturen.

Der südliche Abschnitt der Abbildung 19 liegt im Bereich der Grauwackenzone und des Ostalpinen Kristallins (Silvretta-Seckau-Deckensystem: Schladminger Kristallin mit seiner invertierten permomesozoischen Bedeckung von Forstau Serie, Lantschfeldquarzit und karbonatischer Mitteltrias, Koralmpe-Wölz-Deckensystem: Wölzer Glimmerschieferkomplex und „Ennstaler Phyllitzone“). Im SE der Abbildung 19 sind das darunter einfallende Deckensystem des Unterostalpins (nicht untergliedert) und als tiefste Einheit die penninische Nordrahmenzone des Tauernfensters angeschnitten.

Im Bereich von Grauwackenzone und „Ennstaler Phyllitzone“ verläuft, z.T. nördlich, z.T. südlich der Ennstal-Störungszone, ein 8 bis 10 km breiter Streifen mit erhöhter Magnetisierung. Dieser setzt sich gegen Westen im Bereich der Salzachtallinie bis Zell am See, gegen Osten entlang der Palten-Liesingtal Linie bis Leoben fort (SEIBERL, 1991).

Es tritt hier eine Reihe kleiner, mehr oder weniger starker, kurzweiliger magnetischer Anomalien auf. Einige markante Maxima dürften auf eine Verstärkung der Magnetisierung durch Überlagerungseffekte zurückzuführen sein, wobei die Störkörper z.T. unterschiedlichen Gesteinstypen in verschiedenen geologischen Einheiten zuzuordnen sind (MOTSCHKA & SLAPANSKY, 2006; BIEBER et al., 2011). Nördlich davon verlaufende Minima, wie z.B. ein recht markantes entlang der Ennstal-Störung, dürften den Maxima ursächlich zuzuordnen sein.

Quer über das Maximum zwischen Haus im Ennstal und Gröbming wurde von HEINZ et al. (1987) eine Modellierung des magnetischen Störkörpers durchgeführt

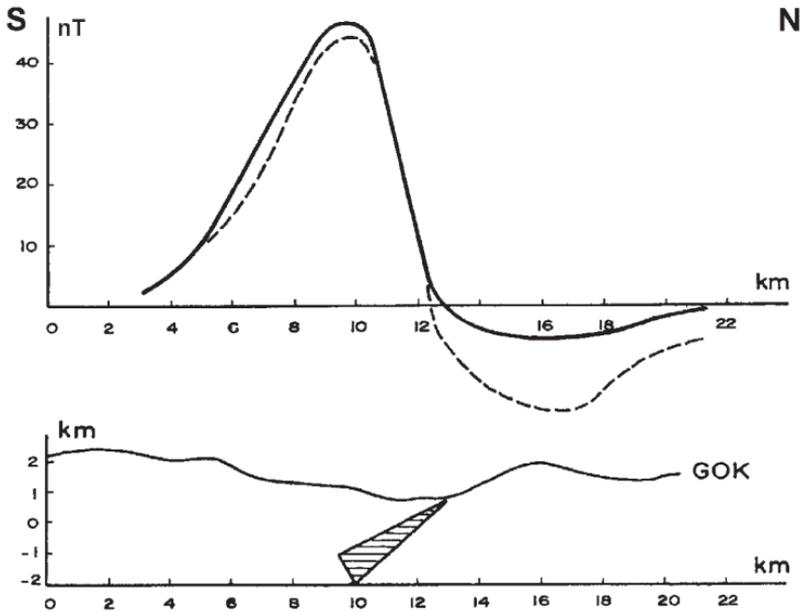


Abb. 20.

Magnetische Modellierung (HEINZ et al., 1987) entlang der in Abbildung 19 eingetragenen Profilinie; durchgezogene Linie: Messkurve, strichlierte Linie: berechnete Kurve; angenommene Suszeptibilität des Störkörpers:  $\kappa = 4 \times 10^{-3}$  (SI).

(Abb. 20, Profilinie siehe Abb. 19). Die Anomalie liegt im Bereich des Ennstaler Phyllitkomplexes, in dem unterschiedliche Typen von Magnetit und Pyrrhotin führenden Grüngesteinen (basische Metavulkanite) auftreten, die vielfach höher magnetisiert sind und stellenweise sehr hohes  $\kappa$  (Kappa) aufweisen können (MAURITSCH, 1985b, c; MAURITSCH & WALACH, 1984; WALACH & MAURITSCH, 1985).

Der modellierte Störkörper liegt im Bereich des Ennstales (Grauwackenzone, „Ennstaler Phyllitzone“) und reicht im Süden bis etwa 2 km unter Adria Null. Auffällig ist v.a. das Einfallen des Störkörpers gegen Süden, das den kartierten Gegebenheiten völlig widerspricht. HEINZ et al. (1987) stellen einen möglichen Zusammenhang mit der Inversion der Stirn des Schladminger Kristallins her, wofür die Lage des Störkörpers allerdings wesentlich zu seicht zu sein scheint.

Möglicherweise handelt es sich aber tatsächlich nicht um einen homogenen, sondern um zwei oder mehr gegeneinander versetzte Störkörper in unterschiedlichen geologischen Positionen. Oberflächennahe kleinere Störkörper könnten mit Grüngesteinen der „Ennstaler Phyllitzone“ korrelieren. Der tiefste und mächtigste Anteil des Störkörpers liegt in einer Tiefe, in der etwa die Grenze zwischen Schladming-Seckau- und Koralpe-Wölz-Deckensystem anzunehmen ist. Weiter gegen Osten im Gebiet der Seckauer Tauern liegt in dieser tektonischen Position die durch basische und ultrabasische Gesteine charakterisierte Gaaler Schuppenzone (METZ, 1971). Aufgrund seiner Lage könnte somit eventuell ein Störkörper gedacht werden, der als westliche Fortsetzung der Gaaler Schuppenzone an der Grenze zwischen Schladming-Seckau- und Koralpe-Wölz-Deckensystem einzuordnen ist. Das mit der Geologie unvereinbare Südfallen des Modellkörpers könnte in dieser Weise geklärt werden.

Eine kleine rundliche Anomalie nördlich des Gumpeneck korreliert offensichtlich mit einer westlichen Fortsetzung der Pyrrhotin führenden sulfidischen Mineralisation der Walchen im Grenzbereich zwischen Ennstaler Phyllitkomplex und Wölzer Glimmerschieferkomplex, einer der größten sulfidischen Lagerstätten der Ostalpen (MAURITSCH, 1985c; WEBER, 1997).

Eine andere Interpretation dieses gesamten Anomalienstreifens treffen HEINZ et al. (1987), HEINZ & HÜBL (1988) und HEINZ (1989). Aufgrund der Form, der verhältnismäßig hohen Amplituden und des großen Tiefgangs von weiter östlich modellierten Störkörpern schließen die Autoren, dass es sich bei diesen um höher magnetisierte, mächtige Komplexe handelt, die in beträchtliche Tiefen verfolgbar sind. Am ehesten werden ophiolitische Serien des Penninikums in Betracht gezogen, die durch verhältnismäßig geringmächtige höhere tektonische Einheiten (Ostalpines Kristallin, Grauwackenzone) verdeckt sind. Die Anomalienzone wird somit als mehr oder minder breiten Streifen entlang des Nordrandes des Ostalpinen Kristallins gedeutet, der eine in der Tiefe vorhandene Verbindung vom Nordrand des Tauernfensters zu den penninischen Fenstern des Alpenostrandes markiert (HEINZ & HÜBL, 1988; HEINZ, 1989).

Das magnetische Muster südlich dieser Anomalienzone lässt sich recht gut durch die an der Oberfläche anstehenden Gesteinsserien erklären. Der Nordteil des Schladminger Kristallins, der von Ortho- und Paragneisen dominiert wird, zeigt deutlich geringere Magnetisierung als der zentrale Bereich des Gollingkomplexes mit sauren bis basischen Metavulkaniten entlang des Hauptkammes der Schladminger Tauern. Insbesondere in den Amphiboliten sind die Suszeptibilitäten z.T. sehr hoch. Die in der Umgebung des Hochgolling mächtig ausgebildeten Amphibolite bewirken eine erhöhte Magnetisierung, ebenso wie die mächtigen Amphibolitserien des Seekarspitzkristallins nördlich des Radstädter Tauernpasses. Ebenso wirkt sich die Gengsitsch-Schuppenzone (HEJL, 2005) im Süden der Schladminger Tauern mit ihren Amphiboliten und Metagabbros aus. Geringe Magnetisierung

zeigen hingegen die Serien des Alpenen Verrucano, die überwiegend aus hellen Quarziten bis Phylliten aufgebaut sind. Diese Serien, die gegen Osten unter das Schladminger Kristallin einfallen, sind insbesondere im Gebiet zwischen Steirischer Kalkspitze und Schober sehr mächtig ausgebildet, was sich als markantes magnetisches Minimum auswirkt.

In dem Bereich, in dem die überwiegend invertierte Metasedimentbedeckung des Schladminger Kristallins und im weiteren die unterostalpinen Decken der Radstädter Tauern in einem dachziegelartigen Bau unter das Kristallin einfallen, macht sich eine systematische Verschiebung des magnetischen Musters gegenüber den in der Karte dargestellten geologischen Grenzen bemerkbar. Diese folgt daraus, dass geologische Körper bei Aeromessungen erst ab einer gewissen Mächtigkeit eindeutig wahrgenommen werden. Da schräg einfallende geologische Einheiten gegen ihre untere Begrenzung ausdünnen, verlieren sie mit geringer werdender Mächtigkeit auch an magnetischer Wirkung.

Das magnetische Maximum im SW der Abbildung 19 steht wohl im Zusammenhang mit der dort unter die Unterostalpinen Decken abtauchenden penninischen Nordrahmenzone. In der Bündnerschieferserie treten Grünschiefer und Serpentine auf.

## 8.2. Gravimetrie

Der Nordteil des Kartenblattes ÖK 127 Schladming wird von der Karte der Bouguerschwere der Molassezone Salzburg-Oberösterreich 1:200.000 (ZYCH & MEURERS, 2006b) erfasst (etwa  $\frac{1}{4}$  des Kartenblattes). Für das nördlich direkt anschließende Blatt ÖK 96 Bad Ischl wurde eine geologische Interpretation der Gravimetriekarte durchgeführt (SLAPANSKY & AHL, 2012), die auch den Nordteil von ÖK 127 bezieht. Hier werden einige für den Nordteil von ÖK 127 und seine Umgebung (entspricht etwa dem nördlichen Drittel der Abbildung 19) charakteristische Elemente zusammengefasst.

Das lithologisch recht einheitliche Dachsteinplateau zeigt einen entsprechend ruhigen Isolinienverlauf. Die Gosauseimente (Becken von Gosau) und z.T. mächtigen quartären Talfüllungen (Becken von Bad Aussee – VAN HUSEN & MAYR, 2007) bewirken deutliche Schwereminima. Das markante Minimum zwischen Abtenau und Gosau liegt allerdings in der Lammermasse in einem quartär überformten Bereich, wo vor allem Haselgebirge und Werfener Schichten anstehen. Einzelne Bergstöcke, wie z.B. der Sarstein, der Zinken südöstlich Bad Aussee, der Grimming und der Gosaukamm sind als lokale Maxima erkennbar. Für das Minimum im Bereich der Gosauseen könnten eventuell Auflockerungen des Untergrundes in Störungszonen verantwortlich sein, da hier keine wesentliche Sedimentbedeckung des Talbodens vorliegt.

Im Bereich des Ennstales sind in der Gravimetrie eine Reihe von Details erkennbar. Das rezente Ennstal bildet ein nur schmales Minimum, der mit quartären Sedimenten bedeckte Rücken des Mitterberges ein ebenso schmales langgestrecktes Maximum. Relativ breit hingegen tritt das Tal des heutigen Gröbmingbaches mit quartärer Talfüllung und randlichen Resten von „Ennstaltertiär“ als Minimum in Erscheinung. Ebenfalls als lokale Minima äußern sich die mächtigen Schuttfächer des Gröbmingbaches NW Gröbming und des Gradenbaches bei Weißenbach.

Die eingesenkte Verebnung des Kammbodens NW Gröbming zwischen Kemetgebirge und Dachsteinplateau mit Relikten von „Ennstaltertiär“ bildet eine deutlich in das Dachsteinplateau vorspringende Tiefzone der Schwere.

Auf eine Kartendarstellung wird hier verzichtet. Es sei auf die Publikationen (ZYCH & MEURERS, 2006a, b; SLAPANSKY & AHL, 2012) verwiesen. Die Werte der Ge-

steinsdichten für die Nördlichen Kalkalpen sind in SLAPANSKY & AHL (2012: Tab. 4) zusammengestellt, Werte der Dichte für die meisten anderen Gesteinstypen auf Blatt ÖK 127 finden sich bei MAURITSCH & WALACH (1984) und WALACH & MAURITSCH (1985).

### 8.3. Bodengeophysik, Gesteinsphysik

Auf Blatt 127 Schladming wurden zwischen 1980 und 1985 in Anteilen der Grauwackenzone, der Ennstaler Phyllite und in ausgewählten Bereichen des Wölzer Kristallins und des zentralen und südlichen Schladminger Kristallins unter Federführung des geophysikalischen Instituts der Montanuniversität Leoben ausgedehnte bodengeophysikalische Untersuchungen durchgeführt. Die grundsätzliche Überlegung dabei war, von bekannten ehemaligen Bergbaubereichen ausgehend, eine Fortsetzung geophysikalischer Strukturen zu finden, die höfliche Bereiche für Vererzungen anzeigen. Dazu wurde ein detailliertes gesteinsphysikalisches Vorprogramm abgewickelt, um sowohl den Methodeneinsatz, wie auch die Interpretation zu optimieren (MAURITSCH, 1987, 1989).

Für den Bereich südlich der Enns bis in die zentralen und südöstlichen Schladminger Tauern liegen umfangreiche bodengeophysikalische Geländeaufnahmen (MAURITSCH & SEIBERL, 1981, 1983; MAURITSCH, 1983, 1985b–d, 1986) vor, die durch petrophysikalische Gelände- und Laboruntersuchungen (MAURITSCH & WALACH, 1984; WALACH & MAURITSCH, 1985) ergänzt werden. Einen zusammenfassenden Überblick geben die Publikationen von MAURITSCH (1987, 1989).

Nähere Angaben zu Messgeräten und Details zu den einzelnen Messmethoden finden sich in MAURITSCH (1987, 1989) sowie in den jeweiligen Projektberichten (1981, 1983, 1985a–d, 1986).

An gesteinsphysikalischen Parametern wurden Dichte, magnetische Suszeptibilität, elektrische Leitfähigkeit, natürliche remanente Magnetisierung NRM (Stärke und Richtung), Q-Faktor (Verhältnis von remanenter zu induzierter Magnetisierung) sowie die Polarisierbarkeit bestimmt. Die Messergebnisse wurden in Tabellen für jeweils einzelne Profile sowie in Cross-plots zusammengefasst. Die petrophysikalischen Messungen wurden überwiegend an mit einem Handbohrgerät gewonnenen Bohrkernen (7–10 cm lang, 25 mm Ø) durchgeführt.

Gesteinsdichte und magnetische Suszeptibilität zeigen für die meisten Gesteinstypen ein weitgehendes Überlappen der Wertebereiche. Die verschiedenen lithologischen und tektonischen Einheiten sind somit weder magnetisch noch bezüglich ihrer Dichte signifikant unterscheidbar. Die Grüngesteine und Amphibolite jedoch stellen in allen geologischen Einheiten magnetische Leitgesteine dar. Die dominierenden magnetischen Eigenschaften sind dabei z.T. auf einzelne, oft nur mm-mächtige Magnetit führende Lagen beschränkt (MAURITSCH, 1987). In vererzten Phylliten und Glimmerschiefern ist meist Magnetkies (Pyrrhotin) für die erhöhte Magnetisierung verantwortlich (MAURITSCH, 1989). Die Richtungen der NRM streuen meist so stark, dass diese in einer quantitativen Interpretation nicht berücksichtigt werden müssen.

Leitfähigkeitsanomalien sind zumeist durch Störungszonen oder grafitische Lithologien bedingt (MAURITSCH, 1989).

Die gesteinsphysikalischen Parameter unterschiedlicher Gesteinstypen weisen weitgehende Überlappung der Streubereiche auf. Ausgeprägte Anomalien sind zumeist auf tektonische Ursachen oder Vererzungen zurückzuführen (WALACH & MAURITSCH, 1985). Auflockerungszonen sind mittels Dichte, Grüngesteinshorizonte mittels magnetischer Suszeptibilität gut erfassbar (MAURITSCH & WALACH, 1984).

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass die anhand detaillierter Vermessungen von Testgebieten ermittelten Modelle überwiegend gut zugeordnet und über weite Strecken verfolgt werden konnten. Wegen der oft schwierigen topografischen Verhältnisse liegen aber öfters große Abstände zwischen den Profilen, was die Interpretation erschwert (MAURITSCH, 1989). Bei angepasster Methodenkombination und entsprechend dichtem Messraster können auch geringmächtige Sulfidlager erfasst werden (MAURITSCH, 1989; HÜBEL, 1983).

## 9. Mineralische Rohstoffe

(M. HEINRICH, B. MOSHAMMER & A. SCHEDL)

Für eine Übersicht über die mineralischen Rohstoffe und einen Lageplan deren Abbaue am Kartenblatt 127 Schladming, siehe Tafel 3/B.

### 9.1. Erzrohstoffe

Die Schladminger Tauern zählen zu den traditionsreichsten Bergbaugebieten in den gesamten Ostalpen. Das Schladminger Bergbaugebiet mit verschiedenartigen Erzlagerstätten/-vorkommen erstreckt sich über die westlichen Schladminger Tauern mit dem Zentrum im Einzugsgebiet des Obertales, wobei die Mehrzahl der Lagerstätten/Vorkommen das Kartenblatt 127 Schladming betreffen. Die intensive Bergbautätigkeit war aus historischer Sicht prägend für die wirtschaftliche Entwicklung des Schladminger Raumes und des Ennstales. Aus gegenwärtiger rohstoffwirtschaftlicher Sicht handelt es sich bei diesen Lagerstätten/Vorkommen jedoch durchwegs um Kleinlagerstätten mit geringen Rohstoffpotenzialen.

Entsprechend der intensiven Bergbautätigkeit ist auch der Bestand an publizierter und unpublizierter Literatur über den Lagerstättenraum Schladming äußerst umfangreich. Vor allem aus dem Zeitraum 1927 bis 2008 liegt eine Reihe lagerstättengeologischer, mineralogischer, geochemischer, geophysikalischer und montanhistorischer Detailbearbeitungen bzw. monografischer Übersichtsbearbeitungen der Schladminger Erzlagerstätten vor (HIESSLEITNER, 1927, 1929; KUNNERT, 1929; FRIEDRICH, 1933a–e, 1959, 1967, 1969, 1975a, b, 1979; PFEFFER, 1977; SCHÜSSLER, 1976; PFEFFER & SCHÜSSLER, 1977; GHOWSSI, 1979; MATURA et al., 1980; DAHMEN, 1980; WERNER, 1980; SCHEDL, 1981, 1987; SEIDL, 1982; MAURER, 1983; HÜBEL, 1983, 1984; HÖLL et al., 1985; WEISS, 1987a, b, 2002, 2003, 2004, 2006, 2008; FUCHS, 1988; MAURITSCH, 1981, 1985a–d, 1986, 1987, 1989; MAURITSCH & SEIBERL, 1981, 1983; MAURITSCH & WALACH, 1984; PROCHASKA, 1993; WEBER, 1997; ROBL, 2001; WERNER, 2002; ROBL et al., 2002, 2004; SCHEDL, 1994a–c; SCHEDL et al., 2006; GÜNTHER, 2007).

Die unterschiedlichen Lagerstätten/Vorkommen von Erzrohstoffen verteilen sich auf die verschiedenen geologischen Einheiten des Kartenblattes, wobei die wichtigen Lagerstätten im Bereich des Schladming Kristallinkomplexes liegen. Im Bergbau-/Haldenkataster sind auf dem Kartenblatt Schladming insgesamt 69 Bergbaue auf Erzrohstoffe erfasst, eine Auswahl davon siehe Tafel 3/B. Die Gesamtzahl der Bergbaue und Schurftätigkeiten dürfte aber deutlich höher liegen, da viele kleinere, historisch erwähnte Schurfversuche bisher noch nicht lokalisiert werden konnten.

Der Lagerstättenreichtum der Region widerspiegelt sich auch in der Elementverteilung verschiedener lagerstättenindikativer Elemente in der bundesweiten Bachsedimentgeochemie (Geochemischer Atlas von THALMANN et al., 1989) sowie in begleitenden Beprobungen im Rahmen der Wolfram-Molybdänprospektion der VOEST-ALPINE. Viele der festgestellten Anomalien (Ag, As, Co, Cu, Mo, Pb, Sb, W) korrelieren sehr gut mit den bekannten Lagerstätten/Vorkommen in diesem Gebiet (HÜBEL, 1983). Durch Anwendung multivariater statistischer Auswerteverfahren werden die unterschiedlichen Vererzungstypen des Schladminger Raums noch deutlicher hervorgehoben und differenziert darstellbar. Neben den durch bekannte Vorkommen markierten lokalen Anomalien zeigen die Elementverteilungsbilder darüber hinaus auch zahlreiche andere kleinräumige bis lokale Anomalien, die kurzfristig auch Ansatz für weiterführende Prospektionsarbeiten in den Schladminger Tauern waren (HÜBEL, 1983, 1984; MAURITSCH & SEIBERL, 1981; MAURITSCH, 1983, 1989).

## Schladming-Seckau-Deckensystem

### Schladminger Kristallinkomplex

Alle bedeutenden Erzrohstoffvorkommen in den Schladminger Tauern liegen im Schladminger Kristallinkomplex und dessen postvariszischer Sedimentauflage. In der Metallogenetischen Karte von Österreich sind sie unter dem „polymetallischen Erzbezirk Schladming“ zusammengefasst (WEBER, 1997). Wesentliche Trägersteine der polymetallischen Vererzungen im Schladminger Kristallinkomplex sind Phyllosilicate, Gneisphyllite und Quarzphyllite (FRIEDRICH, 1967, 1969, 1975b). Diese werden teilweise als Mylonit- bzw. Phyllonithorizonte interpretiert, die im Zuge der alpidischen Deformation des kristallinen Basements entstanden sind (SLAPANSKY, 1987a, b; MATURA, 1987a; WERNER, 1980; ROBL, 2001; ROBL et al., 2004).

Ihre Genese ist ebenso wie eine allfällige Korrelation mit der postvariszischen Sedimentauflage noch nicht gänzlich geklärt. Diese heute meist in inverser Position eingefaltete, postvariszische Sedimentauflage liegt dem Kristallinkomplex in primär stratigrafischem Verband mit deutlicher tektonischer Überformung auf. Im Alpenen Verrucano, vor allem bestehend aus Serizitschiefern und Quarziten, sind in einigen Bereichen ebenfalls sulfidische Vererzungen zu beobachten.

FRIEDRICH (1967, 1969, 1975b) unterscheidet innerhalb des Schladminger Kristallinkomplexes mehrere genetisch und altersmäßig verschiedene Vererzungstypen, die im Folgenden unter Berücksichtigung neuerer Untersuchungsergebnisse in etwas modifizierter Form wiedergegeben sind.

Typus 1: Ag-reiche Pb-Zn-Vererzungen (Typus Duisitz, Eschach, Roßblei, Bromrieße, Patzenkar, Eiskar).

Typus 2: Fe-Cu- bzw. Cu-Fe-Vererzungen verschiedenster Art (Typus Klock, Hochwurzten, Reiteralm).

Typus 3: Cu-Ag-Vererzungen (Typus Krombach, Giglerbaue).

Typus 4: Ni-, Co-, Bi-, As- (Ag-) Erze (Typus Vettern-Zinkwand).

Durch die in den letzten Jahrzehnten erfolgte strukturgeologische und isotope geochemische Bearbeitung vieler Minerallagerstätten der Ostalpen gelang es, die entsprechenden Genesemodelle in vielen Bereichen deutlich zu verfeinern. Die altersmäßige Detailgliederung der Vererzungen im Schladminger Raum ist derzeit aber noch nicht gelöst, da hier zu wenige Isotopendaten vorliegen. Mit Sicherheit lässt sich aber bereits sagen, dass die Lagerstätten-genese im Schladminger Raum ein polyzyklisches Produkt verschiedener minerogenetischer Epochen ist, das verschiedene geodynamische Prozesse widerspiegelt und durch mehrstufige Metamorphoseüberprägungen (prävariszisch, variszisch, alpidisch) charakterisiert ist. Mit der polymetamorphen Überprägung kam es lokal auch während der alpidischen Metamorphoseprozesse zu Remobilisationen bzw. zu erheblichen Metallanreicherungen durch Fluide.

**Typus 1** ist flächig ausgebildet und besteht aus komplexen, polysulfidischen Mineralisationen. Dominante Erzminerale sind Galenit, Sphalerit, Chalkopyrit und antimonreiches Fahlerz (Tetraedrit). Lokal wurden größere Konzentrationen an Blei-Antimon-Sulfosalzen (Boulangerit, Jamesonit) und Bournonit festgestellt. Die an Serizitschiefer gebundene Vererzung ist meist s-parallel angelegt, geht örtlich aber manchmal in Gangtrümer über. Die wichtigsten Vertreter dieses Vererzungstypus sind die Bergbaue Eschach (hangendes Martinlager), Sagalm, Duisitz, Roßblei, Bromrieße und Patzenkar.

Galenit ist reich an Ag (0,01 bis 0,5 %), Sb (0,01 bis 0,5 %) und Bi (bis 0,05 %). Die Sphalerite zeichnen sich durch höhere Gehalte an Fe (bis 10 %), Mn (100 bis

5.000 ppm), Co (bis 500 ppm), Cd (bis 1 %), Hg (bis 0,5 %), Ga (bis 500 ppm), In (bis 300 ppm), gelegentlich Ge (bis 50 ppm) und Sn (bis 100 ppm) aus (WEBER, 1997). Die Fahlerzvarietät ist Ag-Tetraedrit mit bis zu 27,5 % Sb und bis zu 12,9 % Ag (WERNER, 2002).

Geochronologische Daten zur Lagerstättenbildung fehlen. Basierend auf strukturgeologischen Auswertungen, geochemischen Detailprofilen und Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen vermuten ROBL et al. (2004) zumindest für die untersuchten Lagerstätten dieses Typus (Bromiese, Roßblei) eine strukturkontrollierte, hydrothermale kretazische Lagerstättenbildung durch alpidisch metamorphe Fluide.

**Typus 2** fasst verschiedene Kiesvorkommen (Fe-Cu, Cu-Fe) zusammen, die im Wesentlichen an permische Sedimente (z.T. Geröll führende Serizitschiefer, Serizit-quarzite) der postvariszischen Sedimentauflage gebunden sind.

Im Gebiet westlich des Preuneggbachgrabens bis zum Mitterberg ist eine Reihe von kleineren Kiesmineralisationen im Alpenen Verrucano bekannt (WERNER, 1980). Beispiele dieses Vererzungstypus sind die kleinen Bergbaue Reiteralm, Strick, Fressold, Hochwurzen, Hüttecksattel, Schlapfer und Klock. Vergleichbaren Vererzungen gingen auch kleinere Schurfbaue im Bereich des Znachsattels nach (SCHEDL, 1981).

Hauptmineralphasen der Vererzung sind meist feinkörnig ausgebildeter Pyrit und Chalkopyrit mit akzessorischen Beimengungen von Magnetit, Zinkblende, Pyrrhotin, Bornit, Covellin und Fahlerz. Teilweise ist diese Kiesvererzung auch schwach Uran führend. Vorherrschende Gangart ist Ankerit und Quarz.

Die Vererzungen werden als schichtgebundene Vererzungen interpretiert (WERNER, 1980; SEIDL, 1982). Die Erzführung wird auf hydrothermale Ausfällung von Kieseln im genetischen Zusammenhang mit einem basischen Vulkanismus des „Permoskyths“ zurückgeführt (WERNER et al., 1995). Schieferungskonkordante Abtragungs- und Umlagerungsprodukte treten auch als feine Erzimprägnationen in Quarzphylliten auf. Durch metamorphe Überprägung kann es in Quarz-Ankerit-Mobilisaten auch zur Ausbildung von linsig schlierigen Pyrit-Chalkopyrit-Derberzen kommen.

**Typus 3** tritt im stark überprägten Kristallin nahe dem überformten Transgressionshorizont zur postvariszischen Überlagerung auf und repräsentiert eine Agreiche Chalkopyrit-Fahlerz-Vererzung mit reichlich Karbonat (Ankerit) als Gangart.

Die Lagerstätte Krombach als Beispiel für diesen Typus befindet sich im Zentrum einer flach gegen Norden einfallenden Quarzphyllitlamelle, bei der es sich um eine duktile Scherzone innerhalb eines variszischen Granodioritkörpers handelt und nicht um eine postvariszische Sedimenteinschaltung (FRIEDRICH, 1975b). Erze treten sowohl in diskordanten als auch s-parallelen Strukturen auf und sind immer an Karbonate gebunden (ROBL, 2001). Als Haupterze treten Chalkopyrit und Tetraedrit (Sb 23 %) auf; sie bilden meist dünne, in s eingeschichtete Lagen (cm-Bereich), schweren örtlich aber beträchtlich an (FRIEDRICH, 1975b). Begleitminerale sind Arsenkies, untergeordnet Pyrit, Galenit und Sphalerit (WERNER, 2002). ROBL et al. (2004) diskutieren die Lagerstättenbildung aus hydrothermalen Fluiden während der kretazischen Metamorphose.

Ein anderes Vorkommen im Bereich des Rossfeldsattels zeigt in Quarz-Ankerit-Linsen diffuse Nester aus Chalkopyrit, Pyrrhotin, Sphalerit, Fahlerz und Pyrit. Modellalter von Bleisotopenuntersuchungen an Galenit aus diesem Bereich ergaben Maximalalter von 190–225 Ma (MAURER, 1983; KÖPPEL, 1983).

Weitere nennenswerte Beispiele für diesen Typus befinden sich im Bereich der mittleren und oberen Giglerbaue. Weit verbreitet sind in diesem Serienverband (Paragneise, Bänderamphibolite) grafitreiche Schwarzschiefer mit einer polymetallischen Mineralisation, bei der die Eisensulfide Pyrit und Pyrrhotin dominieren (Kiesfahlbänder). Die wirtschaftlich genutzte Vererzung ist hier ebenfalls strukturkontrolliert. Gangförmige Reicherzbildungen (Tetraedrit, Chalkopyrit; ± Gersdorffit, ± Millerit, ± Sphalerit) sind vor allem in alpidisch angelegten Scherzonen in Verbindung mit Brandenzonen und umfangreichen alpidischen Lösungsumsätzen entwickelt.

Aktuellere struktur- und isotopengeologische Untersuchungen zeigen somit, dass die wirtschaftlich genutzten Erzvorkommen im nördlichen Bereich der Schladminger Tauern (Schladminger Obertal) hydrothermale karbonatische Gänge sind, die an altalpidische Hochdeformationszonen gebunden sind (ROBL, 2001; ROBL et al., 2004; WERNER, 2002).

Die feinen, relativ gleichmäßigen Sulfidimprägnationen in den Fe- und grafitreichen Quarzphylliten („Brandenzonen“) werden hingegen als synsedimentäre Bildungen im Zusammenhang mit einem bimodalen Inselbogenvulkanismus oder einer lokalen Rift-Zone im Altpaläozoikum interpretiert (SCHEDL, 1981).

**Typus 4** umfasst schließlich die Ni-, Co-, Bi-, As- (Ag-) Vererzungen vom Typus Zinkwand-Vettern. Im Bereich Zinkwand-Vetternspitze dominieren Metavulkanitgesteine, bestehend aus gebänderten Plagioklasgneisen und Amphibolite. Innerhalb dieser Metavulkanitserie sind Pyrit- und Pyrrhotin führende Gesteinshorizonte (Branden) charakteristisch, die durch ihre Limonitverwitterung (von Eisensulfiden, -karbonaten und -silikaten) im Gelände markant auffallen. Bei diesen Zonen handelt es sich um eine s-konkordante Wechselfolge von dunklen, grafitreichen Quarzphylliten, hellem Karbonat führendem Quarzphyllit und feinkörnigen Erzlagen/-imprägnationen mit Mächtigkeiten im Dezimeter- und Meterbereich. Besonders gut aufgeschlossen ist die Hauptbrände (6–15 m) der Zinkwand auf der Lungauer Seite, wobei die Mehrzahl der Einbaue entlang dieser Hauptbrände angelegt ist. Im Liegenden und Hangenden wird sie von einigen geringmächtigeren Brandenzonen begleitet (SCHEDL, 1981). Im Gratbereich zur Vetternspitze sind weitere kleinere Brandenzonen aufgeschlossen, die teilweise an einer steil stehenden Störungszone abgeschnitten sind. Die Brandenzonen der Vetternspitze gliedern sich wieder in eine Hauptbrände mit begleitenden kleineren Branden – vgl. Abbildung 39, 40. Die Fortsetzung der Vetternbrände lässt sich bis nördlich der Keinprechtthütte verfolgen.

Hauptsulfidphasen in den Branden sind Pyrit und Pyrrhotin. Akzessorisch treten auch Markasit, Sphalerit, Arsenopyrit, Chalkopyrit, Galenit, Fahlerz und Bravoit auf (FUCHS, 1988; GHOWSSI, 1979). Alle in den Branden auftretenden Minerale zeigen einen feinschichtigen-stofflichen Lagenbau mit teilweise intensiver Feinfältelung und Zerschering.

Die eigentliche Ni-Co-Vererzung der Zinkwand tritt an Kreuzungszonen (Scharungen) von diskordanten karbonatischen (ankeritischen) Gängen mit den s-parallelen Fe-sulfidreichen Branden auf. Die maximal 4 m mächtigen Gänge verlaufen annähernd E–W-streichend mit steilem Einfallen (55–80°) gegen Süden. Die Erze bestehen aus meist unregelmäßig angeordneten butzen- und nesterförmigen Ni-Co-As-Mineralaggregaten von 5–10 cm Durchmesser (FUCHS, 1988). Während die Gangspalten im 10er-Meterbereich sowohl im Liegenden als auch im Hangenden der durchschnittenen Brandenlager verfolgbar sind, ist die Teufenerstreckung der Ni-Co-Vererzung äußerst gering. Sie beträgt kaum wenige Meter mehr als die Mächtigkeit der Brandenzonen. Auffallend ist, dass die Gänge im Hangenden der

Scharungen mit den Branden – mit Ausnahme der Fahlerz führenden Silberkluft – alle taub sind, während im Liegenden, ohne große Teufenerstreckung, noch Fahlerz, Arsenopyrit, Pyrit, Pyrrhotin und Sphalerit zu beobachten sind (FUCHS, 1988).

Die Erzparagenese der Lagerstätten Zinkwand-Vettern besteht aus Ni-Co-Arseniden (Gersdorffit, Nickelin, Rammelsbergit, Pararammelsbergit, Maucherit, Safflorit, Skuderudit, Cobaltit), Arsenopyrit, Löllingit, ged. Arsen und Bismut, bismut- und/oder antimonhaltigen Sulfosalzen (Bismuthinit, Jakolskiit, Meneghinit, Bournonit, Jamesonit), Fahlerz, Chalkopyrit, Pyrrhotin, Galenit, Sphalerit, Millerit, Danait und Parkerit sowie Ankerit und Pistomesit-Sideroplesit als Gangarten (FUCHS, 1988; PAAR, 1979).

Hinsichtlich der Genese der Vererzung geht man in den letzten Lagerstättenbearbeitungen der Zinkwand und der Vetternspitze von einem mehrphasigen Entstehungsmodell aus (FRIEDRICH, 1975b, 1979; GHOWSSI, 1979; SCHEDL, 1981; FUCHS, 1988). Zur Absicherung dieser Modellvorstellungen fehlen leider detaillierte struktureologische und isotopengeochemische Untersuchungen aus den beiden Lagerstättenbereichen.

Primär synsedimentär dürften die kiesreichen Paragenesen in den grafitreichen Quarzphylliten (Schwarzschiefer, Branden) sein. Eine primäre, polymetallische Stoffzufuhr wird dabei vor dem oberen Ordovizium (prävariszisch) im Zusammenhang mit einem bimodalen Magmatismus vermutet. Als tektonisches Environment dieser Serie mit typischem Kalkalkali-Chemismus wird der Bereich eines Inselbogensystems bzw. analoger Ausbildungsformen im Kontinentalrandbereich angenommen (SCHEDL, 1981). Solche komplexen Ag-Ni-Co-As-Metallanreicherungen treten weltweit häufig in Kontinentalrand-Environment auf (BADHAM, 1976).

KÖPPEL et al. (1993) ordnen die primäre stratiforme Erzmetall-Anreicherung in den Schladminger Tauern vulkanosedimentären Gesteinsabfolgen in einem back arc basin zu. Wenngleich detaillierte geochemische Untersuchungen der Schwarzschieferhorizonte bis dato fehlen, legen die bisher bekannten Ni- und Co-Gehalte in den Zinkwand-Branden die Vermutung nahe, dass es sich dabei um synsedimentäre Metallanreicherungen handelt. Brandenhorizonte ohne sichtbare Vererzung weisen mit bis zu 1.560 ppm Ni und 255 ppm Co deutlich höhere Gehalte auf als in den begleitenden Grünschiefern und Amphiboliten (FUCHS, 1988). Die karbonatischen Erzgänge abseits der Scharungsflächen sind hingegen weitgehend Ni- und Co-frei.

Es darf angenommen werden, dass im Verlauf der Alpidischen Orogenese im Schladminger Kristallinkomplex zu verschiedenen Zeiten metamorphe Fluide zirkulierten, z.T. alte Metallkonzentrationen mobilisiert wurden, die zu den zahlreichen epigenetischen/hydrothermalen Mineralisationen geführt haben. Die komplexen Ni-, Co-, Bi-, As-, Ag-Vererzungen in querschlägigen Extensionsklüften der Zinkwand bzw. Vetternspitze können als solche junge Mobilisationen eines präexistierenden Stoffbestandes interpretiert werden (FRIEDRICH, 1975b; SCHEDL, 1981; FUCHS, 1988).

Die Erzanreicherung in den jüngeren Gängen wäre demnach als Mobilisat aus dem Elementbestand der Branden/Schwarzschiefer zu betrachten. Die Verschiedenartigkeit der Vererzungstypen wäre durch die Varianz in den Spurenelementgehalten der Ausgangssedimente (Schwarzschiefer) erklärbar. Große Mengenbilanzen sind für solche Modelle nicht erforderlich, da die Lagerstätten Zinkwand und Vetternspitze als Kleinvorkommen zu klassifizieren sind. HIESSLITNER (1929) beziffert die Gesamtausbeute aus den beiden gänzlich ausgeerzten Lagerstätten mit 40–80 t Ni-Metall bezogen auf sämtliche Betriebsperioden.

## **Koralpen-Wözl-Deckensystem**

### **„Ennstaler Phyllitzone“**

Die Lagerstättenführung in der „Ennstaler Phyllitzone“ ist weitgehend auf stratiforme Kiesvererzungen (Typus Pyrit-Arsenopyrit-Scheelit-Vererzungen) beschränkt. Die Vererzung ist an die untere basische Metavulkanitfolge der altpaläozoischen „Ennstaler Phyllitzone“ gebunden, wobei die Scheelitführung meist in s-parallelen Lagen und Porphyroblasten auftritt. Zu diesem Typus zählt die durch einen Versuchsstollen erfasste Scheelit-Vererzung am Fastenberg und andere Mineralisationen zwischen Preuneggatal und Oberhausgraben (HÖLL, 1975; PFEFFER, 1977; SCHÜSSLER, 1976; PFEFFER & SCHÜSSLER, 1977; DAHMEN, 1980; MAURER, 1983; SEIDL, 1982; WERNER, 1980; HÖLL et al., 1985). Auch der Bergbau auf Alaunschiefer im Oberhausergraben ist im Bereich Kies führender Phyllite/Grünschiefer umgegangen (FRIEDRICH, 1967; WEISS, 2008).

Hinsichtlich Lagerstättenogenese wird eine submarin-hydrothermale, synsedimentäre bis diagenetische Entstehung in zeitlichem und räumlichem Zusammenhang mit einem submarinen Ozeanboden-Vulkanismus des Altpaläozoikums (wahrscheinlich Silur) vermutet (WERNER, 1980; HÖLL et al., 1985).

### **Grauwackenzone**

Im Westabschnitt der Grauwackenzone kommen in den silurisch-devonischen Anteilen im Gebiet Filzmoos–Radstadt–Mandling pyritische Cu-(Pb-Zn-Au-) Sulfidvererzungen schichtgebunden in vulkanosedimentären Abfolgen vor, die dem „Kieserbezirk ( $\pm\text{Cu} \pm\text{Pb} \pm\text{Au}$ ) Zell/See–Radstadt–Mandling“ zugeordnet sind (WEBER, 1997). Der Kies-Bergbau Mandling-Ochsenalm befindet sich überwiegend auf dem benachbarten Kartenblatt ÖK 126 Radstadt, reicht aber mit seinen östlichen Ausläufern auf das Kartenblatt ÖK 127 Schladming. Ein weiterer Vertreter dieses Vererzungstypus findet sich im SE von Hierzeegg.

Die Vererzung besteht aus einer älteren pyritbetonten Phase (+ Arsenopyrit, Pyrrhotin, Chalkopyrit, Sphalerit und Galenit) und einer jüngeren, Pb- und Sb-betonten, Edelmetall führenden Abfolge (mit Tetraedrit, Bournonit, Jamesonit, ged. Gold etc.) (BRANDMAIER et al., 1985). Die Vererzung wird als präalpidisch, vermutlich variszisch, interpretiert und steht möglicherweise in Zusammenhang mit einem altpaläozoischen intrakontinentalen Riftsystem. Neben der alpidischen Deformation der Kiesvererzung kommt es auch zur Rekristallisation und geringfügigen Remobilisation der Erze im Zuge einer (früh?-) alpidischen Metamorphose (BRANDMAIER et al., 1985).

Kleinere Schurfversuche auf Pyrit, Pyrrhotin und Chalkopyrit wurden auch im Mühlbachgraben NE von Schladming unternommen.

## **9.2. Energierohstoffe/Kohle**

### **Glanzbraunkohle im „Ennstaltertär“**

Im Bereich des Ennstales sind mehrere kleine, voneinander getrennte, gelegentlich Kohle führende Neogen-Becken bekannt, die von Wagrain bis in den Raum Hieflau verfolgbar sind. Die wirtschaftliche Bedeutung dieser Kleinvorkommen war aber stets sehr gering.

Im Bereich Stoderzinken NW Gröbming ist ein solches Vorkommen in rund 1.700 m Seehöhe in kalkalpine Serien tektonisch eingeklemmt. Dieses Kohlevorkommen ist als die höchstgelegene Braunkohle innerhalb der Ostalpen anzuspre-



Abb. 21.  
Braunkohlebergbau Klaus-Pichl. Historisches Foto des Stollenmundlochs des Marta-Stollens;  
aus ZAILER (1910: Taf. 10).

---

chen. Das Vorkommen wurde 1845 entdeckt und gegen Ende des 19. Jahrhunderts erstmals betriebsmäßig abgebaut (WEBER & WEISS, 1983). Der Bergbau gelangte aber nie über das Schurfstadium hinaus und wurde 1905 eingestellt.

Die Sedimentabfolge am Stoderzinken besteht im Wesentlichen aus einer Wechselfolge von Tonen und Sanden, in welchen gelegentlich Kohleflöze bzw. Schmitzen eingelagert sind. Nach AIGNER (1907) weist die Teilmulde eine Länge von ca. 1,4 km und eine durchschnittliche Breite von 0,3 km auf. Insgesamt waren 11 Braun-

kohlenflöze bekannt, deren Mächtigkeit mit Ausnahme eines Flözes (1,8 m) meist bei 0,1 m lag. Obwohl die Glanzkohle in lediglich 4–10 m Tiefe auftrat, wurde die Kohle durch eine Reihe kleinerer Einbaue im Tiefbau gewonnen (WEBER & WEISS, 1983). Halden und Pingen sind im Gelände vor allem im Ostabschluss der Mulde heute noch deutlich zu erkennen.

Als Alter der Kohle führenden Sedimente am Stoderzinken werden Oberoligozän bis Mittelmiozän (TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN, 1963) bzw. Karpatium (STEININGER et al., 1989) diskutiert.

Entstehung und Erhaltung des Sedimentbeckens hängt mit sinistralen Blattverschiebungen entlang der Ennstallinie während des späten Oligozäns und Miozäns im Rahmen des „Continental Escape“ der zentralen Ostalpen zusammen (WEBER, 1997). Die Sedimente sind dementsprechend tektonisch stark beansprucht. Der Inkohlungsgrad der Kohle von Stoderzinken erreicht das Glanzbraunkohlenstadium SACHSENHOFER (1989).

### **Pleistozäne Braunkohle**

Eine nennenswerte Kohlenproduktion liegt hingegen vom zweiten auf dem Karntenblatt liegenden Kohlevorkommen von Klaus-Pichl vor. Dieses Kohlevorkommen wurde bereits am Ende des 18. Jahrhunderts entdeckt, ein Abbau ist 1785 nachweisbar (WEBER & WEISS, 1983; WEISS, 2007). Zwischen 1850 und 1861 baute das Stift Admont in Klaus-Pichl eher erfolglos Braunkohle ab. 1873 wurde der „Braunkohlenbergbau bei Pichl und Klaus“ neu verliehen, nach erfolglosen Abbaueversuchen 1900 aber wieder eingestellt. Einen Aufschwung nahm der Kohlenbergbau von Klaus und Pichl erst durch die Übernahme durch Franz Ascher im Jahr 1900. Unter dem Firmennamen „Ennstaler Kohlegewerkschaft“ bestand bis zum Jahr 1922 ein Abbau, siehe dazu Abbildung 21. Die Förderung in den letzten vier Betriebsjahren betrug insgesamt 36.175 t (WEBER & WEISS, 1983). Nach dem Zweiten Weltkrieg bestand zwischen 1947 und 1948 ein letzter bescheidener Kohlenabbau (2.038 t) durch die Bergbauförderungsgesellschaft m.b.H. (KÖSTLER, 1993).

Bei dem Kohlevorkommen Klaus-Pichl handelt es sich um pleistozäne Kohlen, die hier in sandig-tonige Sedimente eingeschaltet sind. Untersuchungen zur stratigrafischen Einstufung der Kohle ergaben bisher widersprüchliche Ergebnisse, siehe dazu Kapitel 6.7 Quartär/Leg. Nr. **31–30**. Das relativ söhlig und meist ungestört liegende Flöz war entlang seiner Ausbisslinie über 6 km Länge und 1 km Breite bekannt (WEBER & WEISS, 1983). Die Mächtigkeit des flach gegen Norden ansteigenden Flözes betrug etwa 1 m, örtlich unterbrochen von einem tonigen Zwischenmittel. Die Braunkohle von Klaus-Pichl fällt wegen ihres gegenüber anderen Pleistozänkohlen in Österreich relativ hohen Heizwertes (bis 3.814 kcal/kg) auf.

## **9.3. Industriemineralerale**

### **Gips**

Eingeschaltet in die Ton- und Sandsteine der Werfener Schuppenzone treten Gipslager auf (Leg. Nr. **64**), von denen das Vorkommen Karlgraben (Karlbach nach WEBER, 1997) SE Türliwandhütte im Erosionskessel des Karlbaches zwischen Brandriegel und Burgleiten den größten Aufschluss darstellt. Es wurde von ERKAN detailliert aufgenommen und dargestellt (ERKAN, 1977a, b; PETRASCHECK et al., 1977) und von MANDL (2001) und MANDL et al. (1987) hinsichtlich seiner lithostratigrafischen und tektonischen Zugehörigkeit weiter abgeklärt. Demzufolge handelt es sich um eine annähernd 220 m mächtige Schichtfolge, bestehend aus zwei jeweils 60–70 m

mächtigen, teilweise brekziösen oder tonig- und karbonatisch vermengten Gipslagern, getrennt durch eine ähnlich mächtige Ton- und Sandstein-Folge. Nach der geologischen Karte ist die Lateralerstreckung dieses Vorkommens gering. In den Profilen Schlitzental und Schildlehen, die westlich vom Karlgraben beschrieben wurden, tritt es nicht mehr auf (ERKAN, 1977b; ERKAN et al., 1987). Die Gipsabfolge weist nach MANDL (2001) lithologische Ähnlichkeiten mit dem alpinen Haselgebirge auf. Als wesentliches Indiz dafür wird weiters die Altersbestimmung als Perm mittels Schwefel- und Strontium-Isotopen von SPÖTL & PAK (1996) angesehen. Dies wiederum spricht für tektonischen Kontakt der Gipsfolge zu den stratiformen Werfener Schichten. Die hangende Begrenzung des hangenden Gipslagers wird mit der tektonischen Überlagerung durch schwarze Schiefertone des Karnium (Leg. Nr. 56) der Randschuppe des Raucheck-Marstein-Schönbühel-Zuges gleichgesetzt, die ihrerseits tektonisch von der Dachstein-Decke überlagert werden (vgl. Profil 7 in MANDL, 1998).

### **Hochwertige Karbonate**

Potenzial für Karbonatrohstoffe ist im kalkalpinen Stockwerk mannigfach vorhanden (Dachstein-Decke, Mandlingzug etc.), meist jedoch in schlecht zugänglicher Lage. Dazu kommt, dass Rohstoffe aus Hangschuttkörper mit wesentlich geringerem Aufwand gewinnbar sind. Daher wurden Karbonatgesteine kaum als Festgesteine gewonnen. Ein Steinbruch im Ramsaudolomit (Leg. Nr. 71) befindet sich östlich Tritscher an der Südwestseite des Kulmberges, der zum Straßen- und Wegebau bis in die 1980er Jahre betrieben wurde. Heute dient er als Schießplatz und bietet aber nach wie vor gute Aufschlüsse. An einem weiteren Aufschluss dieser Ramsaudolomit-Formation wurde der Chemismus und die Weiße gemessen (MOSHAMMER & LOBITZER, 1996). Es handelt sich um Aufschlüsse an der Bundesstraße südlich Warter, südöstlich vom Mandlingpass. Hier erwies sich das Gestein als sehr reiner, farblich jedoch nur untergeordnet heller Dolomit. Die chemische Analyse (normiert auf 100 %) zeigt 30,98 % CaO, 21,56 % MgO und 0,26 % summierte nichtkarbonatische Bestandteile; die Weiße, ausgedrückt durch den Normfarbwert Y (bei Normlicht D65, 10°) erreicht knapp 87. Diese chemisch reine Qualität ist für mitteltriadische Dolomite mitunter nicht ungewöhnlich, ganz weiße Varietäten sind jedoch eher selten. Möglicherweise treten sie an anderen Stellen dieses doch sehr langen Dolomit-Zuges, der quer über das Kartenblatt hinweg streicht, auf.

## **9.4. Steine und Erden**

### **Fest- und Lockergesteine für Bauzwecke**

In den Unterlagen des Rohstoff-Archivs der Geologischen Bundesanstalt finden sich nur wenige Hinweise auf Steinbrüche im Gebiet des Blattes Schladming. Zuletzt noch in Betrieb war der jetzt teilre kultivierte Bruch Bärenhoferwirt im Obertal südlich Schladming. Abgebaut wurde der feste Granitgneis (Leg. Nr. 115), aber vor allem grobes Gneis-Blockwerk aus dem Hangschutt (Leg. Nr. 6) bzw. der Blockhalde am Fuß der Rabensteinwand. Das Material wurde für Hangsicherungen, für den Wasserbau und als Schüttmaterial verwendet, früher möglicherweise auch als Bau- und Werkstein. Ebenfalls grobes Blockwerk für den Wasserbau wurde vormals im Bereich unterhalb der Fenzengwand (Obertal) gewonnen, wo migmatischer Paragneis mit Partien von Granitgneis (Leg. Nr. 114, 115) ansteht. Eine weitere Verwertung von Kristallin-Blockwerk für Uferschutz und Wasserbau ist aus dem Untertal bei Schipplechner bekannt. Granit- und Gneisblöcke aus den Schladminger Tauern wurden auch bei Rohrmoos gewonnen, hier dürfte es sich aber um Blöcke aus der Moräne (Leg. Nr. 17) gehandelt haben.

In den Kalkalpen liegt der bereits oben erwähnte Bruch im Ramsaudolomit (Leg. Nr. **71**) am Kulmberg, der nach HAUSER & BRANDL (1952) damals in Betrieb war. Quartäre Hangbrekzie (Leg. Nr. **32**), sogenannte „Ramsauer Breccie“, wurde nach TRAUTH (1925) in einem Bruch am Weg vom Karlbach zur Austriahütte abgebaut und diente für den Bau der evangelischen Kirche in Ramsau. Laut geologischer Karte steht die Hangbrekzie erst weiter nördlich oberhalb an, möglicherweise wurde ein abgerutschter Block abgebaut. Blöcke aus eiszeitlichen Sedimenten wurden früher auch im Bereich der Kalkalpen für den Wasserbau verwendet, so bei Aich-Siebenbrunn nördlich Weißenbach.

In Verwitterungslehm zersetzter und verrutschter Phyllite (Leg. Nr. **83**) der „Ennstaler Phyllitzone“ liegt der bei HAUSER & BRANDL (1952) verzeichnete ehemalige Lehmmabbau (ehem. „Weikl-Teich“ südwestlich Aich im Ennstal.

Eine Reihe von Lockergesteinsabbauen ist aus Hangschutt, Schuttkegel (Leg. Nr. **6**) und Schwemmfächern (Leg. Nr. **5**) mit kalkalpinem Einzugsgebiet bekannt. Einige davon sind auf dem Kartenblatt hervorgehoben, viele nicht mehr in Betrieb. Abgebaut wird zurzeit aktiv im Schwemmfächer des Gradenbaches bei Weißenbach und in dem großen, regional bedeutenden Abbau Rössing (Abb. 38), wo Straßen- und Wegebaumaterial aus dolomitischem Hangschutt gewonnen wird. Früher wurde auch im Bereich der Ramsau-Leithen Material der Grundmoränen (Leg. Nr. **29**) gefördert und als Baumaterial verwertet, grober Sand wurde nach Unterlagen im Archiv früher angeblich auch aus dem Kies und Konglomerat der Ramsau (Leg. Nr. **30**) nördlich Pichl und aus den Eisrand-Staukörpersedimenten (Leg. Nr. **22**) beim Lodenwalker gewonnen.

# 10. Hydrogeologie

(G. SCHUBERT)

## 10.1. Hydrologische Verhältnisse

Auf Blatt 127 Schladming sind es die Messstellen Planai, Rohrmoos, Untertal (Tetter) und Schladming, von denen längere Messreihen der Niederschlagshöhe vorliegen (Tab. 3). Alle vier genannten Messstellen befinden sich südlich des Ennstales in den Schladminger Tauern. Zu den ersten drei genannten gibt es auch längere Messreihen der Lufttemperatur (Tab. 4). Längere Aufzeichnungen der Schnee- verhältnisse stehen zu den Messstellen Planai, Rohrmoos und Schladming zur Verfügung (Tab. 5). In den Tabellen 3, 4 und 5 sind zum Vergleich auch langjährige Mittel der knapp nördlich des Kartenblattes, hoch oben im Dachsteingebirge gelegenen Messstelle Krippenstein wiedergegeben.

Durchschnittliche Niederschlagshöhe 1981–1990 (mm)	Jänner	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr
Krippenstein (2.050 m)	136	104	139	120	150	217	263	258	164	114	111	136	1912
Planai (1.860 m)	96	76	78	74	106	123	129	146	95	62	65	81	1131
Rohrmoos (1.080 m)	112	82	65	59	98	125	143	161	103	63	65	86	1162
Untertal (Tetter) (1.040 m)	72	53	48	45	87	111	121	134	88	57	47	58	921
Schladming (740 m)	92	72	56	53	85	117	130	145	90	57	56	77	1030

Tab. 3.

Mittlere Niederschlagshöhen von Messstellen auf Blatt 127 Schladming. Quelle: BMLF (1994).

Durchschnittliche Lufttemperatur 1981–1990 (° C)	Jänner	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr
Krippenstein (2.050 m)	-6,4	-7,0	-4,7	-1,8	3,2	5,4	8,6	8,3	6,1	3,5	-2,4	-4,8	0,7
Planai (1.860 m)	-4,9	-5,4	-2,7	0,4	5,4	7,6	10,8	10,0	7,7	4,5	-1,1	-3,5	2,4
Rohrmoos (1.080 m)	-4,2	-4,0	0,2	4,4	9,5	12	14,8	13,8	10,7	6,4	0,2	-2,6	5,1
Untertal (Tetter) (1.040 m)	-4,9	-4,2	0	3,9	8,6	11,1	13,8	13	10,1	5,7	-0,7	-3,2	4,4

Schnee- verhältnisse Mittelwerte 1981–1990	Schneebedeckung Beginn-Ende	Winterdecke Beginn-Ende	Summe der Neuschneehöhe (cm)	Größte Schneehöhe (cm)
Krippenstein (2.050 m)	22.09.–28.07.	10.11.–06.06.	892	342
Planai (1.860 m)	24.09.–10.07.	12.11.–21.05.	687	220
Rohrmoos (1.080 m)	06.11.–01.05.	07.12.–10.04.	427	100
Schladming (740 m)	23.11.–05.04.	18.12.–10.03.	202	56

Tab. 5.

Durchschnittliche Schneeverhältnisse von Messstellen auf Blatt 127 Schladming. Quelle: BMLF (1994).

Die Abbildungen 22–24 geben die in den Tabellen 3 und 4 angegebenen Monatsmittel der Niederschlagshöhe und Lufttemperatur in Form von Klimadiagrammen wieder. Aus diesen wird ersichtlich, dass im gegenständlichen Gebiet in den Monaten Mai bis September die Niederschläge und damit auch die höchsten Abflüsse zu erwarten sind. Dass in den Schladminger Tauern die Abflusshöhe in diesen Monaten am Höchsten ist, zeigt auch der Pegel Tetter am Untertalbach (= Unterthaler Bach lt. BMLFUW, 2011) auf (Abb. 25). Hier ist weiters zu beobachten, dass die mittlere Jahresabflusshöhe dieses Baches über den mittleren Jahresniederschlagshöhen der Messstellen der Umgebung – das sind Planai, Rohrmoos, Untertal (Tetter) und Schladming – liegen. Da hier aufgrund der geologischen Gegebenheiten kein wesentlicher unterirdischer Zufluss zu erwarten ist, d.h. das hydrografische Einzugsgebiet dem orografischen entspricht, ist zu erwarten, dass in den höher gelegenen Bereichen der Schladminger Tauern der Niederschlag deutlich ergiebiger ausfällt als bei den genannten Messstellen. Die Tabellen 6 und 7 enthalten die mittleren monatlichen Abflüsse der Siebenquellen im Preuneggtaal und die des Pegel Tetter zum Vergleich. Bei dieser Quellmesstelle ist aufgrund der Verweilzeit im Untergrund der Jahresgang schwächer ausgeprägt als beim genannten Bach, zeigt aber die gleiche Charakteristik (Abb. 26).

◀ Tab. 4.

Mittlere Lufttemperatur von Messstellen auf Blatt 127 Schladming. Quelle: BMLF (1994).

Untertal- bach, Pegel Tetter (Einzugs- gebiet 65,2 km <sup>2</sup> )	Jänner	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr
Mittlerer Abfluss 1981–1990 (m <sup>3</sup> /s)	0,63	0,58	0,8	2,24	5,93	6,69	5,16	3,61	2,72	1,84	1,15	0,83	2,69
Mittlere Abfluss- spende 1981–1990 (l/s/km <sup>2</sup> )	9,6	8,9	12,2	34,3	91,0	102,6	79,1	55,4	41,8	28,2	17,6	12,8	41,3
Mittlere Abflusshöhe 1981–1990 (mm)	26	22	33	89	244	266	212	148	108	76	46	34	1303

Tab. 6.  
Mittlerer Abfluss, Abflussspende und Abflusshöhe des Untertalbaches beim Pegel Tetter.  
Quelle: BMLF (1995).

Preunegger Sieben- quellen (Einzugsge- biet 65,2 km <sup>2</sup> )	Jänner	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Jahr
Mittlerer Abfluss 2009 (l/s)	44	41	42	107	123	104	100	80	83	66	59	53	75
Mittlere Wasser- temperatur 2009 (° C)	5,7	5,5	5,3	5,1	5,4	5,8	6,2	6,5	6,6	6,5	6,2	5,9	5,9
Mittlere Leitfähigkeit 2009 (µS/cm)	204	210	216	190	163	169	173	185	187	191	192	193	189

Tab. 7.  
Mittlerer Abfluss, Wassertemperatur und Leitfähigkeit der Quellmessstelle Preunegger Sieben-  
quellen. Quelle: BMLFUW (2011).

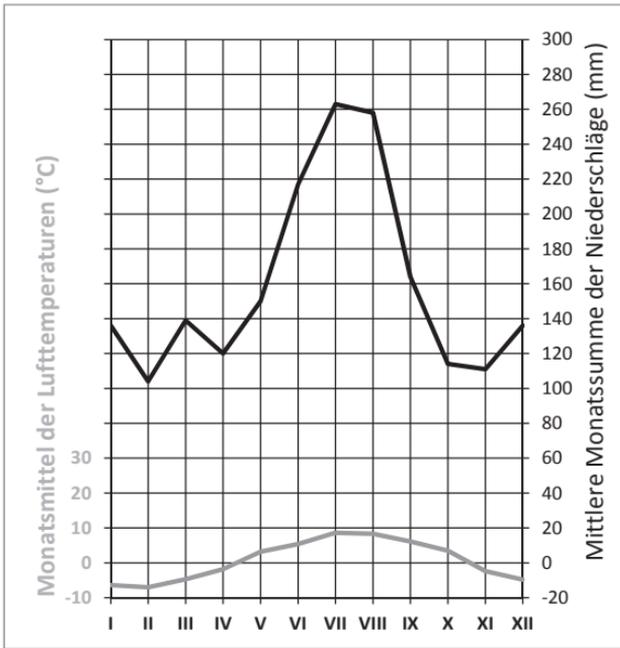


Abb. 22.  
Klimadiagramm zur Messtelle Krippenstein (2.050 m) mit den Werten der Tabellen 3 und 4. Periode 1981–1990. Mittlere Lufttemperatur: 0,7° C. Mittlere Jahresniederschlagshöhe: 1.912 mm.

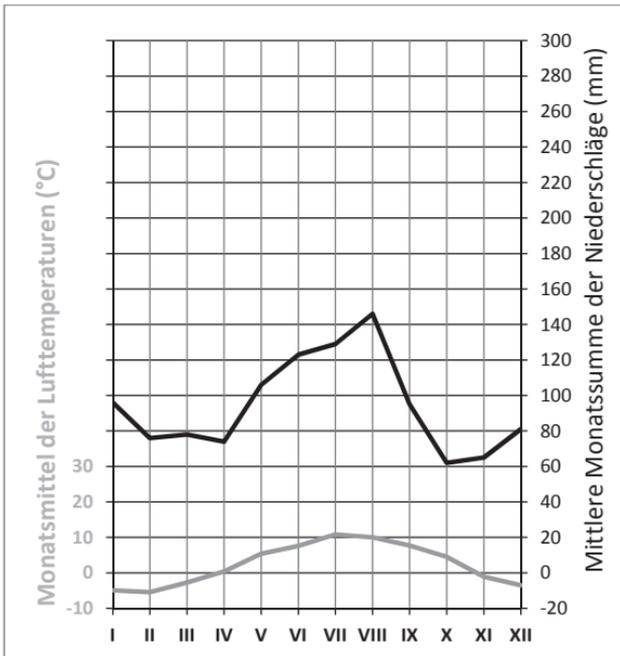


Abb. 23.  
Klimadiagramm zur Messtelle Planai (1.860 m) mit den Werten der Tabellen 3 und 4. Periode 1981–1990. Mittlere Lufttemperatur: 2,4° C. Mittlere Jahresniederschlagshöhe: 1.131 mm.

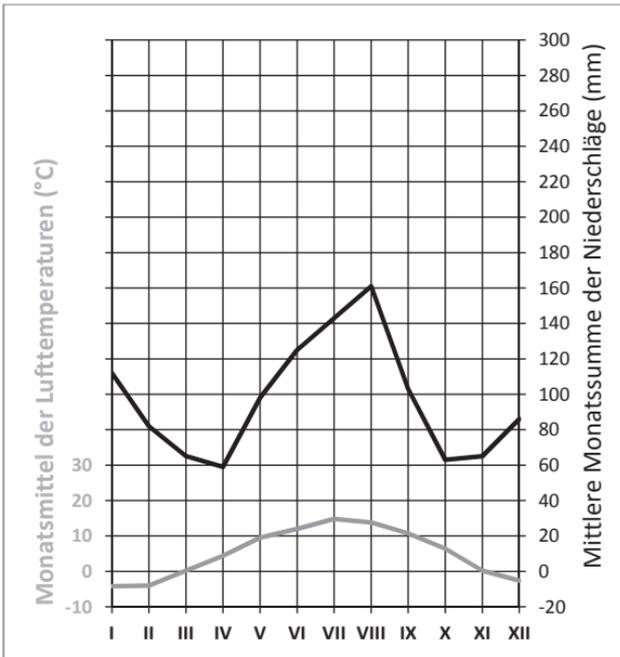


Abb. 24.  
 Klimadiagramm zur Messtelle Rohrmoos (1.080 m) mit den Werten der Tabellen 3 und 4. Periode 1981-1990. Mittlere Lufttemperatur: 5,1° C. Mittlere Jahresniederschlagshöhe: 1.162 mm.

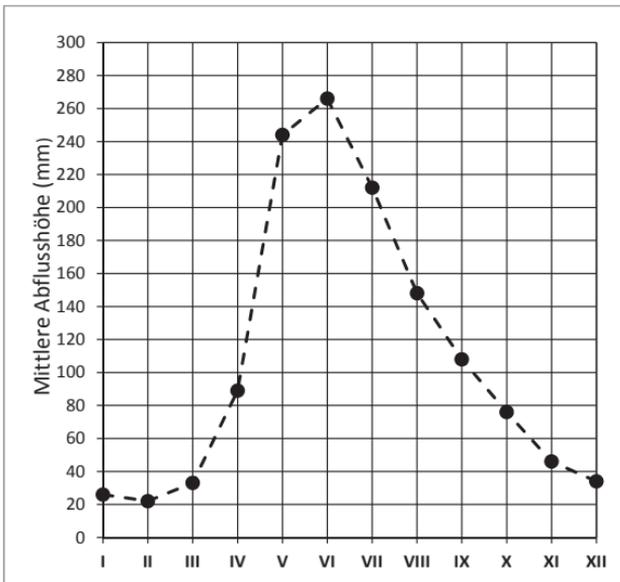


Abb. 25.  
 Mittlere Abflusshöhe des Untertalbaches, Pegel Tetter (Einzugsgebiet 65,2 km²). Periode 1981-1990. Mittlere Jahresabflusshöhe: 1.303 mm.

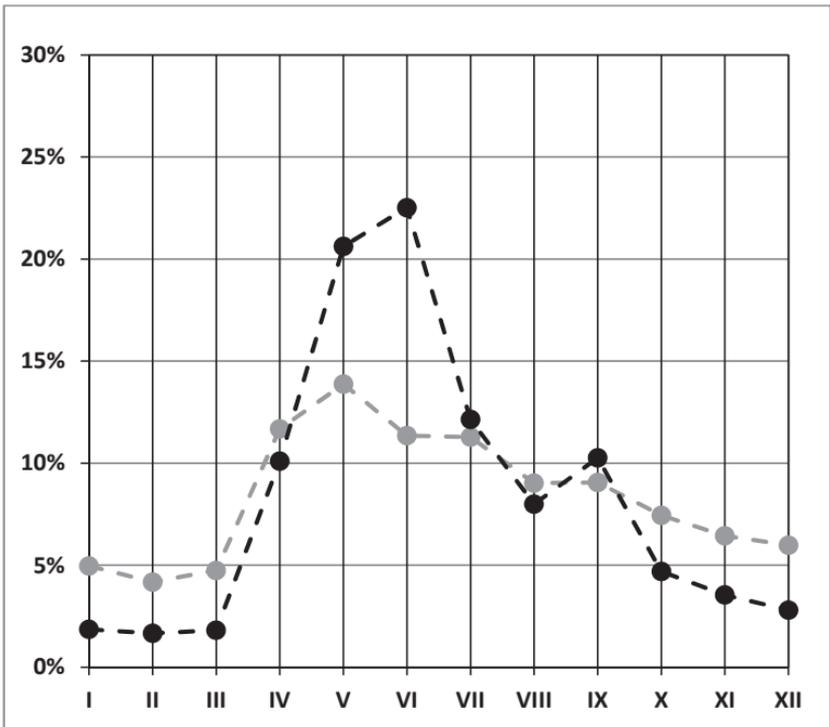


Abb. 26.

Schüttungsverhalten der Preunegger Siebenquellen (graue Linie; Mittelwert der Quellschüttung im Jahr 2009 beträgt 63 l/s) im Vergleich zum Abflussverhalten des Untertalbaches, Pegel Tetter (schwarze Linie; der mittlere Abfluss des Jahres 2009 beträgt 3,47 m<sup>3</sup>/s), angegeben in % der Jahressumme. Quelle: BMLFUW (2011).

In den 1920er Jahren bestand seitens der Ennsspeicherwerke die Absicht, die aufgezeigten günstigen Abflussverhältnisse für die Stromgewinnung zu nutzen. Sie planten im Süden des Kartenblattes vier Stauwerke, die Sperre Strick im Tal des Preuneggbaches, die Sperre Bärenhof im Obertal, die Sperre Tetter im Untertal und eine Sperre am unteren Ende des Riesachsees. STINY (1928) begutachtete das Umfeld der geplanten Sperren des Preunegg-, Obertal- und Untertalbaches und sah in der glazialen Überbiefung der Talsohle einen Unsicherheitsfaktor, während er die Talflanken als sicher einstufte.

Auf Blatt 127 Schladming betreibt der Hydrografische Dienst am Talboden der Enns folgende Grundwasserpegel (von Westen nach Osten): Pichl, BI 1011, Klaus, BI 10511, Oberhaus, BI 1080, Haus, BI 1100, Aich, BI 11191 und Aich, BI 1118 (BMLFUW, 2011).

Zu zahlreichen Seen im Süden des Kartenblattes liegen von NAGL (1971, 1972), der auf den besonderen Wert dieser Landschaft und ihre Bedeutung als Trinkwasserreservoir hinwies, detaillierte hydrografische Aufnahmen vor.

## 10.2. Unterirdischer Abfluss

Das Blatt 127 Schladming erfasst im Norden einen wesentlichen Teil des Dachsteingebirges, nämlich die von Gletschern umgebene zentrale Dachstein-Gruppe selbst, einen Teil der abflusslosen Hochfläche sowie den Südabfall. Beim Dachsteingebirge handelt es sich um eines der größten und auch am besten untersuchten Karstgebiete Österreichs. Bereits in den 1950er Jahren wurde hier – koordiniert durch das Speläologische Institut in Wien – mit der systematischen Untersuchung der unterirdischen Abflussverhältnisse begonnen. In den Sommermonaten 1954 und 1955 wurden im östlichen Dachsteingebiet die Quellen detailliert aufgenommen (ZÖTL, 1957, 1961: 66–75). In den Jahren 1956 und 1958 folgten Markierungsversuche mit gefärbten Lycopodiumsporen, das Ergebnis wurde von ZÖTL (1961) in Tafel VIII zusammengefasst. 1983 wurde vom Speläologischen Institut (1984 umbenannt in Bundesanstalt für Wasserhaushalt von Karstgebieten und 1985 eingegliedert in das Umweltbundesamt) – als Vorbereitung für weitere Markierungsversuche – die Quellkartierung von ZÖTL (1957) ergänzt und der westliche Teil des Dachsteingebirges neu aufgenommen. In den Jahren 1984 bis 1986 erfolgten dann zahlreiche Mar-

Quellenmessstelle	Höhe (m ü. A.)	Schüttung (l/s)	Wasser- temperatur (° C)	
512 (Siebenbrunn)	800	10–50	6,7–7,9	
601 (Luserbachquelle)	1.160	25–50	4,9–8,2	
602 (Silberkarbach)	1.110	20–2.000	5,1–6,4	
605 (Feistererbach)	1.240	0–24,3	3,8–7,1	
607 (Eiskarbach, Mayerhoferquelle)	1.280	2–6	4,9–6,2	
608	1.360	0,1–20	1,2–4,6	
702 (Schütterzipf)	1.460	5–15	2,4–5	
703 (Schildlehenbach)	1.480	0–40	4,1–4,2	
704 (Quellfassung DAG im Scharfensteingraben)	1.560	1–150	3,6–4,2	
707 (Untere Bachalmquelle)	1.350	3–30	3,9–4,3	

Tab. 8.

Ausgewählte Parameter zu den auf Blatt 127 Schladming liegenden Quellenmessstellen des Projekts „Karstwasser Dachstein“ (nach SCHUBERT, 2001: 116); die Lage ist Abbildung 27 zu entnehmen.

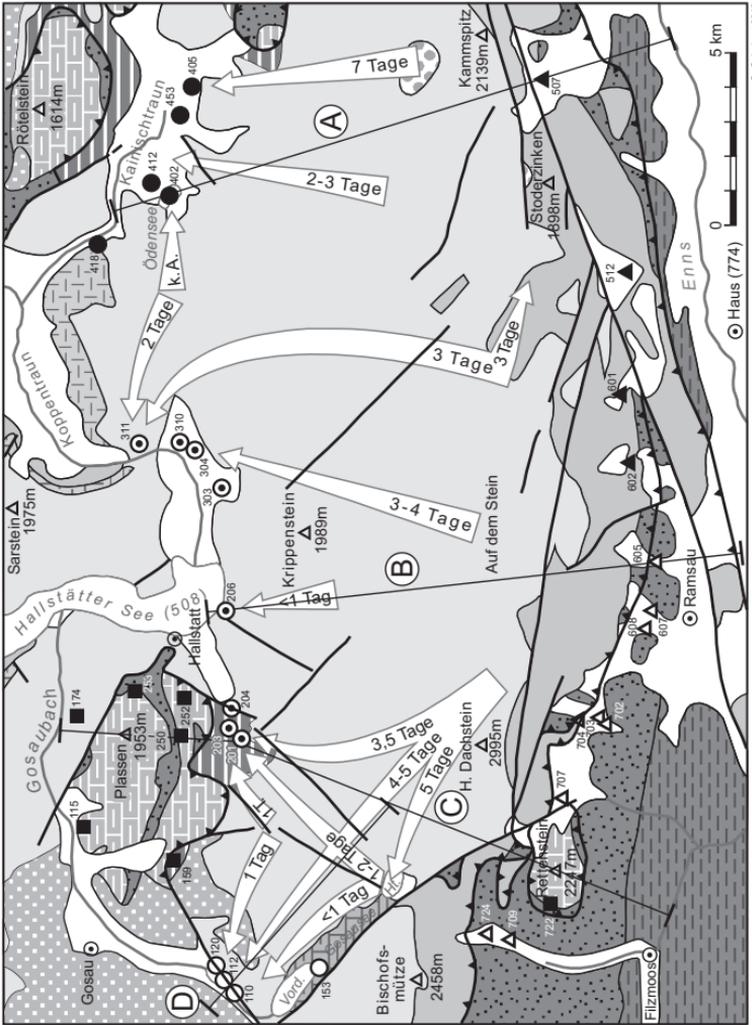
kierungen mit modernen Fluoreszenzfarbstoffen (BAUER & VÖLKL, 1989). Bezüglich der Richtung des unterirdischen Abflusses im Dachsteingebiet führte das Resultat zu einer neuen Sichtweise sowie zu einer Neuinterpretation der Ergebnisse von ZÖTL (1957). 1990 wurden seitens des Umweltbundesamtes im Westen des Dachsteingebietes die Untersuchungen um weitere Markierungen ergänzt (HERLICSKA & HOBIGER, 1991). Das Ergebnis der genannten Untersuchungen ist in seinen wesentlichen Zügen in Abbildung 27 wiedergegeben. Demnach entwässert der Großteil der mächtigen, stark verkarsteten Dachsteinkalkplattform zu den großen Quellen im Norden.

In den 1990er Jahren wurden vom Umweltbundesamt im Rahmen des Projekts „Karstwasser Dachstein“ (HERLICSKA et al., 1994; SCHEIDLEDER et al., 2001) an ausgewählten Quellen um den Dachstein die Inhaltsstoffe des Wassers näher untersucht. Das betrifft sowohl die Hydrochemie, die Isotopenhydrologie als auch die Bakteriologie. In diesem Zusammenhang entstand auch eine geologische Gebietskarte der Dachsteinregion im Maßstab 1:50.000 (MANDL, 1998). Eine Auswahl der Ergebnisse ist in Tabelle 8 und den Abbildungen 27–31 wiedergegeben.

	Lösungs-inhalt (mg/l)	Ca <sup>2+</sup> /Mg <sup>2+</sup> bezogen auf meq/l	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)	δ <sup>18</sup> O (‰)
	266–289	1,6–1,7	3,5–4,5	0,6–0,9	-12,8– -11,7
	189–226	2,1–3,2	2,0–2,7	0,3–0,6	-13,3– -12,7
	107–185	1,9–2,3	0,8–2,1	0,1–0,6	-14,9– -11,5
	200–307	1,8–2,3	12,9–62,2	0,6–12,8	-13,4– -13,4
	197–307	2,4–2,6	12,3–73,1	0,6–2,2	-13,4– -12,5
	116–313	2,7–3,3	3,9–90,7	0,4–3,1	-13,5– -12,7
	260–390	3,2–3,6	60,0–139,0	0,7–1,0	-13,3– -12,6
	167–188	3,2–3,6	60,0–139,0	0,7–3,1	-13,4– -12,8
	127–184	2,5–2,9	2,4–10,4	0,4–0,5	-13,3– -12,8
	154–234	1,9–2,9	12,4–45,3	0,9–4,0	-13,0– -12,5

# Hydrogeologische Übersichtskarte zum Dachsteingebiet

Bearbeitet von G. SCHUBERT; Geologie nach F. BOROVIČENÝ & G. W. MANDL 1994, G. W. MANDL 1998 und A. TOLLMANN 1960



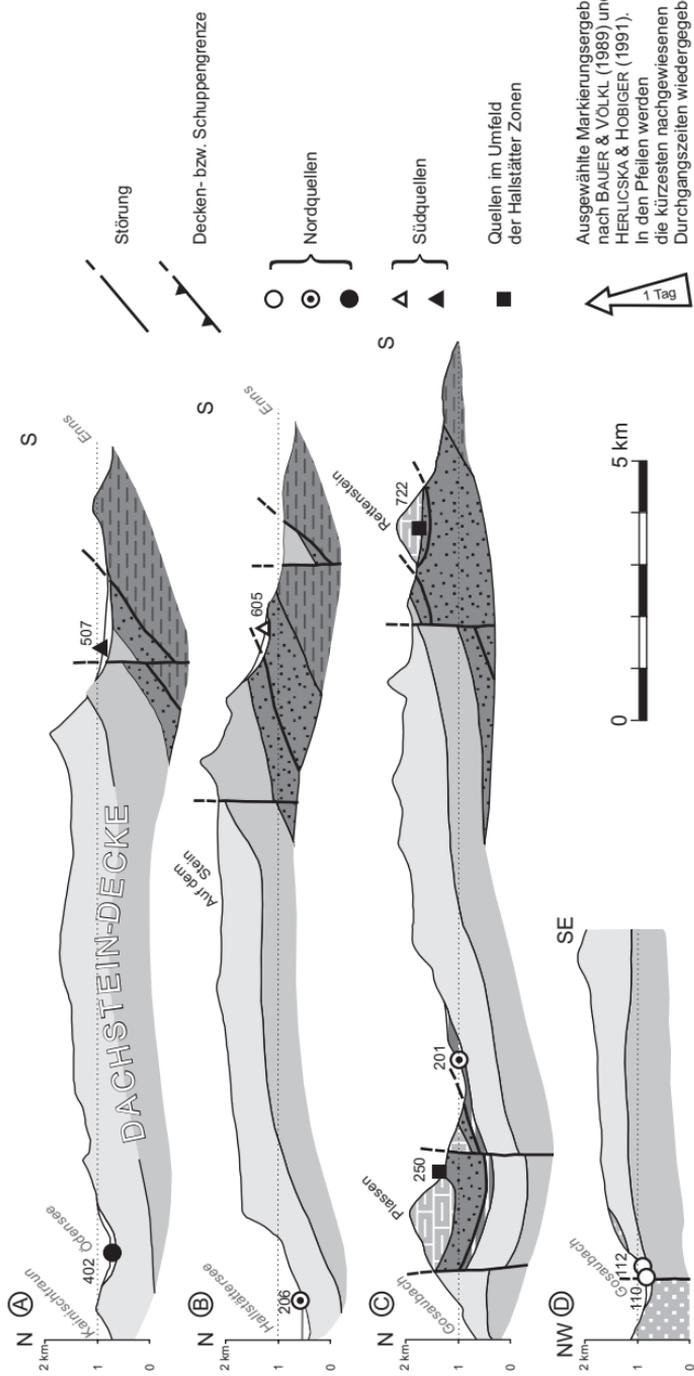


Abb. 27. Hydrogeologische Übersichtskarte und Profile zum Dachsteingebiet; die Hochfläche des Dachstein entwässert größtenteils nach Norden zu den ergiebigen Karstquellen, während für die Quellen im Süden ein eher lokales Einzugsgebiet angenommen werden darf.

In den Abbildungen 28–32 (nach SCHUBERT, 2001, verändert) werden das Abflussverhalten und ausgewählte Lösungsinhalte der ergiebigen Karstquellen im Norden des Dachstein mit den Quellen im Süden verglichen, wobei die Quellen im Bereich von Hallstätter Zonen (Abb. 27) nicht berücksichtigt werden. Während die Quellen im Norden – mit Ausnahme der Quelle 101 (Baumbachquelle) – sowohl bei der Schüttung als auch im  $^{18}\text{O}$ -Gehalt hohe Schwankungen aufweisen, verhält es sich bei den Quellen im Süden in der Regel umgekehrt. Im Süden weicht lediglich Quelle 602 im Silberkar (Abb. 28, 29) deutlich von diesem Trend ab. Grund dafür ist die Beschaffenheit des Grundwasserleiters: Die gegenständlichen Quellen im Norden haben ein ausgedehntes Einzugsgebiet, bestehend aus stark verkarstem Dachsteinkalk, die Abstandsgeschwindigkeit (Abb. 27) und auch die Schüttung können hier daher relativ hoch sein. Demgegenüber besteht das vergleichsweise lokale Einzugsgebiet der Quellen im Süden zumeist aus zerklüftetem, mitteltriassischem Dolomit und Schutt. Geringere Schüttungen und ein ausgeglicheneres Schüttungsverhalten sind das Resultat. Die Ausnahmestellung der erwähnten Quelle 101 (Baumbachquelle, Abb. 30) unter den Nordquellen lässt sich damit begründen, dass ihr Einzugsgebiet den Wettersteindolomit im Liegenden des Dachsteinkalks mit einbezieht (SCHUBERT, 2001).

TRIMBORN et al. (2001) errechneten aus der  $^{18}\text{O}$ -Ganglinie beispielsweise für die im Süden gelegene Quelle 605 einen 94 %-Anteil einer älteren Komponente mit 6 Jahren mittlere Verweilzeit (= MVZ) und einen 6 %-Anteil einer jüngeren Komponente mit 0,4 Jahren MVZ. Für die ebenfalls im Süden gelegene Quelle 512 (Siebenbrunn) konnten ein 91 %-Anteil mit 3 Jahren MVZ und ein 9 %-Anteil mit 0,3 MVZ Jahren modelliert werden. Zum Vergleich seien hier die Verweilzeiten des Waldbachursprungs, einer typischen Karstquelle im Norden, angeführt: 62 %-Anteil mit 3 Jahren MVZ und 38 %-Anteil mit  $\leq 0,1$  Jahren MVZ.

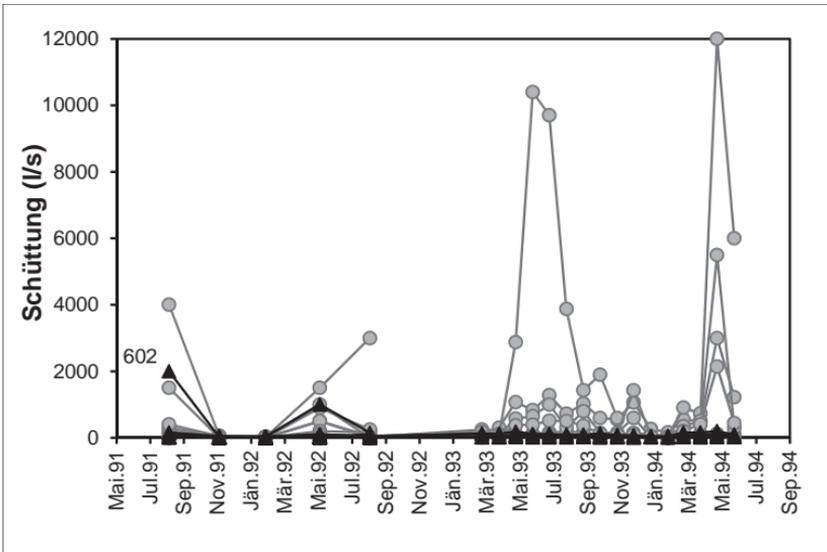


Abb. 28. Schüttungsganglinien der Quellen im Norden des Dachsteingebirges (graue Punkte) und jener im Süden (schwarz) für den Zeitraum August 1991 bis Juni 1994.

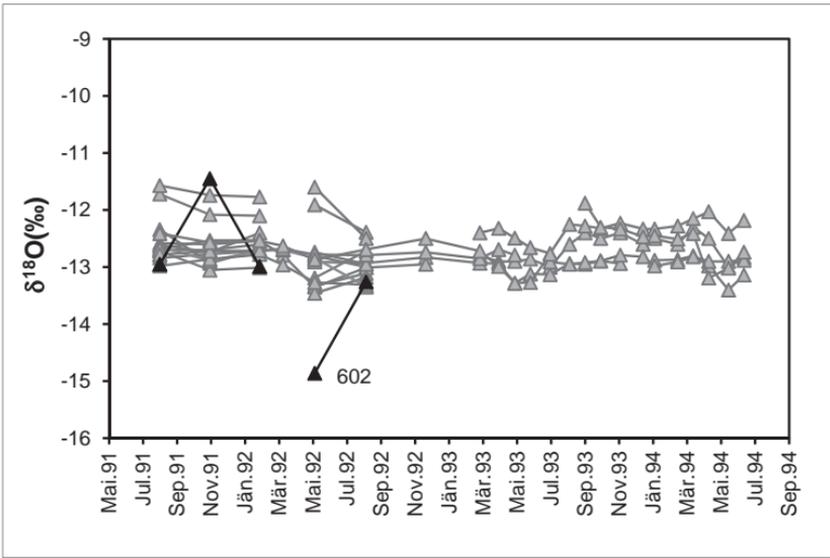


Abb. 29.

$^{18}\text{O}$ -Ganglinien der Quellen im Süden des Dachsteingebirges für den Zeitraum August 1991 bis Juni 1994; die Quelle 602 (Silberkar) ist schwarz hervorgehoben.

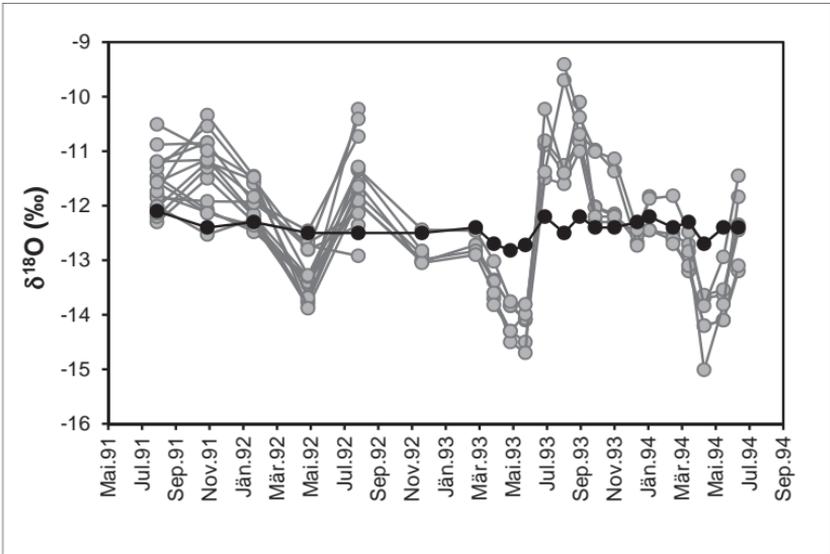


Abb. 30.

$^{18}\text{O}$ -Ganglinien der Quellen im Norden des Dachsteingebirges für den Zeitraum August 1991 bis Juni 1994; die Quelle 110 (Baumbachquelle) ist schwarz hervorgehoben.

Beim Chemismus der Quellwässer fallen vor allem zwei Eigenheiten ins Auge: Die Quellen im Norden entspringen zumeist aus einem aus Kalk bestehenden Aquifer, dementsprechend hoch ist auch ihr  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ -Verhältnis (Abb. 32). Die Quellen im Süden, deren Einzugsgebiet vor allem aus Dolomit und Dolomitschutt besteht, wei-

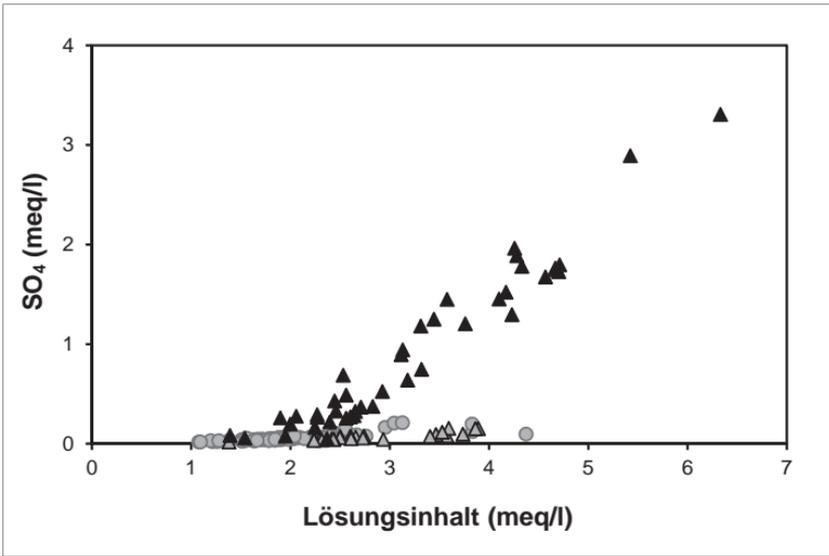


Abb. 31. SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>-Gehalt der Quellen im Norden des Dachstein (graue Kreise) und jener im Süden (Filzmoos bis Ramsau schwarze Dreiecke, ab dem Silberkar westwärts graue Dreiecke).

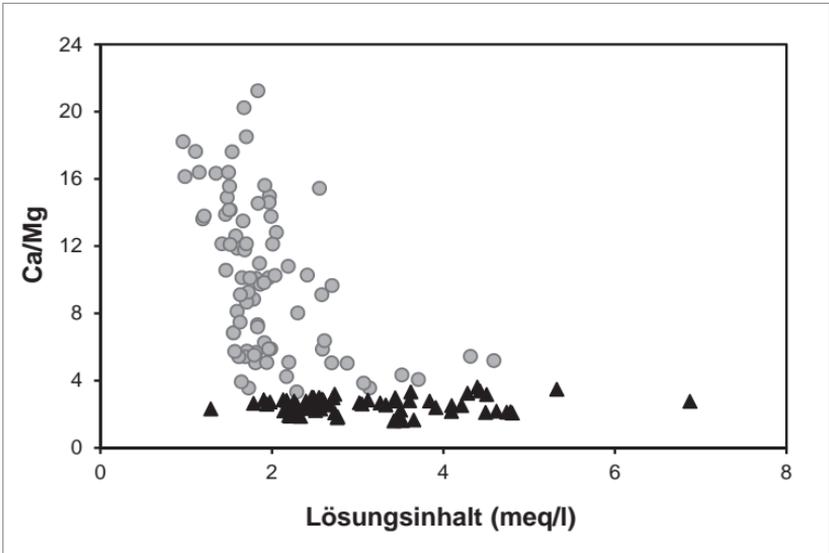


Abb. 32. Ca<sup>2+</sup>/Mg<sup>2+</sup>-Verhältnis (bezogen auf meq/l) der Quellen im Norden des Dachsteingebirges (graue Kreise) und jener im Süden (schwarze Dreiecke).

sen hingegen in der Regel geringe Ca<sup>2+</sup>/Mg<sup>2+</sup>-Verhältnisse auf. Die im Süden des Dachstein zwischen Filzmoos und Ramsau gelegenen Quellen haben zudem oft einen höheren Sulfatgehalt (Abb. 31). Der Grund dafür liegt in den Sulfateinschaltungen der Werfener Schichten, welche die stauende Basis bilden.

Im Rahmen seiner Masterarbeit führte ELSTER (2011) im Umfeld des Stoderzinken eine detaillierte hydrogeologische Studie durch, vom Tal des Gradenbaches im Westen bis zum Gröbmingbach (bereits auf Blatt 128 Gröbming) im Osten. Die Arbeit umfasste u.a. eine genaue Quellkartierung sowie hydrochemische und isotopehydrologische Untersuchungen (siehe auch ELSTER et al., 2012).

Im Unterschied zum Dachsteingebiet waren zum gegenständlichen Abschnitt des Ennstals und den südlich daran anschließenden Schladminger Tauern keine hydrogeologischen Studien auffindbar. Im nachfolgenden Kapitel sind jedoch einige Wasserversorgungen aus diesem Raum angeführt. Demnach sind hier die Lockersedimente des Ennstals und der Seitentäler in den Schladminger Tauern, aber auch die ausgedehnten, tief aufgelockerten Massenbewegungen am Nordabfall der selbigen zum Ennstal hin, die bedeutendsten Wasserspender. Für den anstehenden kristallinen Untergrund ist hingegen nur eine geringe Grundwasserführung zu erwarten. Eine Ausnahme bilden vermutlich die triassischen Karbonatgesteine um die Steirische Kalkspitze; von den benachbarten zentralalpinen Karbonaten auf Blatt 126 Radstadt ist bekannt, dass aus ihnen größere Quellen entspringen (SCHUBERT, 1992).

Eine Besonderheit in den Niederen Tauern sind größere Quellen, die an Blockgletscher gebunden sind (UNTERSWEIG & SCHWENDT, 1996), auf Blatt 127 Schladming wurden bisher jedoch keine derartige Quellen beschrieben. Eine Eigenheit dieser Gegend dürfte auch das Auftreten von unterkühlten Schutthalden sein. Eine solche beschreibt WAKONIGG (2001) im Untertal bei Schladming. Demnach können vertikale Luftzirkulationen innerhalb von groben Blockhalden eine deutlich verminderte Untergrundtemperatur verursachen. Dadurch verursachte Kondenswasserbildung speist beispielsweise das „Steilhangmoor Untertal“ – siehe Kapitel 12 Moore.

### 10.3. Zur Wasserversorgung

Im Folgenden wird eine Auswahl der auf Blatt 127 Schladming liegenden größten Wasserentnahmen und deren geologisches Umfeld beschrieben. Die Angaben zu Postzahl, Lage und Quantität stammen vom Amt der Steiermärkischen Landesregierung aus dem Digitalen Atlas Steiermark ([www.gis.steiermark.at](http://www.gis.steiermark.at)) und dem Wasser-Informationssystem Steiermark (<https://wis.stmk.gv.at/wisonline/>) bzw. vom Land Salzburg aus dem Salzburger Geographischen Informationssystem SAGIS ([www.salzburg.gv.at/themen/se/sagis/sagisonline\\_themeneinstiege.htm](http://www.salzburg.gv.at/themen/se/sagis/sagisonline_themeneinstiege.htm)) und dem Wasser-Informationssystem Salzburg ([http://service.salzburg.gv.at/wisonline/wbo\\_main.aspx](http://service.salzburg.gv.at/wisonline/wbo_main.aspx)). Daten wurden im Zeitraum 14. bis 25. Jänner 2013 abgefragt. Die Angaben zum geologischen Umfeld sind der gegenständlichen geologischen Karte entnommen. Eine Übersicht zu den bewilligten Entnahmemengen gibt Tabelle 9.

Die Wasserversorgung der Stadtgemeinde Schladming (Postzahl 19/114) erfolgt über einen 1 km westlich des Stadtkerns, im Alluvium des Ennstals gelegenen Tiefbrunnen und aus zahlreichen, im Bereich einer tiefgründigen Massenbewegung gelegenen Quellen. Die Quellen 1–16 und die Harreiterquelle liegen etwa 0,5 km südlich des Zentrums, die Sprungschancenquellen 1–3 0,5 km östlich des Stadtkerns. Im Umfeld der Quellen besteht der Untergrund aus Hangschutt und phyllonitischem Glimmerschiefer.

Auch die Wassergenossenschaft Rohrmoos (Postzahl 19/549), die Wassergenossenschaft Marktbürgerschaft Haus (19/153) und die Wassergenossenschaft Ruperting (19/903) beziehen ihr Wasser vom Nordrand der Schladminger Tauern. Die Wassergenossenschaft Rohrmoos nutzt die Waldquelle im Untertal (etwa 1 km südöstlich der Gföller Alm) sowie weitere Quellen am Nordabfall des Hochwurzen: Die Koglmannquelle und die Alpsteigquellen befinden auf einer Moräne, die Kar- und

die Thonerquelle treten im Bereich einer tiefgründigen Massenbewegung aus, ihre Umgebung besteht aus Hangschutt, Blockwerk und phyllonitischen Glimmerschiefern. Die Quellen der Wassergenossenschaft Marktbürgerschaft Haus entspringen südlich von Haus ebenfalls auf einer großen Massenbewegung, lediglich die beiden Hochwaldquellen befinden sich – nach der geologischen Karte zu schließen – bereits knapp oberhalb von dieser. Der Untergrund wird von phyllonitischen Glimmerschiefern eingenommen. Die von der Wassergenossenschaft Ruperting genutzten Quellen entspringen etwa 3 km südlich der Ortschaft im Verbreitungsgebiet von Hangschutt.

Die Marktgemeinde Tamsweg (Postzahl 1301084) bezieht den Großteil ihres Leitungswassers ebenfalls aus den Schladminger Tauern, nämlich von den Lessachquellen. Diese liegen am Südrand des Blattes 127 Schladming, etwa 4 km SSE des Hochgolling, im Verbreitungsgebiet von Hangschutt bzw. Schuttkegeln.

Die Leitungsnetze der Gemeinden Ramsau am Dachstein (Postzahl 19/854) und Aich (19/891) sowie jene der Wassergemeinschaften Pichl-Vorberg (19/54) und Birnberg (19/610) werden mit Quellwasser aus dem Süden des Dachsteingebirges gespeist. Der Gemeinde Ramsau stehen die Luserquellen (entspringen am Oberlauf des Luserbachs aus den über Wettersteinkalk/-dolomit liegenden Ablagerungen der Talsohle; vgl. Tabelle 8 und Abbildung 27), die Goglquelle (500 m westlich der Kalchwand; Hangschutt über Werfener Schichten), die Schildlehenquellen (1,8 km nördlich des Gasthauses Walcher, ebenfalls Hangschutt über Werfener Schichten) und die Steinmeiselquelle (liegt in Leiten, an der Grenze zwischen Karbonaten des Mandlingzuges und Schiefen der Grauwackenzone) zur Verfügung. Die Gemeinde Aich nutzt für die Trinkwasserversorgung die Siebenbrunnquellen (vgl. Tab. 8 und Abb. 27). Diese befinden sich westlich des Aichberges nahe dem Ufer des Gradenbaches und entspringen aus den über Ramsaudolomit liegenden Lockersedimenten des Talbodens. Die Wassergemeinschaft Pichl-Vorberg bezieht ihr Wasser von Quellen 2,2 km nördlich Pichl (Lockersedimente im Grenzbereich zwischen Mandlingzug und Grauwackenzone) und die Wassergenossenschaft Birnberg von Quellen 2,3 km nordwestlich der Ortschaft (Lockersedimente über Werfener Schichten).

Im Talboden der Enns sind einige sehr ergiebige Brunnen situiert: Die Reiteralm Bergbahnen (Postzahl 19/1321) nutzen u.a. drei Brunnen in Gleiming im Ennstal, deren Konsens zusammen 130 l/s ausmacht (Tab. 9). Die Landgenossenschaft Ennstal (19/1599) besitzt einen Brunnen 700 m WNW des Stadtkerns von Stadt Schladming mit 20 l/s Konsens. Nicht zuletzt fördert die Erste Alpenländische Volksbrauerei (19/875) ihr Wasser aus einem Brunnen mit 1,5 l/s Konsens direkt westlich des Stadtkerns von Schladming.

Postzahl	Berechtigter	Wasserentnahmen
19/54	Wassergemeinschaft Pichl-Vorberg	Quellen 1–4 (Konsens 1,5 l/s).
19/114	Stadtgemeinde Schladming	Tiefbrunnen, Quellen 1–16, Harreiterquelle, Sprungschanzenquelle 1–3 (Gesamtkonsens 20 l/s).
19/153	Wassergenossenschaft Marktbürgerschaft Haus	Brunnbergquellen 1–7, Hochwaldquellen 1–2, Kreuzwegquellen 1–13, Kornbergquellen 1–3, Schwarze Lacke (Gesamtkonsens 7,3 l/s).
19/549	Wassergenossenschaft Rohrmoos	Waldquelle (Konsens 10 l/s), Koglmannquelle (Konsens 5 l/s), Alpsteigerquellen I + II, Karquelle, Thonnerquelle.
19/610	Wassergemeinschaft Birnberg	(Konsens 130 m <sup>3</sup> /d, entspricht etwa 1,5 l/s).
19/854	Gemeinde Ramsau am Dachstein	Luserquellen 1–5 (Konsens 20 l/s), Goglquelle, Obere und Untere Schildlehenquelle (= Schüttertzipfquellen), Steinmeiselquelle.
19/875	Erste Alpenländische Volksbrauerei	Schachtbrunnen (Konsens 1,5 l/s).
19/891	Gemeinde Aich	Siebenbrunnquellen (Konsens 310 m <sup>3</sup> /d, entspricht etwa 3,6 l/s).
19/903	Wassergenossenschaft Ruperting	Gumpentalquellen I + II, Mühlbacherquelle I + II (Gesamtkonsens 173 m <sup>3</sup> /d, entspricht etwa 2 l/s).
19/1321	Reiteralm Bergbahnen GmbH & Co KG	Quelle Q3, Vertikalfilterbrunnen B1 (Konsens 30 l/s), Vertikalfilterbrunnen B2 (Konsens 50 l/s), Schachtbrunnen (Konsens 50 l/s) – die genannten Konsense sind jedoch Teil eines Gesamtkonsens von 850.000 m <sup>3</sup> /a, der auch Oberflächenwasser einschließt.
19/1599	Landgenossenschaft Ennstal reg. Gen. mbH	Bohrbrunnen (Gesamtkonsens 1.152 m <sup>3</sup> /d bzw. 20 l/s).
1301084	Marktgemeinde Tamsweg	Gruppe Lessachquellen (Konsens 55 l/s): Leitnerquellen 1 + 2 (= Quellen 1 + 2), Jungbrunnenquelle (= Quelle 3), Quelle 4, Bacherquelle (= Quelle 4).

Tab. 9.

Aufstellung der größten wasserrechtlich bewilligten Entnahmen von Grund- bzw. Quellwasser auf Blatt 127 Schladming nach dem Digitalen Atlas Steiermark und dem SAGIS des Landes Salzburg.

# 11. Höhlen

(R. PAVUZA & R. SEEBACHER)

Das Kartenblatt 127 Schladming wird katastermäßig vom Landesverein für Höhlenkunde in Oberösterreich (Dachsteinmassiv), dem Verein für Höhlenkunde in Obersteier (Kammergebirge, Hirzberg) sowie dem Landesverein für Höhlenkunde in Salzburg (Ramsauleiten und Gebiete südlich der Enns) betreut. Es ist dabei für die österreichische Höhlenforschung durchaus typisch, dass die Zuständigkeiten gelegentlich bundesländerübergreifend sind. Auch sind verschiedene Forschergruppen in „fremden“ Gebieten tätig. So ist etwa der Verein für Höhlenkunde in Obersteier bei den Forschungsarbeiten im Hohen Dachstein in den letzten Jahren federführend gewesen.

Auf dem Kartenblatt dominieren die Untergruppen der Gebirgsgruppengliederung des ÖHV (Österreichisches Höhlenverzeichnis) Dachstein (1540) und Schladminger Tauern (2620). Insgesamt sind 10 Teilgruppen auf dem Kartenblatt vertreten, von denen allerdings in vier davon – vornehmlich im östlichen Bereich der Niederen Tauern und in der Grauwackenzone – noch keine Höhlen bekannt geworden sind.

Die Teilgruppen mit den jeweils auf dem Kartenblatt 127 liegenden Höhlen sind (Stand vom 01.02.2013):

1543	Hoher Dachstein und südliche Vorlagen	33 Höhlen
1548	Hirzberg-Hochmühleck	8 Höhlen
1544	Am Stein und Miesberge	7 Höhlen
2622	Kalkspitzen	7 Höhlen
1545	Kammergebirge	6 Höhlen
2621	Seekarspitze	1 Höhle

In der Teilgruppe „Hoher Dachstein“ wurden im altbekannten *Dachsteinloch* (1543/28 – nunmehr zumeist als *Südwandhöhle* bzw. auch *Dachsteinsüdwandhöhle* bezeichnet) in den letzten Jahren großartige Forschungsergebnisse erzielt, bis heute sind über 10 km Höhlengänge bei einer Vertikalerstreckung des Systems von rund 500 m vermessen worden. In weiterer Folge wurden einige Höhlen in den extrem ausgesetzten oberen Abschnitten der Dachsteinsüdwand in Seehöhen von bis über 2.700 m entdeckt und – zum Beispiel im *Voodoo-Canyon* (1543/225) – auf fast 4 km Länge und eine Tiefe von über 700 m erforscht (siehe Abb. 41, 42 und Tafel 4/ Schnitt 2). Diese großräumigen und keinesfalls zu Ende erforschten Objekte gehören einerseits zu den höchstgelegenen Höhlen Österreichs, andererseits reichen sie – gleichermaßen wie die 900 m tiefer liegende *Südwandhöhle* – zum Teil unter den vergletscherten Bereich und bieten somit für Österreich einzigartige speläogenetische und hydrogeologische Untersuchungsmöglichkeiten.

Während die *Südwandhöhle* zumindest teilweise im Wettersteindolomit angelegt ist (und dabei die gelegentlich zu vernehmende Lehrmeinung, Dolomit sei ein schlecht verkarstungsfähiges Gestein Lügen straft), haben sich die höhergelegenen Höhlen unter dem Dachsteingipfel im Dachsteinkalk entwickelt.

Erwähnt sollte auch werden, dass die Höhlen teilweise die Landesgrenze Steiermark-Oberösterreich unterirdisch queren.

Wenngleich ein hydrogeologischer und wohl auch speläogenetischer Zusammenhang mit den großen Höhlensystemen am Nordrand des Dachsteinmassives (*Hirlatzhöhle*, *Dachstein-Mammuthöhle*) wahrscheinlich ist, so muss dennoch an-

gemerkt werden, dass derzeit zwischen diesen großen Höhlensystemen noch eine Lücke von über 4 km klafft. Diese Bereiche liegen überdies von den derzeit bekannten Eingängen weit entfernt.

Jedenfalls weist auch die starke Wetterführung beispielsweise in der *Südwandhöhle* – horizontal wachsende Tropfsteine geben ein eindrucksvolles Zeugnis – auf sehr ausgedehnte und noch unbekannte Höhlenteile hin.

Nordwestlich des Hohen Dachstein, rund 3 km SE des Hinteren Gosausees, wurden in der *Schreiberwandhöhle* (1543/27) bei einer Grabung unter der Leitung von Kurt Ehrenberg im Jahr 1927 unter anderem Höhlenbärenreste in einer phosphathaltigen Sedimentschicht ergraben (EHRENBERG, 1929).

Östlich an die Teilgruppe „Hoher Dachstein“ schließt die Teilgruppe 1544 (Am Stein und Miesberge) an, hier ist in erster Linie das nur rund 30 m lange *Schottloch* im Kufstein (1544/10) zu erwähnen, aus dem bereits der Höhlenkundler Franz Kraus im Jahr 1881 Höhlenbärenreste geborgen hat. Eine Zusammenstellung der historischen Grabungsergebnisse aus beiden Bärenhöhlen findet sich bei DÖPPES & RABEDER (1997: 223ff.).

Während die Forschungen in den östlichen Ausläufern des Dachsteingebietes (Teilgruppen 1545 und 1548) bislang nur kleinere Objekte erbracht haben, so sind aus der Teilgruppe 2622 (Kalkspitzen) in den Schladminger Tauern südlich des Ennstales bisher immerhin sieben Objekte in den zentralalpinen mesozoischen Marmoren bekannt geworden, von denen vier zu den längsten zehn Höhlen des vorliegenden Kartenblattes zählen (Tab. 10). Für die *Durchgangshöhle* (2622/2) werden verschiedentlich auch Ganglängen von über 1.000 m angegeben, was aber mangels verlässlicher Dokumentation nicht gesichert ist. Es handelt sich dabei um ein räumlich sehr komplexes, unübersichtliches Objekt genau an der Landesgrenze von Salzburg und Steiermark in über 2.300 m Seehöhe am Kalkspitzen-Südgrat, welches durchaus noch Forschungspotenzial bieten dürfte. Auch das vorwiegend vertikal verlaufende *Schneeloch* (2622/3) dürfte nach den Befahrungsberichten Möglichkeiten zur Weiterforschung durch ein möglicherweise verstärktes Abschmelzen des Schneepfropfens am bisher tiefsten Teil dieser schachtartig entwickelten Höhle bieten.

Die 10 längsten Höhlen auf Kartenblatt 127	Kat. Nr.	L	H
Südwandhöhle (Dachsteinloch)	1543/028	10.307	509
Voodoo-Canyon	1543/225	3.834	723
Eiskristall-Canyon	1543/213	609	186
Durchgangshöhle	2622/002	320	32
Stockeralmhöhle	2622/001	220	115
Mauerläufer-Canyon	1543/215	207	87
Schneeloch	2622/003	200	200
Schreiberwandhöhle	1543/027	160	31
Quellenschacht	2622/004	140	80
Eisdom	1543/223	140	44

Tab. 10.

L = Vermessungslänge in Meter, H = Höhenunterschied zwischen höchstem und tiefstem Höhlenteil in Meter, Kat. Nr. = Katasternummer der Höhle im Österreichischen Höhlenverzeichnis (Stand 2/2013).

## 12. Moore

(I. DRAXLER)

Unter einem Moor versteht man Torf bildende Pflanzengesellschaften (STEINER et al., 1982, 1992), einschließlich der daraus entstandenen Torflage, die ab einer Mächtigkeit von mindestens 30 cm (GÖTLICH, 1980) als geologische Körper angesehen werden.

Botanisch und ökologisch werden grob drei Moortypen unterschieden:

**Niedermoore** bilden sich auf stauendem Untergrund und sind grundwasserernährt. Sie entstehen in feuchten Senken und Mulden oder an Hängen im Bereich von Quellaustritten, durch das Verlanden stehender Gewässer und im Überschwemmungsbereich von Wasserläufen. Niedermoore sind nährstoffreich.

**Hochmoore** entstehen oberhalb des Grundwassereinflusses und werden nur durch Regenwasser gespeist. Sie unterscheiden sich grundsätzlich durch eine artenarme hochspezialisierte Vegetation mit Torfmoosen. Hochmoorentstehung ist vom Klima abhängig und erfolgt nur unter feuchtkühlen Bedingungen. Hochmoorwachstum findet heute kaum mehr statt.

**Übergangsmoore** sind Moore in niederschlagsreichen Regionen, die allmählich über das Grundwasserniveau hinauswachsen und sowohl vom Grundwasser, als auch vom Regenwasser ernährt werden. Die Pflanzendecke besteht aus Niedermoor- und Hochmoorpflanzen.

Im Bereich des Kartenblattes Schladming sind Vertreter aller drei Moortypen anzutreffen, wenngleich sie in der Karte und Legende auch nicht in dieser Weise unterschieden sind. Auch sind sie nicht alle im Kartenbild dargestellt; zur nachfolgenden Beschreibung siehe daher den Lageplan in Abbildung 33.

Bedeutende Moore liegen sowohl in den Schladminger Tauern (Untertal), als auch auf der Hochfläche der Ramsau.

### Schladminger Tauern

#### Steilhangmoor im Untertal (Nr. 1)

(Europaschutzgebiet Nr. 37AT 2209001 Natura 2000, Fläche 14,24 ha.)

Erstbeschreibung: SCHAEFTLEIN (1962).

Lage: Südlich von Schladming, Gemeinde Rohrmoos-Untertal in einer Höhe von 1.000–1.050 m. Privatbesitz.

Dieses Hochmoor (sauer oligotrophes Kondenswassermoor von internationaler Bedeutung; STEINER et al., 1982, 1992) ist ein außergewöhnlich interessanter Moortyp, der sich über einer Kaltluft führenden Blockhalde gebildet hat. Der Moorstandort wird auch als Steilhangmoor „Toteisboden“ bezeichnet und wurde von den Bauern früher als „Eiskeller“ genutzt.

Die waldfreie, hochmoorartige Vegetationsdecke liegt auf grobem Gneis-Blockwerk im unteren Bereich einer fast 30° steilen, Nord bis NNE exponierten Schutthalde am Fuß des Krügerzinken. Sie verdankt ihre Entstehung der Kondenswasserbildung beim Zusammentreffen der aus dem Hohlraumsystem der Blockhalde austretenden Kaltluft mit der warmen, feuchteren Außenluft. Im unteren Hangbereich wurde mit Hilfe geoelektrischer Messungen ein ungleichmäßig verteilter Permafrost festgestellt (STIEGLER, 2011), der zur Abkühlung der zirkulierenden Luft führt.

Infolge dieser recht beständigen Kondenswasserbildung und unter den allgemein kühlfeuchten Klimabedingungen mit der geringen Sonneneinstrahlung am

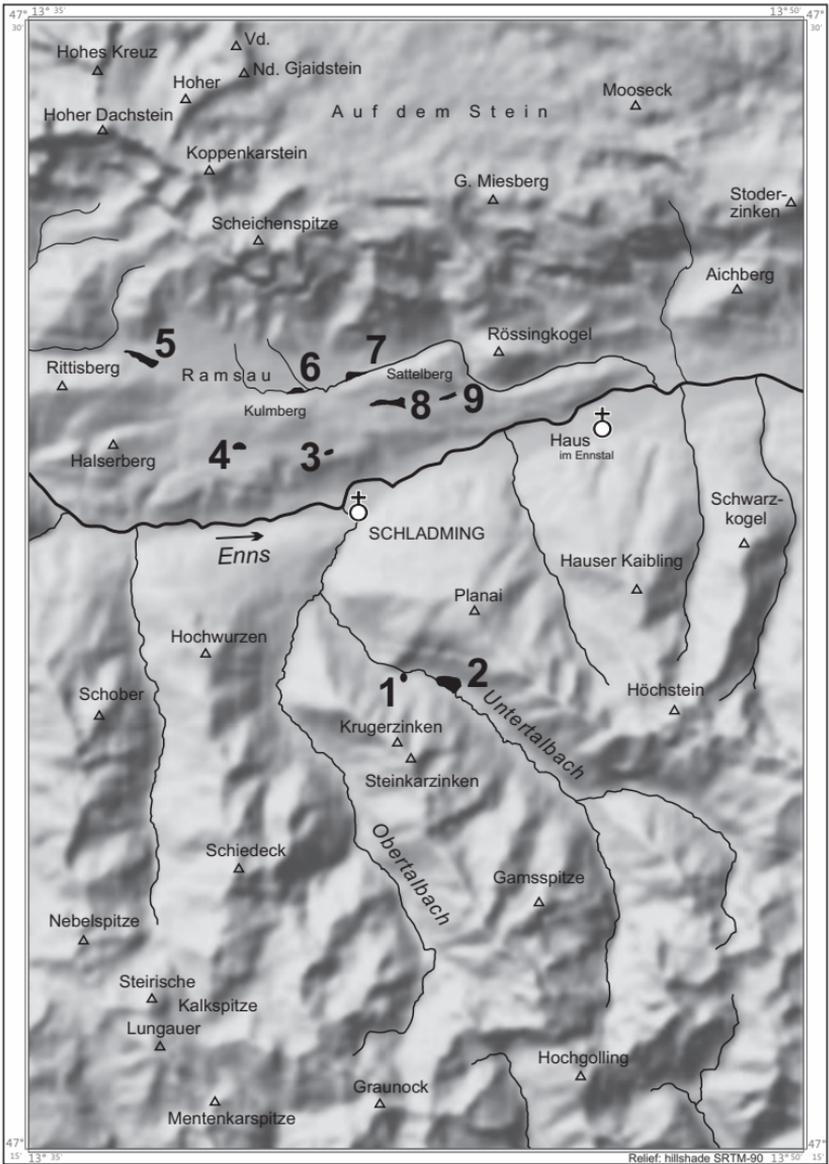


Abb. 33.  
Lageplan der erwähnten Moore auf Blatt 127 Schladming.

Nordhang, haben sich Moose (vorwiegend zirkulierende Torfmoose und Etagenmoose) und Flechten angesiedelt, die eine an Kälte und Nährstoffarmut angepasste Vegetation an diesem Kaltluftstandort darstellt. Typische Florenelemente sind der rundblättrige Sonnentau, die zweihäusige Krähenbeere, Rauschbeere und Preiselbeere. Die auffallendste Besonderheit ist das isolierte reichliche Vorkommen von *Betula nana* (Zwerg- oder Polarbirke), einer Birkenart der Tundra. Lärchen, Birken und Fichten wachsen spärlich und kümmerlich. Die Torfschicht über den Gesteinsblöcken ist ca. 50–150 cm mächtig und besteht vorwiegend aus kaum zersetzten Moosresten.

Das Moor ist noch im natürlichen Zustand und durch einen direkt vom Erlebniswanderweg „Wilde Wasser“ ausgehenden Lehrpfad mit einer Informationstafel und einer abgeäugten Aussichtsplattform für Besucher erschlossen und dadurch gleichzeitig vor dem Betreten geschützt. Auf die deutlich spürbaren Kaltluftaustritte wird entlang des Weges hingewiesen. Das gesamte Natura 2000 Schutzgebiet Nr. 37 reicht bis zur Untertalstraße und umfasst auch den das Moor umgebenden Fichtenwald. Die kleine Moorfläche (4,9 ha) des Schutzgebietes ist auf der geologischen Karte nicht ausgewiesen. Die waldfreie Fläche ist etwa 100 m lang und reicht ca. 60 m den Hang hinauf. Das Moor hat keine offenen Wasserstellen (Schlenken) und zeigt keine deutliche Abgrenzung zum umgebenden Waldbestand.

Über Mikroklima (WAKONIGG, 1996, 2001), Flora und Vegetationkunde (HAFELLNER & MAGNES, 2002), Permafrost (STIEGLER, 2011) und über die Kleintierfauna (BRUNNER et al., 2013) dieses Steilhangmoores liegen gründliche moderne Untersuchungen vor.

### **Tettermoor (Nr. 2)**

Öko-Insel Tettermoor im Natura 2000 Gebiet Niedere Tauern, 1.030 m Höhe, ca. 20,8 ha, im breiten Talboden südöstlich des Gasthofs Tetter. Privatbesitz. 2 Parzellen (5,7ha) wurden von der österreichischen Naturschutzjugend gekauft. Das Moor ist von nationaler Bedeutung (STEINER et al., 1992).

Das Tettermoor ist ein intaktes sauer-mesotrophes Durchströmungsmoor, das vom mäandrierenden Untertalbach durchflossen wird.

Durch Rammkernbohrungen der Steirischen Wasserkraft- und Elektrizitäts AG (STEWEG) für ein einstmals geplantes Kraftwerk ist das unruhige Untergrundrelief und die Sedimentfolge bekannt (SENARCLENS-GRANCY, 1962; BECKER, 1987). Durch mächtige Schuttkegel aus der Stangrinne und Felssturzblockwerk wurde der Untertalbach wiederholt aufgestaut. Im Rückstaubereich, der bis zur Angereralm reichte, wurden die so entstandenen seichten Seen wieder mit feinkörnigen Sedimenten verfüllt. Dadurch bilden schluffige Tone und Seetone eine Abdichtung zu den unterlagernden kiesigen Sanden. Über dieser stauenden Schicht entwickelte sich das Niedermoor, das vom Untertalbach gespeist wird. Der „Moorkörper“ weist eine Mächtigkeit von 11,1–13,7 m auf und besteht im Hangendabschnitt aus reinem Torf mit Sand- und Schluff-Zwischenlagen.

Die Vegetationsdecke wird von torfmoosreichen Kleinseggen-Gesellschaften kalkarmer Niedermoores gebildet (MATZ & GEPP, 2008) und weist seltene botanische Kostbarkeiten auf (z.B. den Hammarby-Weichstängel, eine Moor-Orchidee). Auch offene nasse Stellen (Torfschlamm-Schlenken) sind für dieses Moor bezeichnend.

Das Tettermoor verwandelt sich nach heftigem Starkregen und Schneeschmelze in einen See („Tettersee“). Das Moor ist daher ein wichtiger Wasserrückhaltespeicher und Hochwasserschutz für die talabwärts gelegenen Siedlungen (Schladming). Am Moorrand unterhalb des Gasthofs Tetter ist eine Plattform mit Informationstafeln angebracht.

### **Ramsauer Hochfläche**

Im heute landwirtschaftlich genutzten Siedlungsgebiet der Hochebene der Ramsau waren einstmals auf dem Wasser stauenden Untergrund der dichten Moränenablagerungen entlang von Gerinnen oder im Umfeld von Quellen mehrere großflächige kalkfreie Niedermoores mit entsprechender Vegetation entstanden, die als Niedermoores/Vernässungen auf der geologischen Karte ausgewiesen sind. Es sind dies kräuter- und seggenreiche Feuchtwiesen oder durch Entwässerung entstandenes Grünland, über verschieden mächtigen, vererdeten oder zersetzten Niedermoor-Torfschichten. Ihre genauere flächenmäßige Ausdehnung wurde durch

die Österreichische Bodenkartierung der BUNDESANSTALT FÜR BODENWIRTSCHAFT (1980: Bodenform 1 sM, 2 sM und 3 N) erfasst.

Verschiedentlich kam es auch zur Bildung von Hochmooren, die aber im geologischen Kartenbild nicht eigens von den Flächen „Niedermoor/Vernässung“ abgegrenzt sind.

Die Torfmoore der Ramsau waren im vorigen Jahrhundert wegen des Artenreichtums an Mooralgeln (Desmidiaceen und Diatomeen) lange Zeit wichtige Forschungsobjekte (BROER, 1962), vor allem auch des pflanzenphysiologischen Institutes der Universität Wien (WOLKINGER, 1965).

### **Ramsauer Torf oder Filzmoos am Kulm (Nr. 3)**

Im Norden von Schladming liegt unmittelbar neben der Straße nach Ramsau-Kulm, am Südostrand des Plateaus in 1.053 m Höhe der „Ramsauer Torf“ (BULFON, 1993), ein kleinflächiges Latschenhochmoor mit vorgelagertem Seggenried. Das etwa 2,5 ha große Moor ist von überregionaler Bedeutung (STEINER et al., 1992). Es ist seit 1985 Naturschutzgebiet und seit 2006 Europaschutzgebiet Natura 2000 und in Privatbesitz.

Aus diesem Moor wurden von HEIMERL (1891: 587) erstmals in Österreich Desmidiaceen (Schmuckalgen) beschrieben: „... den ersten Rang nimmt in dieser Hinsicht ein kleines, etwas über 1000 m hoch liegendes Torfmoor ein, das von dem von Schladming nach St. Rupert am Kulm führenden Fußweg durchschnitten wird und das in seinen Lachen und Gräben eine recht interessante Algenwelt beherbergt – ich nenne es wegen seiner Lage auf der Hochfläche der Ramsau das „Ramsauer Torfmoor.“

Ein kleiner Teil des Schutzgebietes ist ein mit Latschen bewachsenes Hochmoor im natürlichen Zustand, im Süden und Osten umgeben von einem unbetretbar grundlosen Randsumpf mit einem auffallenden großen Rohrkolbenbestand sowie Feuchtwiesen mit Seggen und Gehölzen (Birken, Föhren, Erlen) im randlichen Bereich. Im Süden und Westen grenzt das Moor an Fichtenwald, im Norden an einen Erlenbruchwald. Einst wurde in dem Moor auch Torf gestochen (auch östlich der Straße). Es gab offene Wasserflächen und Gräben.

### **Ramsau-Vorberg (Nr. 4)**

Das Hangniedermoor nordwestlich des Gasthofes Stocker ist z.T. entwässert und beweidet.

### **Ramsau-Schildlehen**

#### **Reitermoos oder Schweiger Moos (Nr. 5)**

Wurde früher auch als „Ramsauer Hochmoor beim Karlwirt“ bezeichnet. Es liegt in knapp 1.200 m Höhe nordöstlich des Rittissberges (1.609 m) in einer Sattelverebung auf der Wasserscheide zwischen Schildlehen- und Ramsaubach. Es bestand ursprünglich aus drei aneinandergereihten Latschenhochmooren (Gesamtfläche wird im alten Moorkataster von ZAILER (1910) mit 8 ha angegeben). Davon ist nur mehr im Ostteil eine Restfläche eines beeinträchtigten, stark verheideten Latschenhochmoores mit Bülden übergeblieben. Es handelt sich dabei um ein sauer oligotrophes Regenmoor von überregionaler Bedeutung. Die Torfmächtigkeit beträgt > 2,5 m, das Moor ist in Privatbesitz.

Die anderen beiden Hochmoorinseln wurden für einen Beschneigungsteich und einen Badesee mit Freizeitanlage („Ramsau Beach“) ausgetorft und sind bis auf einen schmalen Rest am Westrand verschwunden.

**Ramsau-Kulm (Nr. 6)**

Südöstlich des Gehöftes Schrempf liegt zwischen den Futterwiesen und dem Gerinne an der Nordseite des Kulmberges eine Hochstaudenflur mit dichtem Schilfröhricht über moorigem Boden.

**Vordere Ramsau (Nr. 7)**

Niedermoor in der Mulde nordöstlich des Sattelberges; es schließt an die Ufergehölze (Erlen- und Weidenbestand) entlang des Ramsaubaches an, Torfmächtigkeit etwa 60–80 cm; zum Teil aufgeschüttet (Sportplatz) und drainiert.

**Ramsau-Leiten West (Nr. 8)**

Niedermoor und Anmoor in einer Mulde südlich des Sattelberges, in etwa 1.000 m.

**Ramsau-Leiten Ost (Nr. 9)**

Torfmoosfläche östlich des Gehöfts Peterbauer, entlang eines Gerinnes im Wald, in ca. 990 m. Torfmächtigkeit über 50 cm.

## 13. Geologische Naturdenkmale

(TH. HOFMANN & G.W. MANDL)

Das auf der Karte dargestellte Gebiet umfasst Teile der Bundesländer Oberösterreich, Steiermark und Salzburg. Aus der Sicht des Naturschutzes bedeutet dies die Zuständigkeit von verschiedenen Naturschutzbehörden, die auf Ebene der Bezirkshauptmannschaften organisiert sind. So ist für die Naturdenkmale der Steiermark die Bezirkshauptmannschaft Liezen mit der Expositur in Gröbming zuständig. Auf dem Gebietsanteil von Oberösterreich und Salzburg sind derzeit am Kartenblatt 127 Schladming keine geologischen Naturdenkmale ausgewiesen.

Die generellen Daten wurden aus dem Digitalen Atlas Steiermark (Themenbereich Naturräumliche Schutzgebiete/Naturdenkmale) entnommen – [www.gis.steiermark.at](http://www.gis.steiermark.at); dort weiter bei KartenCenter im digitalen Atlas unter Fauna & Flora/Naturräumliche Schutzgebiete/Naturdenkmale. Auf die Geologie bezogene Daten wurden ergänzt.

Nachfolgend werden die im Lageplan (Abb. 34) mit den Nummern 1 bis 11 versehenen Naturdenkmale kurz erläutert.

### 1 Dachsteinsüdwand

Lage: Südabfall des Dachstein.

Ausgehend vom Torstein (2.948 m) verläuft die Begrenzung über den Mitterspitz (2.925 m), den Hohen Dachstein (2.995 m), die Dirndln (2.818 und 2.832 m) bis zur Spitze des Hunerkogels (2.687 m), von hier nach Süd-Südwesten zum Scheiblingstein (2.423 m) und zur Dachsteinsüdwandhütte (1.871 m), und dann entlang der Geröllhalden am Fuße der Südwände wieder bis zum Torstein.

Geologie: Querschnitt durch Teile der Gesteinsabfolge der Trias-Zeit im Dachsteinmassiv; Werfener Schichten bei der Südwandhütte, Gutensteiner Dolomit, Steinalmkalk, Hallstätter Kalk und Wettersteinkalk im Scheiblingstein, Wettersteindolomit sowie Dachsteinkalk in der Dachsteinsüdwand.

Objekt-Nummer im GIS-Steiermark/Naturdenkmale: 783.

Schutz: Steiermärkisches Naturschutzgesetz 1964, LGBl. Nr. 318, Verordnung der Expositur Gröbming der BH Liezen vom 07.05.1965, GZ. 7N9/66-1965.

### 2 Dachsteinsüdabsturz und Edelgrießgletscher

Lage: Gebiet östlich der Dachsteinsüdwand.

Ausgehend von der Dachsteinsüdwandhütte (1.871 m) verläuft die Begrenzung über den Scheiblingstein (2.423 m) zum Hunerkogel (2.687 m), und über den Grat weiter zum Großen Koppenkarstein (2.863 m). Von hier führt sie weiter direkt nach Süden über die Edelgrießhöhe (2.505 m) zur Basis der Felswand am Ende des Edelgrießes ab, und folgt von hier nach Westen der Basis der Felswände unter dem Niederen Türispitz (2.364 m) bis zum Ausgangspunkt Dachsteinsüdwandhütte.

Geologie: Querschnitt durch die gesamte Gesteinsabfolge der Trias-Zeit im Dachsteinmassiv; Werfener Schichten bei der Südwandhütte, Gutensteiner Dolomit, Steinalmkalk, Hallstätter Kalk, Raminger Kalk und Wettersteinkalk in der Türispitzgruppe, Wettersteindolomit im Bereich des Edelgrießes sowie Dachsteinkalk in massiger und gebankter Ausbildung im Koppenkarstein. Der Edelgrieß-Gletscher ist der einzige Gletscher der Steiermark. Er hat in den letzten Jahrzehnten wie alle Dachsteingletscher an Fläche eingebüßt; über die Eisdicke gibt es nur einen geschätzten Wert von ca. 3 m aus dem Jahr 1967/1968 (nach BRÜCKL, zitiert in KROBATH, 2003: Tab. 3).

Objekt-Nummer im GIS-Steiermark/Naturdenkmale: 784.

Schutz: Steiermärkisches Naturschutzgesetz 1964, LGBl. Nr. 318, 1965; Bescheid der Expositur Gröbming vom 16.11.2011, GZ. 6.0-42/2008.

### **3 Torbachfall**

Lage: Wasserfall (ca. 10 m hoch) im Bachbett des Silberkargrabens.

Geologie: Die durch eine Steiganlage erschlossene Schluchtstrecke bietet Ausschnitt aus der Gesteinsabfolge aus der Trias-Zeit; Gutensteiner Dolomit, Steinalmkalk, Hallstätter Kalk, Wettersteinkalk.

Objekt-Nummer im GIS-Steiermark/Naturdenkmale: 788.

Schutz: Steiermärkisches Naturschutzgesetz 1964, LGBl. Nr. 318, Bescheid der Expositur Gröbming der BH Liezen vom 20.10.2008, GZ. 6.0-23/2008.

### **4 Schleierfall**

Lage: Wasserfall (ca. 70 m hoch) im westlichen Seitengraben des Silberkargrabens.

Geologie: Werfener Schichten, Gutensteiner Dolomit, Steinalmkalk, zum Teil schuttbedeckt.

Objekt-Nummer im GIS-Steiermark/Naturdenkmale: 789.

Schutz: Steiermärkisches Naturschutzgesetz 1964, LGBl. Nr. 318, Bescheid der Expositur Gröbming der BH Liezen vom 20.10.2008, GZ. 6.0-24/2008.

### **5 Riesachfall**

Lage: Mehrstufiger Wasserfall (ca. 70 m hoch) vom Riesachsee ins Untertal; einer der höchsten Wasserfälle der Steiermark.

Geologie: Migmatischer Paragneis mit Einschaltungen von Granitgneis.

Objekt-Nummer im GIS-Steiermark/Naturdenkmale: 794.

Schutz: Steiermärkisches Naturschutzgesetz 1964, LGBl. Nr. 318, Bescheid der ABT 13 vom 29.11.2012, ABT13-55R-7/2008-6.

### **6 „Obere und untere Notgasse“ und „Riesgasse“**

Lage: Das Naturdenkmal erstreckt sich vom Beginn der Oberen Notgasse, am östlichen Ende der Großen Wiesmahd, in allgemein nordöstlicher Richtung abwärts über die ebene Fläche bis zu 100 m in die Riesgasse hinein. Die Schluchten sind 20–30 m tief, an der oberen Kante 10–15 m und an der Basis 2–6 m breit. An den Wänden befinden sich Felszeichnungen, deren Ursprünge vereinzelt möglicherweise bis in die späte Bronzezeit reichen, zum Großteil aber ins Mittelalter und in die Neuzeit datieren (MANDL, 1996).

Geologie: Gebankter Dachsteinkalk. Die Notgasse ist im Zuge der ausklingenden Eiszeit durch abfließende Schmelzwässer des Dachsteingletschers entstanden. Die teilweise überhängenden Kolknischen weisen dünne Verwitterungsschwarten und Kalksinterbeläge auf, welche die Anlage der Ritzzeichnungen erleichterten.

Objekt-Nummer im GIS-Steiermark/Naturdenkmale: 796.

Schutz: Steiermärkisches Naturschutzgesetz 1964, LGBl. Nr. 318, Bescheid der Expositur Gröbming der BH Liezen vom 24.09.2010, GZ. 6.0-43/2008.

Information und Vereinbarung geführter Exkursionen: Verein ANISA, A-8967 Haus im Ennstal.

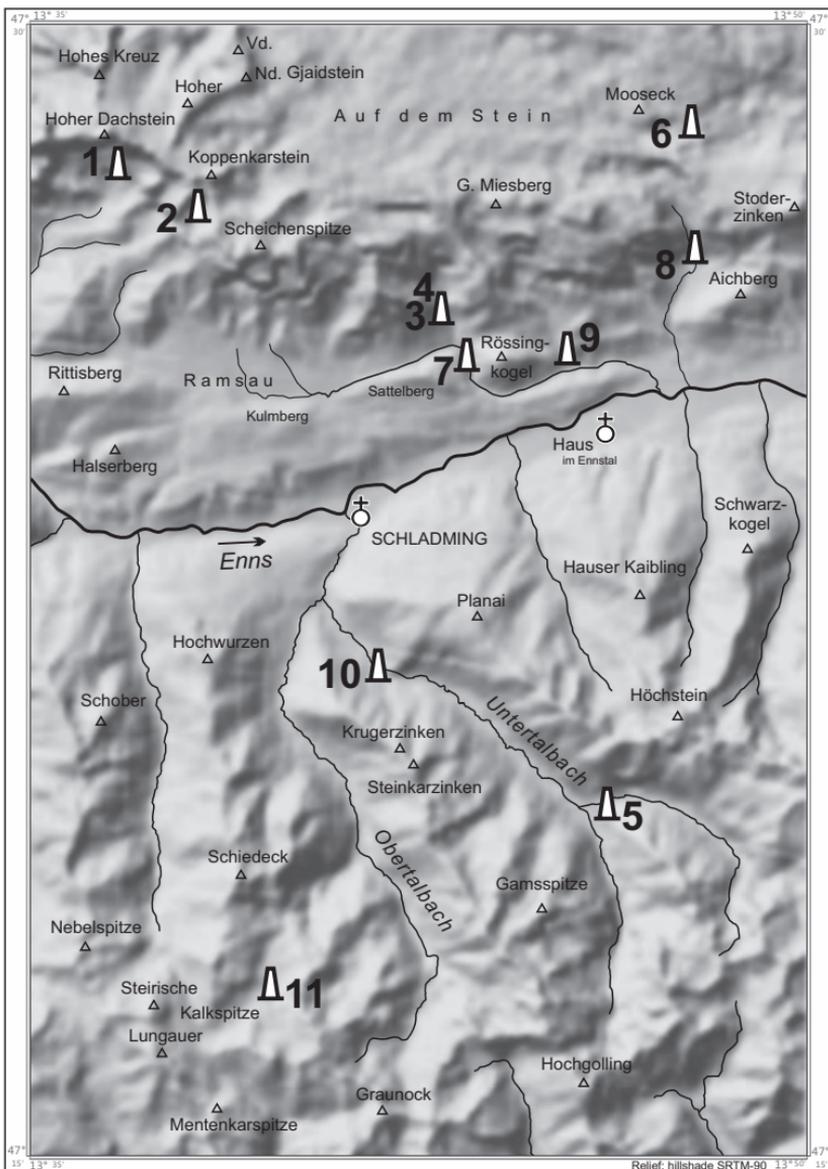


Abb. 34.  
Lageplan der Naturdenkmale auf Blatt 127 Schladming.

### 7 Felsengruppe um den Trutstein

Lage: Isolierter Felsturm von 10 m Höhe im Rössingbachtal, direkt an der Straße; unmittelbar im Nahbereich davon befindet sich die Trutsteinnadel.

Geologie: Wettersteindolomit; infolge der Nähe zur Ennstal-Störung stark tektonisch zerrüttet, dadurch turmartige Verwitterung von Kluffkörpern.

Objekt-Nummer im GIS-Steiermark/Naturdenkmale: 807.

Schutz: Steiermärkisches Naturschutzgesetz 1964, LGBl. Nr. 318, Bescheid der Expositur Gröbming der BH Liezen vom 08.10.2008, GZ. 6.0-20/2008.

### **8 Gradenbachfall**

Lage: Wasserfall, ca. 140 m nordwestlich des Jagdhauses Gradenbach.

Geologie: Wettersteinkalk.

Objekt-Nummer im GIS-Steiermark/Naturdenkmale: 813.

Schutz: Steiermärkisches Naturschutzgesetz 1964, LGBl. Nr. 318, Bescheid der Expositur Gröbming der BH Liezen vom 11.04.1990, GZ. 6.0-A23-88.

### **9 Luserfall**

Lage: Wasserfall (ca. 40 m hoch) mit zwei Gefällestufen, nördlich der Landesstraße Ramsau–Weißbach.

Geologie: Wettersteindolomit.

Objekt-Nummer im GIS-Steiermark/Naturdenkmale: 1374.

Schutz: Steiermärkisches Naturschutzgesetz 1964, LGBl. Nr. 318, Bescheid der Expositur Gröbming der BH Liezen vom 03.05.1991, GZ. 6.0-H56-90.

### **10 Untertalbach Wildes Wasser**

Lage: Bachbett im Untertal, unterhalb der Brücke mit Kote 989 m in Fels eingeschnitten.

Geologie: Migmatitischer Paragneis mit Granitgneislagen.

Objekt-Nummer im GIS-Steiermark/Naturdenkmale: 1545.

Schutz: Steiermärkisches Naturschutzgesetz 1964, LGBl. Nr. 318, Bescheid der FA 13C (Amt der Steiermärkischen Landesregierung) vom 15.04.2010, GZ. FA13C-55R-5/2008-5.

### **11 Giglachbach**

Lage: Fließstrecke des Giglachbaches unterhalb des Landauer Sees, teils in Fels eingeschnitten, teils mäandrierend am flachen Talboden.

Geologie: Migmatitischer Paragneis mit Granitgneislagen.

Objekt-Nummer im GIS-Steiermark/Naturdenkmale: 1498.

Schutz: Steiermärkisches Naturschutzgesetz 1964, LGBl. Nr. 318, Bescheid der Expositur Gröbming der BH Liezen vom 25.07.2006, GZ. 6.0-15/06.

## 14. Museen, Schaubergwerke, Lehrpfade und Exkursionen (Auswahl)

(E. HEJL, A. SCHEDL & G.W. MANDL)

### Stadtmuseum Schladming im Bruderladenhaus

8970 Schladming, Talbachgasse 110

[www.schladming.eu](http://www.schladming.eu)

Das Bruderladenhaus wurde 1661 als Sozialeinrichtung für Bergleute und deren Angehörige erbaut. Es diente als Knappenspital, als Alten- und Pflegeheim, sowie als Versorgungshaus für Witwen und Waisen verstorbener Bergleute. Seit 1989 beherbergt es das Stadtmuseum, dessen Sammlungen das regionale Brauchtum, die Geschichte und das historische Bergwesen von Schladming dokumentieren. Im westlich gegen den Talbach anschließenden Freigelände kann im Sommer ein nach traditionellen Vorbildern angelegter Bauerngarten besichtigt werden.

Das Museum hat zwei saisonale Öffnungszeiten. Die Wintersaison dauert üblicherweise von Mitte Dezember bis Ostern; die Sommersaison beginnt in der Regel Ende Juni und dauert bis zum 26. Oktober, dem Österreichischen Nationalfeiertag.

Das Bruderladenhaus liegt im Zentrum der Stadt Schladming. Vom Hauptplatz gelangt man über die Martin-Luther-Straße, die Badergasse oder Salzburger Straße in wenigen Minuten zur Talbachgasse und zum Eingang des Museums.

### Alpinmuseum Austriahütte (Ramsau am Dachstein)

p/A Türwandhütte Schildlehen 48,

8972 Ramsau am Dachstein

[www.alpenverein.at/austriahuette](http://www.alpenverein.at/austriahuette)

In der Austriahütte des Österreichischen Alpenvereins befindet sich an der Südseite des Dachsteinmassivs, auf 1.638 m, das höchstgelegene Museum der Steiermark. Es wurde 1989 als Alpinmuseum eröffnet und 1995 um eine naturkundliche Schau erweitert. Der Schwerpunkt der Ausstellung liegt in der Geschichte der alpinistischen Erschließung des Dachstein und seiner Kartografie. Besondere Aufmerksamkeit gilt den Anfängen der wissenschaftlich-geografischen Forschung durch Friedrich Simony (1813–1896), den alpinistischen Pionieren der Dachsteinsüdwand und ihren Kletterrouten, dem alpinen Rettungswesen und der technischen Erschließung des Dachsteins. Weitere Themen sind die geologische Entstehung, Fauna und Flora, sowie Forschungsergebnisse über die Felsritzbilder des Dachsteingebiets. Ein detailgetreues Relieffmodell des Dachsteinmassivs gilt als Glanzstück der Ausstellung.

Die Dachsteinstraße führt von Schildlehen (1.180 m) bis zur Türwandhütte (1.750 m). Von dort gelangt man in ca. 30 Minuten zu Fuß zur Austriahütte.

### Dekanatsmuseum Haus

8967 Haus 1

[www.haus.at/de/kultur/dekanatsmuseum.php](http://www.haus.at/de/kultur/dekanatsmuseum.php)

Dieses Museum, das die Entwicklung der Pfarre Haus als religiöses und kulturelles Zentrum im oberen Ennstal dokumentiert, wurde 1964 gegründet und befindet sich seit 1978 im ehemaligen Zehentspeicher oberhalb der Pfarrkirche von Haus, die im Zusammenhang mit der Gründung des Benediktinerstiftes Admont im Jahr 1074 erstmals erwähnt wurde. Die drei Hauptthemen der Ausstellung – Geschichte, religiöse Volkskunde und sakrale Kunst – haben zwar keinen unmittelbaren Bezug

zur Geologie, tragen aber zum besseren Verständnis der Besiedlungsgeschichte und somit auch der Landschaftsentwicklung des oberen Ennstales bei. Im historischen Teil der Schau werden die Anfänge der Besiedlung, das Verhältnis von Bauern und Grundherrschaft, die Zeit der Reformation und Gegenreformation und Geheimprotestantismus behandelt. Die Exponate stammen aus dem Gebiet der ehemaligen Mutterpfarre Haus, die ungefähr die Dachstein-Tauernregion umfasste.

### **Nickelmuseum Hopfriesen (Rohrmoos-Obertal)**

8971 Rohrmoos-Untertal, Rohrmoosstraße 234  
[www.rohrmoos.co.at/de/kultur/nickelmuseum.php](http://www.rohrmoos.co.at/de/kultur/nickelmuseum.php)

Das Nickelmuseum Hopfriesen stellt eine Etappe im Bergbau-Rundwanderweg dar und präsentiert das Thema „Bergbau und Nickel einst und jetzt“.

Der kultur- und montangeschichtlich bedeutende einstige Nickelschmelzofen wurde mit einem modernen Museumsgebäude in Form eines Prismas aus Glas und Stahl kombiniert und auf diese Weise die ursprüngliche Bausubstanz mit heutiger Architektur verbunden. Mit der Wahl dieser Baumaterialien wurden zudem zwei Elemente aufgegriffen, die bei der Entstehung und Verarbeitung des Rohstoffs Nickel eine wesentliche Rolle spielten.

Auf Anfrage werden spezielle Kinder- und Schulprojekte geboten.

### **(Schau)Bergwerke**

#### **Silberbergwerk Bromriesen, Schaustollen**

8971 Rohrmoos-Untertal, Rohrmoosstraße 234  
[www.schaubergwerke.at/index.php?id=62](http://www.schaubergwerke.at/index.php?id=62)

*Öffnungszeiten:* jeden Dienstag geführte Stollentour (4 Stunden) nach Vereinbarung mit dem Tourismusverband Schladming-Rohrmoos.

#### **Zinkwand**

Zinkwandrunde Schladminger Tauern: Hinterweißpriach-Zinkwand (Stollendurchgang)–Keinprechthütte–Rotmandlspitze (2.453 m)–Giglachsee–Ignaz-Mattis-Hütte–Hinterweißpriach.

[www.styria-alpin.at/index\\_htm\\_files/ka-zinkwand.pdf](http://www.styria-alpin.at/index_htm_files/ka-zinkwand.pdf)

Die Route Hinterweißpriach–Zinkwand–Keinprechthütte umfasst 8 km, 1.120 Höhenmeter und erfordert ca. 5 Stunden. Der Durchgang durch den Stollen dauert inklusive Zustieg entlang der Drahtseilversicherung rund 20 bis 30 Minuten (Lampe & Reservelampe unbedingt notwendig) und erfolgt auf eigene Gefahr. Die Tour sollte frühestens im Hochsommer durchgeführt werden, damit der nördliche (steirische) Stollenausgang schneefrei und somit begehbar ist.

### **Lehrpfade**

#### **Lehrpfad Hallstätter Gletscher**

Der Ausgangspunkt kann von der Talstation der Teilstrecke III der Gjaidalmbahn in ca. 1 bis 1,5 Stunden Gehzeit erreicht werden.

Zustieg: Die erste Station des Gletscherlehrpfades befindet sich im Taubenkar, in 1.825 m, knapp nördlich des Blattbereiches 127 Schladming (ungefähr 750 m nördlich des Eissees, 1.909 m).

Entlang von elf Stationen werden die klimatisch bedingten Längen- und Massenveränderungen des Gletschers während der letzten ca. 10.000 Jahre (Taubenkarstand ca. 9.900 Jahre v. H.) und die derzeit ablaufenden Prozesse im Gletschervorfeld erläutert. Besonderes Augenmerk gilt dem Gletscherschwund seit dem historischen Höchststand von 1856. Weitere Themen sind die Glazialmorphologie (Gletscherschliff, Rundhöcker, Moränenwälle), Karstformen, Bodenerosion, Almvegetation, Pionierpflanzen im Gletschervorfeld und der gegenwärtige Eisrand mit seinem Gletschertor, seinen Spalten und Schmelzformen. Mit Station 11 endet der Lehrpfad bei der Schautafel vor der Simonyhütte in 2.205 m. Abgesehen von den Stationen 1, 2 und 11 verläuft der Lehrpfad zu gut 80 % seiner Weglänge im Blattgebiet 127 Schladming. Der von WEINGARTNER et al. (2006) herausgegebene Landschaftsführer ist bei den Tal- und Bergstationen der Seilbahnen im Inneren Salzkammergut, bei der Salinenwelt Hallstatt, beim Alpenverein Linz und bei der Naturschutzabteilung des Landes Oberösterreich erhältlich. Er ist mit einer Karte und einem ausführlichen Glossar ausgestattet.

Als Alternative zur Tagestour mit Rückkehr zur Gjaidalmbahn bietet sich die Übernachtung auf der Simonyhütte an.

Website: [http://www.lasd.at/tl\\_files/gletscherlehrpfad/index.html](http://www.lasd.at/tl_files/gletscherlehrpfad/index.html)

## **Exkursionen**

Im Rahmen der Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt im Jahr 1987 wurden einige geologische Exkursionen zu ausgewählten Punkten am Kartenblatt Schladming unternommen, zu denen im Tagungsband Routen- und Aufschlussbeschreibungen angegeben sind – siehe MATURA (1987d).

Exkursion Giglachsee–Preunegg–Pichl

Exkursion Aichberg–Stoderzinken–Ramsau

Exkursion Planai–Aich–Haus–Schladming

## Literatur

- ADELWÖHRER-MOERISCH, C. (1996): Der Schladminger Bergbau. – In: Schladming Geschichte und Gegenwart, 41–60, Schladming.
- AGNER, A. (1907): Die Mineralschätze der Steiermark: Hand- und Nachschlagebuch für Schürfer, Bergbautreibende und Industrielle. – VIII + 291 S., Wien (Spielhagen und Schurich).
- AGNER, H. (1860): Die Nickelgruben nächst Schladming in Ober-Steiermark. – Berg- u. Hüttenm. Jb. der k. k. Montanlehranstalten zu Leoben und Příbram und der Schemnitzer Bergakademie, **9**, 260–277, Wien.
- ALBER, J. (1983a): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming. – Verh. Geol. B.-A., **1980** (1983), A90–A91, Wien.
- ALBER, J. (1983b): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen im Quarzphyllit auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 311–312, Wien.
- ALBER, J. (1984a): Bericht 1980 über geologische Aufnahmen im Quarzphyllit auf Blatt 127, Schladming. – Verh. Geol. B.-A., **1981** (1984), A72–A74, Wien.
- ALBER, J. (1984b): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen im Quarzphyllit auf Blatt 127 Schladming (Schladminger Tauern). – Verh. Geol. B.-A., **1982** (1984), A59–A62, Wien.
- ALBER, J. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge (Schladminger Tauern) auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 283–285, Wien.
- ALBER, J. (1987): Radstädter Quarzphyllit. – In: MATURA, A. (Red.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 1987, Blatt 127 Schladming, 25–32, Wien.
- AMPFERER, O. (1936): Höttinger Breccie und Hafelekar. – In: Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich 1. Teil (III. INQUA Konferenz), 56–66, Geol. B.-A., Wien.
- AMPFERER, O. (1939): Über einige Formen der Bergerreißung. – Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-Naturw. Kl., **148**, 1–14, Wien.
- AMPFERER, O. (1940): Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergerreißungen. – Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Abt. 1, **149**, 52–70, Wien.
- ANGEL, F. (1924): Gesteine der Steiermark. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., Sb. **60**, VIII + 302 S., Graz.
- ASSERETO, R., BOSELLINI, A., FANTINI SESTINI, N. & SWEET, W.C. (1973): The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy). – The Permian and the Triassic Systems and their Mutual Boundary. – Mem. Canad. Soc. Petroleum Geol., Spec. Publ., **2**, 176–199, Calgary–Alberta.
- AUER, M., GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2006): Mount Rettenstein southwest of the Dachstein Massif – a structurally controlled, isolated occurrence of Jurassic strata at the southern rim of the Northern Calcareous Alps. – In: TESSADRI-WACKERLE, M. (Hrsg.): PANGEO Austria 2006, 7–8, Innsbruck (University Press).
- BADHAM, J.P.N. (1976): Orogenesis and metallogenesis with reference to the silver-nickel, cobalt arsenide ore association. – In: STRONG, D.C. (Ed.): Metallogeny and plate tectonics. – Geol. Ass. Can., Spec. Pap., **14**, 559–572, Waterloo.
- BAUER, F. & VÖLKL, G. (1989): Die unterirdischen Abflussverhältnisse im Dachsteingebiet und ihre Bedeutung für den Karstwasserschutz. – Reports, **28**, 37 S., 6 Beil., Umweltbundesamt, Wien.
- BECKE, F. (1909a): Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkerns. – Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-Naturw. Kl., **118**, Abt. 1, 1045–1072, Wien.
- BECKE, F. (1909b): Über Diaphthorite. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., N.F. **28**, 369–375, Wien.
- BECKER, L.P. (1981): Zur Kenntnis der spätglazialen Entwicklung des mittleren Mandlingtales (Stmk./Salzbg.). – Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark, **3**, 31–37, Graz.

- BECKER, L.P. (1987): Die quartären Talfüllungen im Raume Schladming. – In: Matura, A. (Red.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 1987, Blatt 127 Schladming, 124–133, 12 Abb., Wien.
- BEZVODOVÁ, B. & LOBITZER, H. (1990): Bericht 1989 über mineralogische Untersuchungen an Rotböden auf dem Dachstein-Plateau auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 508, Wien.
- BIEBER, G., MOTSCHKA, K., RÖMER, A. & SLAPANSKY, P. (2011): Geophysikalische Untersuchungen der Geologischen Bundesanstalt in Oberösterreich. – In: Rupp, Ch., Linner, M. & Mandl, G.W. (Red.): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000, Erläuterungen, 191–200, Wien.
- BLEIL, U. & POHL, J. (1976): The Berchtesgaden Magnetic Anomaly. – Geol. Rundschau, **65**, 756–767, Stuttgart.
- BMLF – BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT (1994): Die Niederschläge, Schnee-verhältnisse und Lufttemperaturen in Österreich im Zeitraum 1981–1990. – Beiträge zur Hydrographie Österreichs, **52**, 529 S., Wien.
- BMLF – BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT (1995): Die Abflüsse in Österreich im Zeitraum 1981–1999. – Beiträge zur Hydrographie Österreichs, **57**, 735 S., Wien.
- BMLFUW – BUNDESMINISTERIUM FÜR LAND- UND FORSTWIRTSCHAFT, UMWELT UND WASSERWIRTSCHAFT (2011): Hydrographisches Jahrbuch von Österreich 2009, **117**, 954 S., Wien.
- BÖHM, A. v. (1885): Die alten Gletscher der Enns und Steyr. – Jb. Geol. R.-A., **35**, 429–610, Wien.
- BÖHM, F. (1986): Der Grimming: Geschichte einer Karbonatplattform von der Obertrias bis zum Dogger (Nördliche Kalkalpen, Steiermark). – Facies, **15**, 195–231, Erlangen.
- BOROVIČENY, F. & MANDL, G.W. (1994): Geologische Übersicht. – In: Herlicska, H., Lorbeer, G.E., BoroVICZENY, F., Lassing, M., Mandl, G.W., Pavuza, R. & Stummer, G.: Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“, Band 1: Karstwasserqualität. – Monographien Umweltbundesamt, **41**, 12–20, Wien (Umweltbundesamt).
- BÖSE, E. (1895): Zur Gliederung der Trias im Berchtesgadener Lande. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., **1895/1**, 218–220, Stuttgart.
- BRANDMAIER, P. (1983): Geologie und Erzlagerstätten der Grauwackenzone nordöstlich von Mandling. – Unpubl. Vorarbeit, Inst. f. Geowiss. d. Univ. Salzburg, 50 S., Salzburg.
- BRANDMAIER, P., PAAR, W.H., SCHRAMM, J.-M. & CHEN, T.T. (1985): Geologie und edelmetallführende Kiesvererzungen der Grauwackenzone nördlich von Mandling (Steiermark / Österreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **13/9**, 201–222, Innsbruck.
- BROER, H. (1962): Desmidiaceen Standorte in den Schladminger Tauern und den gegenüberliegenden Dachsteinvorbergen. – Verh. Zool.-Bot. Ges. Wien, **101/102**, 157–191, Wien.
- BRUNNER, H., FRIESS, Th., BOROVSKY, M., KOMPOSCH, Ch., KOMPOSCH, H., LAZAR, R., LECHNER, B., MARIANI, O., MAURER, B., PAILL, W., SCHATZ, I. & STIEGLER, Ch. (2013): Kleintierfauna unterkühlter Blockhalden in den Ostalpen. – Natur- und Landschaftsplanung, **45/1**, 5–12, Graz.
- BUCHA, V. (1994): Geomagnetic Anomalies and the Crystalline Basement of the Vienna Basin. – In: Bucha, V. & Blížkovský, M.: Crustal Structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians, 207–212, Praha.
- BULFON, A. (1993): Naturschutzgebiete Österreichs, Band 4: Kärnten, Steiermark. – Monographien Umweltbundesamt, **38d**, 461 S., Wien (Umweltbundesamt).
- BUNDESANSTALT FÜR BODENWIRTSCHAFT (1980): Österreichische Bodenkartierung, Bodenkarte 1:25.000, Nr. 66 Schladming, Bl. 127-1S und Bl. 127-2S, Wien.
- ČERMÁK, V., BALLING, N., DELLA VEDOVA, B., LUCAZEAU, F., PASQUALE, V., PELLIS, G., SCHULZ, R. & VERDOYA, M. (1992): Heat-flow density. – In: Freemann, R. & Mueller, S. (Hrsg.): A continent revealed. The European Geotraverse-Atlas of compiled data, 49–57, Cambridge.
- CORNELIUS, H.P. (1941): Über die Bedingtheit der Interglazialen Schuttmhüllungen der Alpen. – Ber. R.-A. f. Bodenforschung, 169–179, Wien.

- DAHMEN, P. (1980): Geologische, geochemisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Gebiet des Oberhausgrabens südöstlich Schladming (Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb., Ludwig-Maximilians-Univ., 119 S., München.
- DÖPPES, D. & RABEDER, G. (Eds.) (1997): Pliozäne und pleistozäne Faunen Österreichs. – Mitt. Komm. Quartärforsch. d. Österr. Akad. d. Wiss., 411 S., Wien.
- DRAXLER, I. & VAN HUSEN, D. (1978): Zur Einstufung innerwürmzeitlicher Sedimente von Ramsau/Schladming und Hohentauern (Steiermark). – Zeitschr. Gletscherk. Glazialgeol., **14**, 105–114, Innsbruck.
- DRESCHER-SCHNEIDER, R. (2000): Die Vegetations- und Klimaentwicklung im Riß/Würm-Interglazial und im Früh- und Mittelwürm in der Umgebung von Mondsee. Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen. – Mitt. Komm. Quartärforsch. d. Österr. Akad. d. Wiss., **12**, 39–92, Wien.
- EHRENBERG, K. (1929): Die Ergebnisse der Ausgrabung in der Schreiberwandhöhle am Dachstein. – Paläontol. Zeitsch., **11**, 261–268, Berlin.
- EHRlich, C. (1850): Über die nordöstlichen Alpen: Ein Beitrag zur näheren Kenntnis des Gebietes von Österreich ob der Enns und Salzburg in geognostisch-mineralogisch-montanistischer Beziehung. – 92 S., Linz (Wimmer).
- ELSTER, D. (2011): Hydrogeological investigation approaches for conceptual model development concerning different aquifer systems. Teil 1: Hydrogeologische Untersuchungen in einem Karstaquifer am Beispiel Stoderzinken, Österreich: Kombinierte Analyse von Infiltrations- und Entwässerungsvorgängen. Teil 2: Investigation of the hydrogeological environment of Lofa County, Liberia, to inform borehole siting. – Masterarbeit Univ. Graz, 169 S., Graz.
- ELSTER, D., BIRK, ST., HERNDL, M. & WINKLER, G. (2012): Hydrogeologische Untersuchungen am Stoderzinken: kombinierte Analyse von Infiltrations- und Entwässerungsvorgängen in einem Karstaquifer. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **142**, 15–57, Graz.
- ERKAN, E. (1977a): Uran- und gipsführendes Perm in den östlichen Ostalpen. – Berg- u. Hüttenm. Mh., **122/2**, 9–17, 3 Abb., Wien.
- ERKAN, E. (1977b): Uran- und gipsführendes Permoskyth der östliche Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **120/2**, 343–400, Wien.
- ERKAN, E., MANDL, G.W. & VAN HUSEN, D. (1987): Exkursion Aichberg – Stoderzinken – Ramsau. – In: MATURA, A. (Red.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 1987, Blatt 127 Schladming, 151–157, Wien.
- EXNER, CH. (1979): Geologie des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend. – Jb. Geol. B.-A., **122**, 1–73, Wien.
- EXNER, CH. (1989): Geologie des mittleren Lungaus. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 7–103, Wien.
- EXNER, CH. (1990): Erläuterungen zur Geologischen Karte des mittleren Lungaus. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **36**, 1–38, Wien.
- EXNER, CH. (1991): Lamellen von Gneis und Metabasit im Quarzphyllit der nördlichen Radstädter Tauern (Salzburg). – Anz. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-Naturw. Kl., **1991**, 109–112, Wien.
- EXNER, CH. (1996): Leitgesteine und Tektonik in Phylliten bei Wagrain und Radstadt (Land Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **139/2**, 155–190, Wien.
- FAUPL, P. (1997): Historische Geologie. – 270 S., 1 Falttaf., Wien (WUV-Universitätsverlag).
- FIRBAS, F. (1925): Zur Waldentwicklung im Interglazial von Schladming an der Enns. – Beihefte Botan. Zentralbl., **41**, 295–330, Dresden.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. – Bull. Geol. Surv. Kansas, **169**, 107–149, Lawrence.

- FISCHER, K. (1990): Höhlenniveaus und Altreliefgenerationen in den Berchtesgadener Alpen. – Mitt. Geogr. Ges. München, **75**, 47–59, München.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Geologische Karte der Steiermark 1:200.000. – Erläuterungen. – In: Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen, 127 S., Wien (Geol. B.-A.).
- 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. Österr. Geol. Ges., **54**, 27–53, Wien.
- FOULLON, H. v. (1883): Über die petrographische Beschaffenheit der krystallinischen Schiefer der untercarbonischen Schichten und einiger älterer Gesteine aus der Gegend von Kaisersberg bei St. Michael ob Leoben und krystallinische Schiefer aus dem Palten- und oberen Ennsthale in Obersteiermark. – Jb. Geol. R.-A., **33**, 207–252, Wien.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 379–406, Wien (Deuticke).
- FREY, M., DESMOND, J. & NEUBAUER, F. (Hrsg.) (1999): Metamorphic Maps of the Alps – Map of Alpine metamorphism. – Beilage zu Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **79/1**, 230 S., Zürich.
- FRIEDRICH, O.M. (1933a): Die Erze und der Vererzungsvorgang der Kobalt-Nickel-Lagerstätte Zinkwand-Vöttern in den Schladminger Tauern. – Berg- u. Hüttenm. Jb., **81/1**, 1–14, Wien.
- FRIEDRICH, O.M. (1933b): Über Kupfererzlagerstätten der Schladminger Tauern. – Berg- u. Hüttenm. Jb., **81/2**, 54–61, Wien.
- FRIEDRICH, O.M. (1933c): Silberreiche Bleiglanz-Fahlerzlagerstätten in den Schladminger Tauern und allgemeine Bemerkungen über den Vererzungsvorgang. – Berg- u. Hüttenm. Jb., **81/3**, 84–99, Wien.
- FRIEDRICH, O.M. (1933d): Mineralvorkommen in den Schladminger Tauern. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **70**, 48–60, Graz.
- FRIEDRICH, O.M. (1934): Über die Erz- und Mineralführung der Schladminger Tauern. – Zeitschr. für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie, Abt. B: Min. und petrogr. Mitt., N.F., **45** (1933), 78–81, Leipzig.
- FRIEDRICH, O.M. (1959): Erzminerale der Steiermark. – Veröff. Min. Abt. Joanneum, 1–58, Graz.
- FRIEDRICH, O.M. (1967): Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. I. Teil. – Arch. f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, **5**, 80–130, Leoben.
- FRIEDRICH, O.M. (1969): Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. II Teil. – Arch. f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, **9**, 107–130, Leoben.
- FRIEDRICH, O.M. (1975a): Kurzbericht über die Vererzung der Schladminger Tauern. – Arch. f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, **15**, 117–127, Leoben.
- FRIEDRICH, O.M. (1975b): Monographie der Erzlagerstätten bei Schladming. III. Teil. – Arch. f. Lagerstättenforschung i. d. Ostalpen, **15**, 29–63, Leoben.
- FRIEDRICH, O.M. (1979): Lagerstätten in den Schladminger Tauern. – Berg- u. Hüttenm. Mh., **124**, 609–611, Wien.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. – Int. J. Earth Sc. (Geol. Rundschau), **92**, 717–727, Berlin.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M. (1984): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. – Geol. Rundschau, **73**, 47–68, Stuttgart.

- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & BRÜGEL, A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. – *Tectonophysics*, **297**, 1–15, Amsterdam (Elsevier).
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZÉKELY, B. (2001): The Dachstein paleosurface and the Augenstein formation in the Northern Calcareous Alps – a mosaic stone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps. – *Int. J. Earth Sc. (Geol. Rundschau)*, **90/3**, 500–518, Berlin.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I., SZÉKELY, B., VENNEMANN, T. & RETTENBACHER, A. (2002): Dachstein-Altfläche, Augenstein-Formation und Höhlenentwicklung – die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den zentralen Nördlichen Kalkalpen. – *Die Höhle*, **53/1**, 1–36, Wien.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZÉKELY, B. (2008): Die geomorphologische Entwicklung der Ostalpen. – *Mitt. Österr. Geogr. Ges.*, **150**, 123–162, Wien.
- FRITSCH, W. (1953a): Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern. – *Mitt. Mus. f. Bergbau, Geologie u. Technik Landesmus. Joanneum*, **10/1953**, 13–20, Graz.
- FRITSCH, W. (1953b): Die Gumpeneckmarmore. – *Mitt. Mus. f. Bergbau, Geologie u. Technik Landesmus. Joanneum*, **10/1953**, 3–12, Graz.
- FUCHS, H.W. (1988): Erzmikroskopische und mineralchemische Untersuchungen der Erzvorkommen Zinkwand-Vöttern in den Niederen Tauern bei Schladming. – *Archiv f. Lagerstättenf. Geol. B.-A.*, **9**, 33–45, Wien.
- FUCHS, W. (1980): Das Inneralpine Tertiär. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): *Der geologische Aufbau Österreichs*. – 452–483, Wien–New York (Springer).
- FUKER, R. (1954): Zur Geologie der südlichen Dachsteingruppe und des südlichen Kammergebirges. – Unveröff. Diss. phil. Fak., Univ. Wien, 178 S., Wien.
- GAIDIES, F., ABART, R., DECAPITANI, C., SCHUSTER, R., CONNELLY, J.A.D. & REUSSER, E. (2006): Characterization of polymetamorphism in the Austroalpine basement east of the Tauern Window using garnet isopleth thermobarometry. – *J. metamorphic Geology*, **24**, 451–475, Oxford (Wiley Blackwell).
- GANSS, O., KÜMEL, F. & SPENGLER, E. (1954): Erläuterungen zur geologischen Karte der Dachsteingruppe. – *Wiss. Alpenvereinsh.*, **15**, 82 S., Innsbruck.
- GAWLICK, H.-J., KRYSZYN, L. & LEIN, R. (1994): Conodont colour alteration indices: Palaeotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps – a general view. – *Geol. Rundschau*, **83**, 660–664, Berlin.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht. – *Mitt. Naturwiss. Ver. Strmk.*, **120**, 203–219, Graz.
- GEYER, G. (1903): Sektion 5051/1 (Radstadt) 1:25.000. – Teilweise kolorierte geologische Manuskriptkarte, *Archiv Geol. B.-A. (A 04186-m25/5051/1-1)*, Wien.
- GEYER, G. (1913): Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1913**, 267–309, Wien.
- GHOWSSI, M. (1979): Erzmineralogie, Geochemie und Petrographie der Ni-Co Ganglagerstätten stratiformen Sulfidvererzungen in den Schladminger Tauern (Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Hamburg, 142 S., Hamburg.
- GNOJEK, I. & HEINZ, H. (1993): Central European (Alpine-Carpathian) belt of magnetic anomalies and its geological interpretation. – *Geol. Carpathica*, **44**, 135–142, Bratislava.
- GNOJEK, I. & HUBATKA, F. (2001): Magnetic basement complexes in the outside of the West Carpathians and of the Eastern Alps. – *GeoLines*, **13**, 58–59, Praha.
- GÖTLICH, K. (1980): *Moor- und Torfkunde*. – 2. Aufl., 338 S., Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).

- GRAENGER, R. (1954): Regionale magnetische Untersuchungen in den Berchtesgadener Kalkalpen und ihrem Vorland. – Diss. Naturwiss. Fak. Ludwig-Maximilians-Univ. München, 62 S., München.
- GRÜNTAL, G. (Ed.) (1998): European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98). – Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, **15**, 99 p., Luxembourg.
- GÜNTHER, W. (Hrsg.) (2007): Salzburger Bergbau und Hüttenwesen im Wandel der Zeit. Buntmetalle und stahlveredelnde Metalle. – 400 S., Leoganger Bergbaumuseumsverein, Leogang.
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs (Endbericht). – Unveröff. Ber. Inst. f. Meteor. u. Geophys., Univ. Wien, 32 S., Wien.
- HAAS, J., LOBITZER, H. & MONOSTORI, M. (2007): Characteristics of the Lofer cyclicity in the type locality of the Dachstein Limestone (Dachsteinplateau, Austria). – *Facies*, **53**, 113–126, Erlangen.
- HAAS, J., PIROS, O., GÖRÖG, A. & LOBITZER, H. (2009): Palaeokarst Phenomena and Peritidal Beds in the Cyclic Dachstein Limestone on the Dachstein Plateau (Northern Calcareous Alps, Upper Austria). – *Jb. Geol. B.-A.*, **149/1**, 7–21, Wien.
- HAAS, J., PIROS, O., BUDAI, T., GÖRÖG, A., MANDL, G.W. & LOBITZER, H. (2010): Transition Between the Massive Reef-Backreef and Cyclic Lagoon Facies of the Dachstein Limestone in the Southern Part of the Dachstein Plateau, Northern Calcareous Alps, Upper Austria and Styria. – *Abh. Geol. B.-A.*, **65**, 35–56, Wien.
- HAFELLNER, J. & MAGNES, M. (2002): Floristische und Vegetationskundliche Untersuchungen in einem Kondenswassermoor in den Niederen Tauern (Steiermark). – *Stapfia*, **80**, 435–450, Linz.
- HAHN, F.F. (1913): Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **6**, 238–257 (1. Teil) und 374–501 (2. Teil), Wien.
- HAMMERL, CH. & LENHARDT, W.A. (1997): Erdbeben in Österreich. – 191 S., Graz (Leykam Verlag).
- HAUG, E. & LUGEON, M. (1904): Sur l'existence dans le Salzkammergut de quatre nappes de charriage superposees. – *C. r., Acad. Sci.*, **139**, 892–894, Paris.
- HAUSER, A. & BRANDL, W. (1952): Baugeologische Karten von Steiermark, Blatt 4: Bezirk Liezen. – Technische Hochschule Graz, 47 S., 2 Kt., Graz.
- HÄUSLER, H. (1979): Zur Geologie und Tektonik der Hallstätter Zone im Bereich des Lammerales zwischen Golling und Abtenau (Sbg.). – *Jb. Geol. B.-A.*, **122/1**, 75–144, 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.
- HEIMERL, A. (1891): Desmidiaceae alpinae. Beiträge zur Kenntnis der Desmidiaceen des Grenzgebietes von Salzburg und Steiermark. – *Verh. k. k. Zool.-Bot. Ges.*, **41**, 587–609, Wien.
- HEINZ, H. (1989): Aeromagnetic measurements in the Eastern Alps: the Area east of the Tauern Window. – *Tectonophysics*, **163**, 25–33, Amsterdam.
- HEINZ, H. & HÜBL, G. (1988): Magnetische Anomalie am Lärchkogel (Steiermark). – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 279–283, Wien.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Magnetic structures of the eastern Alps west of the Tauern window. – *Mém. Soc. Géol. France*, **156**, 123–128, Paris.
- HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & SEIBERL, W. (1987): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Steiermark. – Unveröff. Bericht Projekt StC-20a/85, 31 S., Wien (Geol.B.-A.).

- HEJL, E. (1983a): Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. – Unpubl. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak., Univ. Wien, 125 S., 7 Beil., Wien.
- HEJL, E. (1983b): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 312, Wien.
- HEJL, E. (1984a): Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 289–318, Wien.
- HEJL, E. (1984b): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming. – Verh. Geol. B.-A., **1982** (1984), A62–A64, Wien.
- HEJL, E. (1984c): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 233, 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. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 427–428, Wien.
- HEJL, E. (1989): Bericht 1987 und 1988 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 571, Wien.
- HEJL, E. (1996): The lateral extrusion of the Eastern Alps: fact or fiction? PANCARDI workshop 1996 (Dynamics of the Pannonian-Carpathian-Dinaride System). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **41**, 111, Wien.
- HEJL, E. (1997): “Cold spots” during the Cenozoic evolution of the Eastern Alps: thermochronological interpretation of apatite fission-track data. – Tectonophysics, **272**, 159–173, Amsterdam.
- 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. (2005): Erläuterungen zu Blatt 157 Tamsweg der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000. – 83 S., 1 Falltaf., Wien (Geol. B.-A.).
- HEJL, E. & SLAPANSKY, P. (1983): Neue petrographische und geochronologische Daten zur Metamorphose im Bereich der Schladminger Tauern. – Jahresber. 1982 Hochschulschwerpunkt S 15 (Die Frühalpine Geschichte der Ostalpen), H.4, 17–31, Graz.
- HEJL, E., ROCKENSCHAUB, M. & SLAPANSKY, P. (1987): Geochronologische Daten aus den Schladminger Tauern und ihre geologische Interpretation. – In: MATURA, A. (Red.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 1987, Blatt 127 Schladming, 94–103, Wien.
- HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (2008): Geologie des Gebietes südlich von Forstau im Ennstal auf ÖK 126 Radstadt. – Jb. Geol. B.-A., **148**, 159–173, Wien.
- HENNE, P., KRAUTBACH, B. & STUMMER, G. (1994): Höhlen im Dachstein. Derzeitiger Forschungsstand, Anlage der Riesenhöhlensysteme am Dachstein-Nordrand und Bewertung der unterirdischen Abflußverhältnisse. – Die Höhle - Zeitschr. für Karst- und Höhlenkunde, **45/2**, 48–67, Wien.
- HERITSCH, F. (1921): Geologie von Steiermark. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **57**, 1–224, Graz.
- HERLICKSKA, H. & HOBIGER, G. (1991): Karsthydrologische Untersuchungen im westlichen Dachsteinmassiv in Hinblick auf die Erlassung einer Wasserschongebietsverordnung. Markierungsversuche Dachstein-West 1990. – Reports, **56**, 62 S., Wien (Umweltbundesamt).
- HERLICKSKA, H., LORBEER, G.E., BOROVICZENY, F., LASSNIG, M., MANDL, G.W., PAVUZA, R. & STUMMER, G. (1994): Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“. Band 1: Karstwasserqualität. – Monographien Umweltbundesamt, **41**, 233 S., Wien (Umweltbundesamt).
- HISSLITNER, G. (1927): Die geologisch-bergmännische Untersuchung der Nickelerzlagstätte des Zinkwand-Vötterngebietes in den Niederen Tauern bei Schladming. – Unveröff. Ber. (Lagerst. Arch. Geol. B.-A.), 51 S., Graz.

- HIESSLEITNER, G. (1929): Das Nickelkobalteryorkommen Zinkwand-Vöfthern in den Niederen Tauern bei Schladming. – Berg- u. Hüttenm. Jb., **77/3**, 104–123, Wien.
- HIRSCHBERG, K. (1965): Die Geologie des Mandlingzuges (Oberes Ennstal, Östereich). – Diss. Naturwiss. Fak. Philipps-Univ. Marburg, 110 S., Marburg/Lahn.
- HÖLL, R. (1975): Die Scheelitlagerstätte Felbertal und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen in den Ostalpen. – Abh. Bayer. Akad. d. Wiss. München, Math.-Naturw. Kl., **157**, 114 S., München.
- HÖLL, R., DAHMEN, P., SEIDL, A. & WERNER, W. (1985): Tungsten Mineralization in the Ennstal Phyllite Series near Schladming/Eastern Alps. – Monograph ser. Mineral. Deposits, **25**, 161–176, Berlin–Stuttgart (Borntraeger).
- HOLZER, H. (1964): Geologische Luftbildinterpretation: Zur photogeologischen Karte des Dachsteinplateaus. – Jb. Geol. B.-A., **107**, 1–9, 1 Taf., Wien.
- HÜBEL, G. (1983): Zusammenfassende Auswertung der systematischen Untersuchungen in den Niederen Tauern: Abschlußbericht. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-038/83, III + 43 S., Graz (GBA-Archiv Nr. A 05642-R).
- HÜBEL, G. (1984): Zusammenfassende Auswertung der systematischen lagerstättenkundlichen Untersuchungen in den westlichen Niederen Tauern, Steiermark. – Arch. f. Lagerstättenf. Geol. B.-A., **5**, 49–54, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1968): Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18**, 249–286, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 1–130, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1979): Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefter Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **29**, 9–22, Hannover.
- HUSEN VAN, D. (1981): Geologisch-sedimentologische Aspekte im Quartär von Östereich. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **74/75**, 197–230, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1987a): Zur Entwicklung des oberen Ennstales im Pleistozän. – In: MATURA, A. (Red.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 1987, Blatt 127 Schladming, 86–93, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1987b): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., 1 Kt., Wien (Geol.B.-A.).
- HUSEN VAN, D. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 571–572, Wien
- HUSEN VAN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**, 135–156, Wien.
- HUSEN VAN, D. (2011): Quaternary Glaciations in Austria. – In: EHLERS, J., GIBBARD, P.L. & HUGHES, P.D. (Eds.): Quaternary Glaciations – Extent and Chronology: A Closer Look, 15–28, Amsterdam (Elsevier).
- HUSEN VAN, D. & MAYR, M. (2007): The hole of Bad Aussee. An unexpected overdeepened area in NW Steiermark, Austria. – Austr. J. of Earth Sc., **100**, 128–136, Wien.
- HUSEN VAN, D., DRAXLER, I., DRESCHER-SCHNEIDER, R., KRENMAYR, H.G., OTTNER, F., PAPESCH, W., SCHOLGER, B. & SCHWEIGHOFER, B. (1993): Endbericht zum Projekt Global Change in the Past, letzter Eiszeitzyklus-Holozän. – Unveröff. Ber. Österr. Akad. Wiss., 55 S., Wien.
- HUTTER, F. (1906): Geschichte Schladmings und des steirisch-salzburgischen Ennstales. – 400 S., Graz (Verlag Ulrich Mosers Buchhandlung).
- IPPEN, J.A. (1902): Gesteine der Schladminger Tauern. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **38**, 85–134, Graz.
- IVY-OCHS, S., KERSHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – J. of Quatern. Sc., **21**, 115–130, Chichester.

- KEIL, M. (2008): Evolution of an Alpine fault-controlled longitudinal valley – The Upper Enns Valley (Austria). – Diss. Naturwiss. Fakultät, Univ. Salzburg, 180 S., Salzburg.
- KEIL, M. & NEUBAUER, F. (2009): Initiation and development of a fault-controlled, orogen-parallel overdeepened valley: the Upper Enns Valley, Austria. – *Austr. J. of Earth Sc.*, **102**, 80–90, Wien.
- KEIL, M. & NEUBAUER, F. (2011): The Miocene Enns Valley basin (Austria) and the North Enns Valley Fault. – *Austr. J. of Earth Sc.*, **104/1**, 49–65, Wien.
- KENTER, J.A.M. & SCHLAGER, W. (2009): Slope angle and basin depth of the Triassic platform-basin transition at the Gosaukamm, Austria. – *Austr. J. of Earth Sc.*, **102/1**, 15–22, Wien.
- KOBER, L. (1912a): Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **5**, 368–481, Wien.
- KOBER, L. (1912b): Radstädter Tauern (Führer zu geologischen Exkursionen). – *Geol. Rundschau*, **3**, 524–528, Leipzig.
- KOBER, L. (1922): Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone. – *Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-Naturw. Kl.*, **130**, Abt. I, 375–381, Wien.
- KOBER, L. (1923): Bau und Entstehung der Alpen. – 1. Auflage, IV + 283 S., Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. – V + 204 S., Wien (Springer).
- KÖPPEL, V. (1983): Summary of lead isotope data from ore deposits of the Eastern Alps: some metallogenetic and geotechnic implications. – In: SCHNEIDER, H.J. (Ed.): *Mineral Deposits of the Alps and the Alpine Epoche in Europe*. – 162–168, Berlin–Heidelberg (Springer).
- KÖPPEL, V., NEUBAUER, F.R. & SCHROLL, E. (1993): Prealpidic ore deposits in the Central, Eastern and Southern Alps. – In: RAUMER, J.F. (Hrsg.): *Pre-mesozoic geology in the Alps*. – 145–162, Berlin (Springer).
- KÖSTLER, H.J. (1993): Neuzeitliches Montanwesen im Bezirk Liezen. – In: PRESSLINGER, H. & KÖSTLER, H.J. (Hrsg.): *Bergbau und Hüttenwesen im Bezirk Liezen (Steiermark)*. – *Kleine Schriften der Abteilung Schloß Trautenfels am Steiermärkischen Landesmuseum Joanneum*, **24**, 45–92, Trautenfels.
- KOZUR, H.W. (2003): Integrated ammonoid-, conodont and radiolarian zonation of the Triassic. – *Hallesches Jahrb. Geowiss.*, **B 25**, 49–79, Halle/Saale.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, J.M. (1987): Low grade and very low grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke Zone: Illite-crystallinity data and isotopic ages. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 164–178, 1 Falttafel, Wien (Deuticke).
- KRENMAYR, H.-G. & SCHNABEL, W. (Koord.) (2006): *Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000*. – Wien (Geol. B.-A.).
- KROBATH, M. (2003): *Die Dachstein-Gletscher im 20. Jahrhundert*. – *Gmundner Geostudien*, **2**, 237–246, Gmunden (Erkundok Institut, Kammerhofmuseum).
- KRYSTYN, L. (1983): Das Epidaurus-Profil (Griechenland) – ein Beitrag zur Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. – *Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss.*, **5**, 231–258, Wien.
- KRYSTYN, L., LEIN, R., MELLO, J., RIEDEL, P. & PILLER, W. (1990): "Tisovec Limestone" – an example of the problems of lithostratigraphic correlation between the Northern Calcareous Alps and the Central Western Carpathians. – In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Eds.): *Thirty Years of Geological Cooperation between Austria and Czechoslovakia, Festive Volume*, 125–136, Vienna (Geol. B.-A.).
- KRYSTYN, L., MANDL, G.W. & SCHAUER, M. (2009): Growth and termination of the Upper Triassic platform margin of the Dachstein area (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Austr. J. of Earth Sc.*, **102/1**, 23–33, Wien.

- KÜBLER, B. (1967) : La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. – Etages Tectoniques, Colloque de Neuchâtel 1966, 105–121, Univ. Neuchâtel à la Baconnière, Suisse.
- KUNNERT, H. (1929): Aus der Geschichte des Schladminger Bergbaues. – Blätter für Heimatkunde, **7**, 6–9, 40–41, 73–75, 85–91, Graz.
- KUNNERT, H. (1961): Der Schladminger Bergbrief. – Der Anschnitt, **13/2**, 3–9, Bochum.
- KUNNERT, H. (1962a): Der Nürnberger Ratsherr Paul (II.) Behaim als steirischer Gewerke. – Der Anschnitt, **14/4**, 20–27, Bochum.
- KUNNERT, H. (1962b): Vom Ende des Fuggerbergbaues in Schladming. – Festschrift der „Obersteirischen Volkszeitung“, 4 S., Leoben.
- KUNNERT, H. (1968): Nürnberger Montanunternehmer in der Steiermark. – Veröffentlichungen des Verbandes Österreichischer Geschichtsvereine, **17**, 106–114, Wien.
- KUNNERT, H. (1975): Zur Geschichte des Schladminger Bergbaues. – Festschrift zur 50. Wiederkehr der zweiten Stadterhebung, 45–54, Schladming.
- KÜPPER, K. (1956): Beitrag zur Geologie der Schladminger Tauern zwischen Sattental und Untertal. – Jb. Geol. B.-A., **99/1**, 201–223, Wien.
- KURZ, W. & FRITZ, H. (2013): 11<sup>th</sup> Workshop on Alpine Geological Studies & 7<sup>th</sup> IFAA Field Trip A2: Structural evolution of the Silvretta-Seckau nappe system in the area of the Schladminger Tauern. – Ber. Geol. B.-A., **99**, 169–177, Wien.
- LAWISZUS, B. (2000): Methodische Untersuchungen zu magnetischen Eigenschaften geologischer Körper (Minerale, Gesteine, Erze). – Diss. Math.-Naturwiss. Fak., Tech. Univ. Clausthal, **58**, V + 147 S., Clausthal-Zellerfeld.
- LEIN, R. (1976): Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke. – Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Abt. I, **184** (1975), 197–235, Wien.
- LEIN, R. (1985): Das Mesozoikum der Nördlichen Kalkalpen als Beispiel eines gerichteten Sedimentationsverlaufes infolge fortschreitender Krustenausdünnung. – Arch. f. Lagerstättenf. Geol. B.-A., **6**, 117–128, Wien (Deuticke).
- LEIN, R. (1987a): Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic Times. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Ed.): Geodynamics of the Eastern Alps, 85–102, Wien (Deuticke).
- LEIN, R. (1987b): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 319–321, Wien.
- LEIN, R. & ZAPPE, H. (1971): Ein karnischer „Dachsteinkalk“ mit Pachydonten in den Müritzalpen, Steiermark. – Anz. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-Naturw. Kl., **108**, 133–139, Wien.
- LENHARDT, W.A., FREUDENTHALER, CH., LIPPITSCH, R. & FIEGWEL, E. (2007): Focal-depth distributions in the Eastern Alps based on macroseismic data. – Austr. J. of Earth Sc., **100**, 66–79, Wien.
- LIEB, G.K. (1996): Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen. – Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität, **33**, 9–125, Graz.
- LINZER, H.-G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. – Tectonophysics, **242**, 41–61, Amsterdam (Elsevier).
- LINZER, H.-G., MOSER, F., NEMES, F., RATSCHBACHER, L. & SPERNER, B. (1997): Built-up and dismembering of the eastern Northern Calcareous Alps. – Tectonophysics, **272**, 97–124, Amsterdam (Elsevier).
- LIU, Y., GENSER, J., HANDLER, R., FRIEDL, G. & NEUBAUER, F. (2001): <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar muscovite ages from the Penninic/Austroalpine plate boundary, Eastern Alps. – Tectonics, **20**, 526–547, Washington.

- MANDL, F. (1996): Felsritzbilder auf dem Dachsteinplateau. – In: CERWINKA, G. & MANDL, F. (Hrsg.): Dachstein. Vier Jahrtausende Almen im Hochgebirge. Band 1: Das östliche Dachsteinplateau, 136–156, Gröbming (Verein ANISA).
- MANDL, G.W. (1982): Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**, 55–56, Wien.
- MANDL, G.W. (1984): Zur Tektonik der westlichen Dachsteindecke und ihres Hallstätter Rahmens (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **77**, 1–31, Wien.
- MANDL, G.W. (1985): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen in der Dachsteingruppe auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 358–359, Wien.
- MANDL, G.W. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 428–429, Wien.
- MANDL, G.W. (1987a): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 321–322, Wien.
- MANDL, G.W. (1987b): Exkursion Aichberg-Stoderzinken-Ramsau. Stop 9-10. – In: MATURA, A. (Red.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 1987, Blatt 127 Schladming, 151–154, Wien.
- MANDL, G.W. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen auf dem Dachsteinplateau auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 572–573, Wien.
- MANDL, G.W. (1990): Bericht 1989 über geologische Aufnahmen auf dem Dachsteinplateau auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 459–461, Wien.
- MANDL, G.W. (1998): Geologische Karte und Profilschnitte der Dachsteinregion 1:50.000. – Beilage in: MANDL, G.W. (2001).
- 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** (1999), 61–78, Wien.
- MANDL, G.W. (2001): Die Geologie der Dachsteinregion. – In: SCHEIDLEDER, A., BOROVICZENY, F., GRAF, W., HOFMANN, TH., MANDL, G.W., SCHUBERT, G., STICHLER, W. TRIMBORN, P. & KRALIK, M.: Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“. Band 2: Karsthydrologie und Kontaminationsrisiko von Quellen. – Archiv f. Lagerstättenf. Geol. B.-A., **21**, 13–37, 2 Beil. (geol. Kt., Profilschnitte), Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W. & SCHAUER, M. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 447–449, Wien.
- MANDL, G.W., HOLZER, H.L., LOBITZER, H. & PIROS, O. (1987): Das kalkalpine Stockwerk der Dachstein-Region. – In: MATURA, A. (Red.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 1987, Blatt 127 Schladming, 46–85, Wien.
- MANDL, G.W., GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (1999): CAI patterns of the Dachstein Nappe and adjacent areas and their implication for the thermic history of the NCA. – Tübinger geowiss. Arbeiten, Series A, **52**, 182–183, Tübingen.
- MATURA, A. (1974): Geologische Karte des Gebietes zwischen Taurachbachtal und Untertal, 1:25.000. – Unpubliziert, Archiv der Geol. B.-A., Wien.
- MATURA, A. (1976): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming (Schladminger Tauern). – Verh. Geol. B.-A., **1976**, A134–A136, Wien.
- MATURA, A. (1977): Bericht 1976 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming (Schladminger Tauern). – Verh. Geol. B.-A., **1977**, A113, Wien.
- MATURA, A. (1979): Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming (Schladminger Tauern). – Verh. Geol. B.-A., **1978** (1979), A108–A109, Wien.
- MATURA, A. (1981): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming (Schladminger Tauern). – Verh. Geol. B.-A., **1979** (1981), A123–A124, Wien.

- MATURA, A. (1983a): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming (Schladminger Tauern). – Verh. Geol. B.-A., **1980** (1983), A93–A95, Wien.
- MATURA, A. (1983b): Bericht 1982 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge (Schladminger Tauern) auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 312–313, Wien.
- MATURA, A. (1984a): Bericht 1980 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming (Schladminger Tauern). – Verh. Geol. B.-A., **1981** (1984), A74–A76, Wien.
- MATURA, A. (1984b): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming (Schladminger Tauern). – Verh. Geol. B.-A., **1982** (1984), A64–A65, Wien.
- MATURA, A. (1984c): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 233–234, Wien.
- MATURA, A. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming (Schladminger Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **128**, 286, Wien.
- MATURA, A. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 127 Schladming (Schladminger Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **129**, 429–430, Wien.
- MATURA, A. (1987a): Schladminger Kristallinkomplex. – In: MATURA, A. (Red.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 1987, Blatt 127 Schladming, 13–24, Wien.
- MATURA, A. (1987b): Wölzer Glimmerschieferkomplex und Ennstaler Phyllitzone. – In: MATURA, A. (Red.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 1987, Blatt 127 Schladming, 38–41, Wien.
- MATURA, A. (1987c): Grauwackenzone. – In: MATURA, A. (Red.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 1987, Blatt 127 Schladming, 42–45, Wien.
- MATURA, A. (Red.) (1987d): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1987, Blatt 127 Schladming, 168 S., Wien.
- MATURA, A. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 127 Schladming (Schladminger Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 574, Wien.
- MATURA, A., ALBER, J., SCHEDL, A. & ZIMMER, W. (1980): Geologische Detailaufnahme alter Bergbaugebiete auf Blatt 127 Schladming: Abschlußbericht. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-001/79, 78 S., Wien.
- MATZ, H. & GEPP, J. (2008): Moorreiche Steiermark. – Naturschutzbund Steiermark, 272 S., Graz.
- MAURER, H.-P. (1983): Geologische, geochemische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Gebiet des Gumpentales südöstlich Schladming (Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. München, 104 S., München.
- MAURITSCH, H.J. (1981): Erkundung von Mineralisierungszonen im Bereich der Schladminger Tauern (Planai-Gebiet). Abschlußbericht. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt StA-24/80, 29 S., Leoben (GBA-Archiv Nr. A 05361-R).
- MAURITSCH, H.J. (1983): Geophysikalische Mineralprospektion, südliche Schladminger Tauern. Abschlußbericht. – Unveröff. Bericht Projekt StA-24F/84, 41 S., Leoben (GBA-Archiv Nr. A 13349-R).
- MAURITSCH, H.J. (1985a): Gesteinsphysikalische Untersuchungen an Gesteinen der Ennstaler Phyllite, Schladminger Alt kristallin, Wölzer Einheit und Gurktaler Decke. Abschlußbericht 1984. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer Rohstoffprojekt St-C-001 /84, 41 S., Leoben (GBA-Archiv Nr. A 06123-R).
- MAURITSCH, H.J. (1985b): Bodengeophysikalische Identifizierung von aeromagnetischen Anomalien der östl. Grauwackenzone (Kontaktzone Grungesteine-Ennstaler Phyllite) im Abschnitt Reiteralm-Pruggern. – Unveröff. Bericht Projekt St-A-024b/84, 46 S., Leoben (GBA-Archiv Nr. A 06152-R).
- MAURITSCH, H.J. (1985c): Weiterverfolgung der aero - und bodengeophysikalischen Anomalien aus dem Bereich Karlspeitz bis ins Donnersbachtal, Hochgrössen: Abschlußbericht 1985. – Unveröff. Bericht Projekt StA-24c/84, 44 S., Leoben (GBA-Archiv Nr. A 06183-R).

- MAURITSCH, H.J. (1985d): Polymetallische Vererzungen südliche Schladminger Tauern: Endbericht 1985. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-024a/84, 48 S., Leoben (GBA-Archiv Nr. A 06208-R).
- MAURITSCH, H.J. (1986): Aeromagnetische Anomalien in Wölzer - Murauer - Gurktaler Einheit. – Endbericht 1985. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt StC-20b/85., 20 S., Leoben (GBA-Archiv Nr. A 06356-R).
- MAURITSCH, H.J. (1987): Bodengeophysikalische Untersuchungen in den Schladminger Tauern. – In: MATURA, A. (Red.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 1987, Blatt 127 Schladming, 104–105, Wien.
- MAURITSCH, H.J. (1989): Geophysikalische Prospektionsarbeiten in den Schladminger Tauern. – Archiv f. Lagerstättenf. Geol. B.-A., **10**, 193–208, Wien.
- MAURITSCH, H.J. & SEIBERL, W. (1981): Erkundung von Mineralisierungszonen im Bereich der Schladminger Tauern (Planai-Gebiet): Abschlussbericht. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-024/80, 29 S., Leoben (GBA-Archiv Nr. A 05361-R).
- MAURITSCH, H.J. & SEIBERL, W. (1983): Kiesvererzungen im Zentralteil der Niederen Tauern (i. d. Walchen): Endbericht 1983. – Unveröff. Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-024/82F, 58 S., Leoben (GBA-Archiv Nr. A 05862-R).
- MAURITSCH, H.J. & WALACH, G. (1984): Gesteinsphysikalische Untersuchungen an Gesteinen der Ennstaler Phyllite, Schladminger Altkristallin, Wölzer Einheit und Gurktaler Decke. – Abschlussbericht 1983. – Unveröff. Bericht Projekt St-C-1f/83, 52 S., Leoben (GBA-Archiv Nr. A 05853-R).
- MEIER, A. & TRAUTH, F. (1936): Ein Gosauvorkommen am Südgehänge der Dachsteingruppe. – Verh. Geol. B.-A., **1936**, 215–221, Wien.
- METZ, K. (1971): Die Gaaler Schuppenzone als Südgrenze der Seckauer Masse. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **100**, 57–71, Graz.
- METZ, K., SCHMID, CH., SCHMÖLLER, R., STRÖBL, E., WALACH, G. & WEBER, F. (1980): Geophysikalische Untersuchungen im Gebiet Seetaler Alpen – Niedere Tauern – Eisenerzer Alpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**, 213–259, Wien.
- MILTZER, H. & SCHEIBE, R. (1981): Grundlagen der angewandten Geomagnetik. – Freiburger Forschungshefte, **C 352**, 314 S., Leipzig.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011a): Jurassic mountain building and Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps (Germany). – *Facies*, **57/1**, 137–186, Erlangen.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011b): Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden; Austroalpine, Germany). – *Int. Journal Earth Sciences (Geol. Rundschau)*, **100**, 1605–1631, Berlin.
- MOJSISOVICS, E. v. & VACEK, M. (1883): Zone 16 Col. IX. Radstadt 1:75.000. – handkolorierte geologische Manuskriptkarte, Archiv Geol. B.-A. (A 04900-m75/5051), Wien.
- MORLOT, A.C. v. (1850): Einiges über die geologischen Verhältnisse in der nördlichen Steiermark. – *Jb. Geol. R.-A.*, **1**, 99–124, Wien.
- MOSHAMMER, B. & LOBITZER, H. (1996): Nutzungsoptionen ausgewählter österreichischer Vorkommen von hochreinen Karbonatgesteinen (Kalkstein, Marmor, Dolomit z.T.). – Unveröff. Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-038/94-95, *Bibl. Geol. B.-A./Wiss. Archiv*, 57 S., Wien.
- MOSTLER, H. (1972): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1972**, 155–162, Wien.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1984): Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anischen Grenzschichten im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **6/2**, 1–44, Innsbruck.

- MOTSCHKA, K. & SLAPANSKY, P. (2006): Kompilierte geomagnetische Karte und strukturelle Interpretation. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg-Oberösterreich, 4–8, Wien.
- MUCHAR, A. v. (1867): Geschichte des Herzogthums Steiermark. Bd. **VIII**. – 561 S., Graz (Leuschner & Lubensky, k. k. Univ.-Buchhandlung).
- NAGL, H. (1971): Untersuchungen an Tauernseen I. Morphologische, physikalische und Verlandungsuntersuchungen am Schwarzensee, Bodensee und Riesachsee in den Schladminger Tauern sowie dem Oberen und Unteren Höhkarsee in der Ankogelgruppe (Hohe Tauern). – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **100**, 111–135, Graz.
- NAGL, H. (1972): Untersuchungen an Tauernseen II. Hüttensee, Obersee, Sonntagkarsee, Kapuzinersee und Klafferkesselseen in den Schladminger Tauern, Lanischsee in der Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **102**, 25–63, Graz.
- NEUBAUER, F. (2004): Formation of an intra-orogenic transtensional basin: the neogene Wagrain Basin in the Eastern Alps. – In: HUBMANN, B. & PILLER, W.E. (Hrsg.): PANGEO Austria 2004: „Erdwissenschaften und Öffentlichkeit“: Beitragskurzfassungen. – Ber. Inst. Geol. Paläont. Univ. Graz, 287–290, Graz.
- NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1993): The Austro-Alpine metamorphic basement east of the Tauern Window. – In: RAUMER, J.F. v. & NEUBAUER, F. (Hrsg.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 515–536, Berlin.
- NEUBAUER, F., HANDLER, R., HERMANN, S. & PAULUS, G. (1994): Revised Lithostratigraphy and Structure of the Eastern Graywacke Zone (Eastern Alps). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **86** (1993), 61–74, Wien.
- NOWAK, J. (1911): Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. – Bull. Acad. Sci. Cracovie, ser. A, **1911**, 57–112, Cracovie.
- OBERHÄNSLI, R., BOUSQUET, R., ENGI, M., GOFFÉ, B., GOSSO, G., HANDY, M., HÖCK, V., KOLLER, F., LARDEAUX, J.-M., POLLINO, R., ROSSI, PH., SCHUSTER, R., SCHWARTZ, ST. & SPALLA, I. (2004): Metamorphic structure of the Alps. Scale 1:1.000.000. – (Beilage in): BOUSQUET, R., ENGI, M., GOSSO, G., OBERHÄNSLI, R., BERGER, A., SPALLA, M.I., ZUCALI, M. & GOFFÉ, B.: Explanatory Notes to the Map: Metamorphic Structure of the Alps: Transition from the Western to the Central Alps. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **149**, 145–156, Wien.
- ÖNORM EN 1998-1 (2005): Eurocode 8: Auslegung von Bauwerken gegen Erdbeben. Teil 1: Grundlagen, Erdbebeneinwirkungen und Regeln für Hochbauten. Ausgabe 2005-06-01. ICS 91.010.30; 91.120.25, 243 S.
- ÖNORM B 1998-1 (2011). Eurocode 8: Auslegung von Bauwerken gegen Erdbeben. Teil 1: Grundlagen, Erdbebeneinwirkungen und Regeln für Hochbauten. Ausgabe 2011-06-15. ICS 91.010.30; 91.120.2, 36 S.
- PAAR, W.H. (1979): Gersdorffit (in zwei Strukturvarietäten) und Sb-haltiger Parkerit,  $Ni_3(Bi,Sb)_2S_{21}$ , von der Zinkwand, Schladminger Tauern, Österreich. – TMPM, III.F., **26**, 59–67, Wien.
- PATZELT, G. (1995): Day 1.-4. – In: SCHIRMER, W. (Ed.): Quaternary field trips in Central Europe. Nr. 7, Eastern Alps Traverse, 383–401, München.
- PEER, H.W. (1988): Neue Ergebnisse aus der Grenzzone zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben bei Öblarn (Steiermark). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 243–262, Wien.
- PEER, H.W. (1989): Rekristallisierte Blastomylonite aus Amphiboliten und Biotit-Plagioklasgneisen als deckentektonisches Trennelement zwischen Mittelostalpin und Oberostalpin im Walchengraben südlich von Öblarn (Steiermark). – Jb. Geol.B.-A., **132**, 475–487, Wien.

- PENCK, A. (1921): Die Höttinger Breccie und die Inntalterrasse nördlich Innsbruck. – Abh. d. Preußischen Akad. d. Wiss., 135 S., Berlin.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. 3. Bd. Die Eiszeiten in den Südalpen und im Bereich der Ostabdachung der Alpen. – 717–1199, Leipzig.
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1997): The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing palaeostresses in a collisional plate boundary. – *Tectonophysics*, **272**, 125–157, Amsterdam.
- PESTAL, G., HEJL, E., EGGER, H., HUSEN VAN, D., LINNER, M., MANDL, G., MOSER, M., REITNER, J., RUPP, CH. & SCHUSTER, R. (2005): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000. – Wien (Geol. B.-A.).
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (2009): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000. – 162 S., Geol. B.-A., Wien.
- PETRASCHECK, W.E., ERKAN, E. & HÖNIG, J. (1977): Die Gipslagerstätten der Steiermark. – In: GRÄF, W. (Schriftlftg.): Steirische Rohstoffreserven. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmuseum Joanneum, **38**, 89–99, Graz.
- PFEFFER, W. (1977): Versuch einer Untergliederung der Ennstaler Phyllitzone und Prospektion auf Uran und Scheelit. – Unveröff. Dipl.-Arb., Montanuniv. Leoben, 47 S., Leoben.
- PFEFFER, W. & SCHÜSSLER, F. (1977): Geologische Kartierung und Prospektion auf Uran und Scheelit in den westlichen Schladminger Tauern. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmuseum Joanneum, **38**, 101–104, Graz.
- PFERSCHI, G. (1975): Die Katastrophe von 1525. – Festschrift zur 50. Wiederkehr der zweiten Stadterhebung, 23–29, Schladming.
- PIROS, O., MANDL, G.W. & LOBITZER, H. (1997): Dasycladaceae from „Zaimkalk“ (= lagoonal Dachstein Limestone) of the Mandling Unit (Styria, Austria). – In: LOBITZER, H. & DUDICH, E. (Eds.): Advances in Joint Geological Research. – Occas. Papers Geol. Inst. Hungar., **189** (1996), 119–125, Budapest (MAFI).
- PIROS, O., PAVLIK, W., MOSER, M. & BRYDA, G. (2001): Vorläufige Ergebnisse zur Kalkalgenstratigraphie der Alpenen Mitteltrias aus dem Hochschwabgebiet. – In: MANDL, G.W. (Red.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 2001, Neuberg a. d. Mürz, 95–103, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1974): Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1974**, 71–88, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **151**, 304–324, Stuttgart.
- POBER, E. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen am Südrand der Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 127 Schladming. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/2**, 234–235, Wien.
- POBER, E. & MANDL, G.W. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 127 Schladming. – *Jb. Geol. B.-A.*, **128/2**, 286–287, Wien.
- POISEL, R. (1998): Kippen, Sacken, Gleiten. Geomechanik von Massenbewegungen und Felsböschungen. – *Felsbau*, **16**, 135–140, Essen.
- POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1989): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung. Teil 2: Massenbewegungen am Rand des Systems „hart auf weich“. – *Felsbau*, **7**, 16–20, Essen.
- PRESSLINGER, H. & KÖSTLER, H.J. (1993): Bergbau und Hüttenwesen im Bezirk Liezen (Steiermark). – *Kleine Schriften der Abteilung Schloss Trautenfels am Steiermärkischen Landesmuseum Joanneum*, **24**, 132 S., Trautenfels.
- PRIEWALDER, H. & SCHUMACHER, R. (1976): Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur durch Chitinozoen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976/2**, 95–114, Wien.
- PROCHASKA, W. (1993): Geologie und Lagerstätten des Bezirkes Liezen. – In: PRESSLINGER, H. & KÖSTLER, H.J. (Hrsg.): Bergbau und Hüttenwesen im Bezirk Liezen (Steiermark). – *Kleine Schriften der Abteilung Schloss Trautenfels am Steiermärkischen Landesmuseum Joanneum*, **24**, 7–14, Trautenfels.

- PUCHER, R. & HAHN, A. (1979): Flächenmäßige Erfassung der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes im Raum Bayerische Alpen – Tirol – Vorarlberg; Rückschluss auf Strukturen des Untergrundes. – Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Unveröff. Abschlußbericht zum BMFT-Forschungsvorhaben ET 3017 A – Aeromagnetik Alpen, 27 S., Hannover.
- RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1993): Palinspastic reconstruction of the Pre-Triassic basement units in the Alps: the Eastern Alps. – In: RAUMER, J.F. v. & NEUBAUER, F. (Hrsg.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 41–55, Berlin.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W. & LINZER, G. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part II. Structural analysis. – *Tectonics*, **10**, 257–271, Washington D.C.
- REIJMER, J.J.G. (1991): Sea level and sedimentation on the flanks of carbonate platforms. – Diss. Geol. Inst., Univ. Amsterdam, 162 S., Amsterdam.
- REISNER, M. (1988): Ein Beitrag zur Komplexinterpretation für den Kohlenwasserstoffabschluss in den Nördlichen Kalkalpen. – Dipl.-Arb. Montanuniv. Leoben, 82 S., Leoben.
- ROBASZYNSKI, F. & CARON, M. (1995): Foraminifères planctoniques du Crétacé: Commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. – *Bulletin de la Société géologique de France*, **166/6**, 681–692, Paris.
- ROBL, J.C. (2001): Strukturkontrollierte Lagerstätten im Raum Schladming (Obertal). – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Graz, 113 S., 1 Kt., Graz.
- ROBL, J.C., FRITZ, H., STÜWE, K. & BERNHARD, F. (2002): Cyclic fluid infiltration in structurally controlled Ag-Pb-Cu occurrences: (Schladming, Eastern Alps). – *PANGEO Austria*, 2002, 146–147, Salzburg.
- ROBL, J.C., FRITZ, H., STÜWE, K. & BERNHARD, F. (2004): Cyclic fluid infiltration in structurally controlled Ag-Pb-Cu occurrences (Schladming, Eastern Alps). – *Chemical Geology*, **205**, 17–36, Amsterdam.
- ROCKENSCHAUB, M. (1986): Geologische und geochronologische Untersuchungen im Grenzbereich Wölzer Kristallin – Schladminger Kristallin in den nördlichen und östlichen Schladminger Tauern (Steiermark). – Unpubl. Diss. Formal. u. Naturwiss. Fak., Univ. Wien, 140 S., 4 Beil., Wien.
- ROCKENSCHAUB, M. (1987): Strukturprägung im östlichen und nördlichen Grenzbereich zwischen Schladminger und Wölzer Kristallin und die Verbreitung der alpinen Metamorphose anhand neuer Altersdaten. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 634, Wien.
- RONIEWICZ, E., MANDL, G.W., EBLI, O. & LOBITZER, H. (2007): Early Norian Scleractinian Corals of the Dachstein Limestone of Feisterscharte, Southern Dachstein Plateau (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Jb. Geol. B.-A.*, **147**, 677–694, Wien.
- ROSSNER, R. (1972): Die Geologie des nordwestlichen St. Martiners Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin). – *Erlanger geol. Abh.*, **89**, 57 S., Erlangen.
- ROSSNER, R. (1979): Gebirgsbau und alpidische Tektonik am Nordostrand des Tauernfensterrahmens (nördliche Radstädter Tauern, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.* **122**, 251–367, Wien.
- RUPP, CH., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red.) (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geol. B.-A., Wien.
- SACHSENHOFER, R.F. (1989): Zur Inkohlung des Ennstalertiärs. – *Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-Naturw. Kl.*, **197**, 333–342, Wien.
- SANDERS, D. & OSTERMANN, M. (2006): Depositional setting of the sedimentary rocks containing the “warm-interglacial” fossil flora of the Höttinger Breccie (Pleistocene, Northern Calcareous Alps, Austria): a reconstruction. – *Veröff. Tirol. Landesm. Ferdinandeum*, **86**, 91–118, Innsbruck.
- SCHAEFTLEIN, H. (1962): Ein eigenartiges Hochmoor in den Schladminger Tauern. – *Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk.*, **92**, 104–119, Graz.

- SCHÄFFER, G. (1976): Einführung zur Geologischen Karte der Republik Österreich: Blatt 96, Bad Ischl. – In: Arbeitstagung der Geol. B.-A., Blatt 96 Bad Ischl, Salzkammergut, 6–26, Wien.
- SCHAUER, M. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen am Südrand des Dachsteinmassivs auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **134/3**, 504–506, 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.
- SCHEDL, A. (1987): Zur Vererzung des Gebietes Zinkwand-Vettern-Giglach. – In: MATURA, A. (Red.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 1987, Blatt 127 Schladming, 116–117, Wien.
- SCHEDL, A. (1994a): Detailergebnisse – Nickelhütte Hopfriesen (127/5004). – In: SCHERMANN, O., SCHEDL, A., LIPIARSKI, P., REITNER, H. & NEINAVAJE, H.: Erhebung und Bewertung ehemaliger Bergbau- und Hüttenstandorte hinsichtlich Risiko- und Folgenutzungspotentials – Haldenkataster: Pilotphase 1993, Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-036/93, 59–77, Wien.
- SCHEDL, A. (1994b): Aufbereitung (Poch- und Waschwerk) Hopfriesen. – In: SCHERMANN, O., SCHEDL, A., LIPIARSKI, P., REITNER, H. & NEINAVAJE, H.: Erhebung und Bewertung ehemaliger Bergbau- und Hüttenstandorte hinsichtlich Risiko- und Folgenutzungspotentials – Haldenkataster: Pilotphase 1993, Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-036/93, 78–87, Wien.
- SCHEDL, A. (1994c): Pb-Ag-Hütte Weitgassau (127/5001). – In: SCHERMANN, O., SCHEDL, A., LIPIARSKI, P., REITNER, H. & NEINAVAJE, H.: Erhebung und Bewertung ehemaliger Bergbau- und Hüttenstandorte hinsichtlich Risiko- und Folgenutzungspotentials – Haldenkataster: Pilotphase 1993, Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-036/93, 175–183, Wien.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., RABEDER, J., LIPIARSKI, P. & PROSKE, H. (2006): Systematische Erhebung von Bergbauen und Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet („Bergbau-/Haldenkataster“) Bundesland Steiermark, Teil I (Jahresendbericht, Projekt Ü-LG-040/2004). – Unveröff. Ber. (Archiv f. Lagerst. Geol. B.-A.), 154 S., in 3 Bänden, Wien.
- SCHIEDLERER, A., BOROVICZENY, F., GRAF, W., HOFMANN, TH., MANDL, G.W., SCHUBERT, G., STICHLER, W., TRIMBORN, P. & KRALIK, M. (2001): Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“. Band 2: Karsthydrologie und Kontaminationsrisiko von Quellen. – Monographien Umweltbundesamt, **108**, und Archiv f. Lagerstättenf. Geol. B.-A., **21**, 155 S., 2 Beil., Umweltbundesamt und Geol. B.-A., Wien.
- SCHNEIDER, H.A. (1960a): Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitzen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **11**, 67–110, Wien.
- SCHNEIDER, H.A. (1960b): Geologie der Steirischen und Lungauer Kalkspitze. – Unpubl. Diss., Univ. Wien, 159 S., Wien.
- SCHLAGER, W. (1966): Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse. I. Zlambachschichten beim Hinteren Gosausee (Oberösterreich). – Verh. Geol. B.-A., **1966**, 93–106, Wien.
- SCHLAGER, W. (1967a): Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich) II. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **17** (1966), 205–282, Wien.
- SCHLAGER, W. (1967b): Hallstätter- und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1967**, 50–70, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (2003): Die Plassen-Formation der Typlokalität (Salzkammergut, Österreich), neue Daten zu Fazies, Sedimentologie und Stratigraphie. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **46**, 1–34, Wien.
- SCHMID, CH., MANDL, G.W. & WESSELY, G. (2003): Thermalwasserbohrung Bad Mitterndorf TH1 – ein kalkalpiner Tiefenausschluss im Steirischen Salzkammergut. Beiträge zur Geologie des Salzkammergutes: Begleitband zur Tagung Erde-Mensch-Kultur-Umwelt. – Gmünder Geo-Studien, **2**, 255–264, Gmunden.

- SCHMID, CH., SUETTE, G. & WEBER, F. (2005): Erste Ergebnisse reflexionsseismischer Messungen im Ennstal zwischen Liezen und Weng (Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **145**, 107–114, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geol. Helv.*, **97**, 93–117, Basel.
- SCHMID, S.M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKI, K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. – *Swiss. J. Geol.*, **101**, 139–183, Basel (Birkhäuser).
- SCHMIDEGG, O. (1936): Aufnahmsbericht über Blatt „Radstatt“ (5051). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1936**, 59–63, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1937): Aufnahmsbericht über Blatt „Radstatt“ (5051). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1937**, 50–52, Wien.
- SCHMIDEGG, O. (1938): Aufnahmsbericht über Blatt Radstatt (5051). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1938**, 45–47, Wien.
- SCHMIED, H. (1959): Beitrag zur Kenntnis der geologie der Westlichen Schladminger Tauern. – Unveröff. Diss. Phil. Fak., Univ. Wien, 134 S., Wien.
- SCHÖN, J. (1983): Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen. – 405 S., Berlin (Akademie-Verlag).
- SCHRAMM, J.-M. (1977): Über die Verbreitung epi- und anchimetamorpher Sedimentgesteine in der Grauwackenzone und in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) – ein Zwischenbericht. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **7/2**, 3–20, Innsbruck.
- SCHRAMM, J.-M. (1980): Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen der im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **71/72**, 379–384, Wien.
- SCHRAMM, J.-M. (1982): Überlegungen zur Metamorphose des klastischen Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen vom Alpenostrand bis zum Rätikon (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1982**, 73–83, Wien.
- SCHUBERT, G. (1992): Die hydrogeologischen Verhältnisse im Einzugsgebiet der nördlichen Taurach bei Obertauern (Radstädter Tauern, Salzburg) unter Berücksichtigung anthropogener Einflüsse. – Unveröff. Diss., Techn. Univ. Graz, 160 S., Graz.
- SCHUBERT, G. (2001): Hydrogeologie des Dachsteinmassivs. – In: SCHEIDLEDER, A., BOROVICZENY, F., GRAF, W., HOFMANN, TH., MANDL, G.W., SCHUBERT, G., STICHLER, W., TRIMBORN, P. & KRALIK, M.: Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“. Band 2: Karsthydrologie und Kontaminationsrisiko von Quellen. – *Archiv f. Lagerstättenf. Geol. B.-A.*, **21**, 111–125, Wien.
- SCHÜSSLER, F. (1976): Versuch einer Untergliederung der Ennstaler Phyllitzone und Prospektion auf Uran. – Unveröff. Dipl.-Arb., Montanuniv. Leoben, 32 S., 1 Kt., Leoben.
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2008): Permian metamorphic events in the Alps. – *Geology*, **36/8**, 303–306, Boulder.
- SCHUSTER, R., LINNER, M., HEJL, E. & PESTAL, G. (2009): Koralmpe-Wölz-Deckensystem. – In: PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000, 62–69, Geol. B.-A., Wien.
- SCHWINNER, R. (1923): Die Niedern Tauern. – *Geol. Rundschau.*, **14**, 26–56, 155–163, Berlin.
- SCHWINNER, R. (1951): Die Zentralzone der Ostalpen. – In: SCHAFFER, F.X.: *Geologie von Österreich*. – 2. Aufl., 105–232, Wien (Deuticke).
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1.000.000 (Isanomalien der Totalintensität Epoche 1977.7). – *Geol. B.-A.*, Wien.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1987a): Aerogeophysikalische Vermessung des oberen Ennstales; Gebiet Öblarn. – *Proj. Ber. Stc-1e/83*, 39 S., FGJ Wien–Leoben.
- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1987b): Aerogeophysikalische Vermessung des oberen Ennstales; Gebiet Pruggern. – *Proj. Ber. StC-10/80*, 39 S., FGJ Wien–Leoben.

- SEIBERL, W. & HEINZ, H. (1987c): Aerogeophysikalische Vermessung des oberen Ennstales; Gebiet Aigen. – Proj. Ber. StC-10/86, 38 S., Geol.B.-A., Wien.
- SEIBERL, W., HEINZ, H. & GNOJEK, I. (1993): Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Kompilierte geomagnetische Karte und qualitative Interpretation. – In: KRÖLL, A., GNOJEK, I., HEINZ, H., JIŘÍČEK, R., MEURERS, B., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete, 4–7, Wien.
- SEIBERL, W., KOVÁČSVÖLGYI, S., ŠEFARA, J. & SZABÓ, Z. (2000): Magnetic Anomalies. – In: CSÁSZÁR, G. (Ed.): Danubian Region Environmental Geology Programme DANREG – Explanatory Notes. – Jb. Geol. B.-A., **142**, 555–560, Wien.
- SEIDL, A. (1982): Geologische, geochemische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Ennstal und Krahbergerzinken südlich von Schladming (Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb., Ludwig-Maximilians-Univ., München.
- SENARCLENS-GRANCY, W. (1962): Beiträge zur Eingliederung der Moränen der Schladminger Tauern, der Mitterennstaler Moore und der Ramsau- oder Ennstalterrasse bei Schladming in das alpine Jungquartär. – Jb. Geol. B.-A., **105**, 65–128, Wien.
- SIMONY, F. (1846): Traunalluvien (bei Ischl). – 1 Bl., Archiv Geol. B.-A., Wien.
- SIMONY, F. (1851): Beobachtungen über das Vorkommen von Urgebirgsgeschieben auf dem Dachsteingebirge. – Jb. Geol. R.-A., **2/2**, 159–160, Wien.
- SIMONY, F. (1864): Eine Gollingfahrt. – Mitt. Österr. Alpenverein, **2**, 157–182, Wien.
- SIMONY, F. (1895): Das Dachsteingebiet. – 152 S., Wien (Ed. Hölzl).
- SLAPANSKY, P. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 430–431, Wien.
- SLAPANSKY, P. (1987a): Geologische und geochronologische Untersuchungen im Grenzbe-  
reich Schladminger Kristallin – Radstädter Quarzphyllite (Seekarspitz – Geißstein-Gebiet,  
NE Radstädter Tauern). – Unpubl. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak., Univ. Wien, 286 S.,  
Wien.
- SLAPANSKY, P. (1987b): Kalkspitzen-Mesozoikum. – In: MATURA, A. (Red.): Arbeitstagung Geol.  
B.-A. 1987, Blatt 127 Schladming, 33–37, Wien.
- SLAPANSKY, P. (1988): Berichte 1987 über geologische Aufnahmen im Kalkspitzenmesozoi-  
kum auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 449, Wien.
- SLAPANSKY, P. & AHL, A. (2012): Geophysikalische Untersuchungen. – In: MANDL, G.W., HUSEN  
VAN, D. & LOBITZER, H. (2012): Erläuterungen zu Blatt 96 Bad Ischl. – 107–116, Geol. B.-A.,  
Wien.
- 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: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 244–262,  
Wien (Deuticke).
- SOFFEL, H.C. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus. – XI + 276 S., Berlin.
- SPAUN, G. (1964): Das Quartär im Ennstal zwischen Hieflau und Altenmarkt. – Mitt. Ges.  
Geol. Bergbaustud, **14**, 149–184, Wien.
- SPENGLER, E. (1934): Über den Zusammenhang zwischen Dachstein und Totem Gebirge. –  
Verh. Geol. B.-A., **1934**, 80–86, Wien.
- SPENGLER, E. (1952): Zur Frage des tektonischen Zusammenhanges zwischen Dachstein-  
und Tennengebirge. – Verh. Geol. B.-A., **1952/2**, 65–85, Wien.
- SPENGLER, E. (1956): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der  
Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil: Mittelabschnitt. – Jb. Geol. B.-A., **99**, 1–74, Wien.
- SPÖTL, CH. & PAK, E. (1996): A strontium and sulfur isotopic study of Permo-Triassic eva-  
porites in the Northern Calcareous Alps, Austria. – Chemical Geology, **131**, 219–234,  
Amsterdam.

- 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.
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). – *Facies*, **4**, 215–348, Erlangen.
- STEIGER, T. & WURM, D. (1980): Faziesmuster oberjurassische Plattform-Karbonate (Plassen-Kalke, Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich). – *Facies*, **2**, 241–284, Erlangen.
- STEINER, G.M., ENGLMAIER, P., FINK, M.H., GRÜNWEIS, F.M., HÖFNER, I., KÖRNER, I., STRÖHLE, A. & WOLF, W. (1982): Österreichischer Moorschutzkatalog. 1. Aufl. – Grüne Reihe des BM für Gesundheit und Umweltschutz, 236 S., Wien.
- STEINER, G.M., ZECHMEISTER, H., REITER, K., KARNER, P., WRBKA, T., ENGLMAIER, P. & GRÜNWEIS, F.M. (1992): Österreichischer Moorschutzkatalog, 4. Aufl. – Grüne Reihe des BM für Umwelt, Jugend und Familie, 509 S., Graz (styria medienservice).
- STEINIGER, F.F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, **209**, 1–19, Frankfurt/Main.
- STEININGER, F.F., RÖGL, F., HOCHULI, P. & MÜLLER, C. (1989): Lignite deposition and marine cycles. The Austrian Tertiary lignite deposits – A case history. – *Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Abt. I*, **197**, 309–332, Wien.
- STIEGLER, CH. (2011): Untersuchungen zur Vegetation, Mikroklima und Permafrostverbreitung an einem Kondenswassermoor bei Schladming (Steiermark). – Magisterarbeit an der Karl-Franzens-Universität Graz, 120 S., Graz.
- STINY, J. (1928): Vorläufiges, generelles Geologisches Gutachten betreffend die Errichtung von Stausperren im Sammelgebiete des Talbaches und des Preuneggabaches bei Schladming. – Unveröff. Gutachten, 3 S., Wien (GBA-Archiv Nr. A 14460-R).
- STINY, J. (1941): Unsere Täler wachsen zu. – *Geologie u. Bauwesen*, **13**, 49–71, Wien.
- STIPPERGER, W. (1993): Öblarn, Niederöblarn, Gstatt. Vergangenheit und Gegenwart. – 96 S., Öblarn.
- STUR, D. (1853): Die geologische Beschaffenheit des Enns-Thales. – *Jb. Geol. R.-A.*, **4**, 461–483, Wien.
- STUR, D. (1854): Die geologische Beschaffenheit der Centralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger. – *Jb. Geol. R.-A.*, **5**, 818–852, Wien.
- STUR, D. & LIPOLD, M.V. (1854): Umgebung der Radstädter Tauern, 1:144.000 [geol. Manuskriptkarte], handcoloriert. *Archiv der Geol. B.-A.*: A 01143-m144/2/12-4.
- SUCESS, E. (1893): Are great ocean depths permanent? – *Natural Science*, **2**, 180–187, London.
- SUMMESBERGER, H. (1966): Stellungnahme zu einigen Schichtgliedern der nordalpinen Mitteltrias. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **16** (1965), 71–83, Wien.
- THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G. (1989): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1.000.000 (Textteil). – 141 S., Wien (Geol. B.-A.).
- THÖNI, M. (2006): Dating eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps – approaches, results, interpretations: a review. – *Mineralogy and Petrology*, **88**, 123–148, Wien.
- TOLLMANN, A. (1958): Semmering und Radstädter Tauern. Ein Vergleich in Schichtfolge und Bau. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **50** (1957), 325–354, Wien.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des Zentralalpinen Mesozoikums. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **10**, 1–62, Wien.
- TOLLMANN, A. (1961a): Der Twenger Wandzug (Radstädter Tauern). – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **53**, 117–131, Wien.

- TOLLMANN, A. (1961b): Neue Ergebnisse über den Deckenbau der Ostalpen auf Grund faziel-  
ler und tektonischer Untersuchungen. – Geol. Rundschau, **50**, 506–514, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. – 256 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1969) : Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 2. Teil: Der Mittelab-  
schnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **61** (1968), 124–181, Wien.
- TOLLMANN, A. (1972): Der karpatische Einfluss am Ostrand der Alpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien,  
**64** (1971), 173–208, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976a): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II: Analyse des klassi-  
schen Nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalk-  
alpen. – XV + 580 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1976b): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil III: Der Bau der Nördli-  
chen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. – IX + 457 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Bd. I. Die Zentralalpen. – XIV + 766 S., Wien  
(Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter  
Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. –  
Mitt. Österr. Geol. Ges., **74/75** (1981/1982), 167–195, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Bd. II. Außerzentralalpiner Anteil. – XIII +  
710 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1986): Geologie von Österreich. Bd. III. Gesamtübersicht. – 718 S., Wien (Deu-  
ticke).
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E. (1963): Das Alter des hochgelegenen „Ennstal-Ter-  
tiärs“. – Mitt. Österr. Geogr. Ges., **104** (1962), 337–347, Wien.
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E. (1970): Geologische und mikropaläontologische Un-  
tersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. – Geologica et  
Palaeontologica, **4**, 87–145, Marburg.
- TRAUTH, F. (1925): Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. 1. Teil. –  
Denkschr. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-Naturw. Kl., **100**, 101–212, Wien.
- TRAUTH, F. (1927): Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. 2. Teil. –  
Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-Naturw. Kl., **101**, 29–65, Wien.
- TREMEL, F. (1954): Der Frühkapitalismus in Innerösterreich. – 173 S., 1 Karte, Graz (Leykam).
- TRIMBORN, P., STICHLER, W. & GRAF, W. (2001): Umweltisotopen. – In: SCHEIDLEDER, A., BOROVIC-  
CZENY, F., GRAF, W., HOFMANN, TH., MANDL, G.W., SCHUBERT, G., STICHLER, W., TRIMBORN, P. &  
KRALIK, M.: Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“. Band 2: Karsthydrologie und Kontami-  
nationsrisiko von Quellen. – Archiv f. Lagerstättenf. Geol. B.-A., **21**, 86–100, Wien.
- TRIMMEL, H. (1963): Die Neubearbeitung der Dachsteinmammuthöhle und einige Bemerkun-  
gen über schichtgebundene Höhlenräume. – Akten des III. Internationalen Kongresses  
über Speläologie, III, 235–239, Wien.
- TRIMMEL, H. (2001): Das Schutzgebietsnetz „Natura 2000“ der Europäischen Union und die  
Karstgebiete der Österreichischen Alpen. – Die Höhle, **52/3**, 70–84, Wien.
- TRIMMEL, H. (2004): Zur historischen Entwicklung der Ansichten über die Genese von Karst  
und Höhlen im Dachsteingebiet. – Jb. Geol. B.-A., **144**, 127–131, Wien.
- UNTERSWEIG, TH. & SCHWENDT, A. (1996): Blockgletscher und Quellen in den Niederen Tauern. –  
Mitt. Österr. Geol. Ges., **87**, 47–55, Wien.
- VACEK, M. (1884): Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern. – Jb. Geol. R.-A., **34**, 609–  
634, Wien.
- VACEK, M. (1893): Über die Schladminger Gneismasse und ihre Umgebung. – Verh. Geol.  
R.-A., **1893**, 382–396, Wien.
- VOHRZYKA, K. (1957): Geologie der mittleren Schladminger Tauern. – Mitt. Ges. Geol. Berg-  
baustud., **8**, 1–43, Wien.

- VOLL, G. (1977): Seriengliederung, Gefügeentwicklung und Metamorphose in den Nördlichen Radstädter Tauern zwischen Forstau- und Preunegg-Tal. – In: BÖGEL, H. (Hrsg.): Geodynamics and geotraverses around the Alps, 2 S., Salzburg.
- WAGNER, L.R. (1998): Tectono-stratigraphy and hydrocarbons in the Molasse Foredeep of Salzburg, Upper and Lower Austria. – In: MASCLE, A., PUIGDEFABREGAS, C., LUTHERBACHER, H.P. & FERNANDEZ, M. (Hrsg.): Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. – Geol. Soc. Spec. Publ., **134**, 339–369, London.
- WAGREICH, M. (1998): Lithostratigraphie, Fazies und Sequenzstratigraphie der Gosau-Gruppe von Bad Ischl und Strobl am Wolfgangsee (Oberturon-Maastricht, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **141/2**, 209–234, Wien.
- WAGREICH, M., ZETTER, R., BRYDA, G. & PERESSON, H. (1997): Das Tertiär von Hieflau (Steiermark): Untermiozäne Sedimentation in den östlichen Kalkalpen. – Zentralbl. Geol. Paläont., Teil I, Allg., Angew. Reg. u. Historische Geologie, **1996**, 633–645, Stuttgart.
- WAKONIGG, H. (1996): Unterkühlte Schutthalden. – Arbeiten aus dem Inst. f. Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz, Beiträge zur Permafrostforschung in Österreich, **33**, 209–223, Graz.
- WAKONIGG, H. (2001): Ergebnisse von Temperatur-Dauerregistrierungen am „Toteisboden“ im Schladminger Untertal. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **131**, 41–56, Graz.
- WALACH, G. & MAURITSCH, H.J. (1985): Gesteinsphysikalische Untersuchungen an Gesteinen der Ennstaler Phyllite, Schladminger Altkristallin, Wölzer Einheit und Gurktaler Decke. Abschlussbericht 1984. – Unveröff. Bericht Projekt St-C-0001/84, 41 S., Leoben (GBA-Archiv Nr. A 06123-R).
- WEBER, L. (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs (Erläuterungen zur Minerogenetischen Karte der von Österreich unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe). – Archiv f. Lagerstättenf. Geol. B.-A., **19**, 607 S., Wien.
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der Österreichischen Braunkohlenvorkommen. – Archiv f. Lagerstättenf. Geol. B.-A., **4**, 317 S., Wien.
- WEINGARTNER, H., LAIMER, H.-J. & TÜRK, R. (2006): Lehrpfad Hallstätter Gletscher – ein Begleiter durch die Gebirgslandschaft am Dachstein. – 123 S., Linz.
- WEISS, A. (1987a): Zur Geschichte des Schladminger Bergbaues. – In: MATURA, A. (Red.): Arbeitstagung Geol. B.-A. 1987, Blatt 127 Schladming, 118–123, Wien.
- WEISS, A. (1987b): Zur Geschichte des Schladminger Bergbaues. – In: SCHABL, A., WEISS, A. & WOLFBAUER, J. (Hrsg.): Bibliographie aus der Lagerstättendokumentation Niedere Tauern. – Rohstoffforschung Leoben, 5–10, Leoben.
- WEISS, A. (2002): Beitrag zur Montangeschichte der Niederen Tauern: unter besonderer Berücksichtigung des Nickel- und Kobaltbergbaus. – In: Nickel im 19. Jahrhundert: Das Wirken von Rudolf Ritter von Gersdorff und Rudolf Flechner im Schladminger Berg- und Hüttenwesen, 14–19, Schladming (Selbstverlag der Gemeinde).
- WEISS, A. (2003): Zur Gewinnung und Verarbeitung von Kobalt- und Nickelerzen in der Steiermark und in Salzburg im 18. und 19. Jahrhundert. – Res montanarum, **30**, 10–18, Leoben.
- WEISS, A. (2004): Die Beurteilung von Altbergbauen im hochalpinen Gelände an Hand von Archivunterlagen am Beispiel Schladming. – 4. Altbergbau-Kolloquium, 139–145, Essen.
- WEISS, A. (2005): Schladming, ein Zentrum der Montantechnologie im 18. Jahrhundert. – Vom Kobalterz- zum Braunkohlenbergbau. – Katalog zur Ausstellung im Reisingerhaus in Schladming vom 24. Juni bis 26. Oktober 2005, 1–14, Schladming (Stadtmuseum).
- WEISS, A. (2006): Schladming – ein bemerkenswertes hochalpines Bergbaugebiet. – Res montanarum, **38**, 66–72, Leoben.
- WEISS, A. (2007): Zur Geschichte des Kohlenbergbaus bei Schladming. – Da schau her, **28/1**, 6–10, Trautenfels.

- WEISS, A. (2008): Zur Geschichte des Schladminger Bergbaus im 18. Jahrhundert. – Zeitschrift des Historischen Vereines für Steiermark, **99**, 269–292, Graz.
- WEISS, A. (2009): Bergbau in der Gemeinde Rohrmoos-Untertal. – In: Die Gemeinde Rohrmoos-Untertal, 209–240, Rohrmoos-Untertal.
- WEISS, A. & KRAML, H. (2012): Hüttenwerke im Raum Schladming. – Da schau her, **33/1**, 13–16, Trautenfels.
- WEISS, E.H. (1958): Zur Petrographie der Hohen Wildstelle (Schladminger Tauern). – Joann. Min. Mittbl., **2**, 69–109, Graz.
- WERNER, H.G. (2002): Lagerstättenkundliche Untersuchungen der Vererzungen des nördlichen Obertales (Schladming). – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Graz, 94 S., Graz.
- WERNER, W. (1980): Geologische, geochemische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Ennstal und Rossfeld südwestlich Schladmings. – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. München, 166 S., 1 Kt., München.
- WERNER, W., SEIDL, A. & HÖLL, R. (1995): Die permoskythische Forstauerie im Nordteil der Schladminger Tauern. – Unpubl. Manuskript, 35 S., Tab. mit Modalanalysen, Archiv der GBA, Wien.
- WICHNER, J. (1891): Kloster Admont und seine Beziehungen zum Bergbau und Hüttenbetrieb. – Berg- u. Hüttenm. Jb., **39**, 111–176, Wien.
- WIESENER, H. (1939a): Aufnahmsbericht für 1938 über Blatt Gröbmung – St. Nikolai (5052). – Verh. Geol. B.-A., **1939**, 96–98, Wien.
- WIESENER, H. (1939b): Beiträge zur Geologie und Petrographie der Rottenmanner und Sölker Tauern. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., **50**, 273–304, Leipzig.
- WINKLER-HERMADEN, A. (1950): Tertiäre Ablagerungen und junge Landformung im Bereich des Längstales der Enns. – Sitzungsber. Österr. Akad. d. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Abt. I, **159**, 255–280, Wien.
- WOLKINGER, F. (1965): Die Moorforschung in der Steiermark. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **95**, 287–303, Graz.
- WURM, D. (1982): Mikrofazies, Paläontologie und Palökologie der Dachsteinriffkalke (Nor) des Gosaukammes, Österreich. – Facies, **6**, 203–296, Erlangen.
- ZAILER, V. (1910): Die Entstehungsgeschichte der Moore im Flußgebiet der Enns. – Zt. f. Moorkultur und Torfverwertung, **8**, 1–83, 105–154, 171–203, Wien.
- ZANKL, H. (1969): Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. – Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges., **519**, 123 S., Frankfurt/Main.
- 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, Berlin.
- ZISCHINSKY, U. (1967): Bewegungsbilder instabiler Talflanken. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **17**, 127–168, Wien.
- ZISCHINSKY, U. (1969): Über Bergzerreissung und Talzus Schub. – Geol. Rundschau, **58**, 974–983, Stuttgart.
- ZÖTL, J. (1957): Hydrologische Untersuchungen im östlichen Dachsteingebiet. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **87**, 182–205, Graz.
- ZÖTL, J. (1961): Die Hydrographie des nordostalpinen Karstes. – Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, **12/13** (1960/1961), 53–183, Graz.
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2006a): Molassezone Salzburg-Oberösterreich, Schwerekarte (Isanomalien der Bouguerschwere) 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2006b): Schwerekarte. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg-Oberösterreich, 8–14, Wien.



Abb. 35. Verlandungsbereich im Untertal im Rückstau des Blockwerks beim Gasthof Tetter; im Hintergrund Mandispitz (1) und Greifenberg (2). Foto: D. VAN HUSEN.



Abb. 36. Hangbrekzie Ramsau-Burgleiten; das Schichteinfallen (S) entspricht jenem der rezenten Schutthalden. Bereiche (1) und (2) zeigen bewegte Blöcke mit verstellter Schichtung (Sv). Foto: D. VAN HUSEN.



Abb. 37.  
Blick von der Hochwurzen in das Trogtal des mittleren Obertales. Hochgolling 2.862 m (1).  
Foto: D. VAN HUSEN.



Abb. 38.  
Kiesgrube auf der Rössingkogel-Nordseite; deutlich wechselndes Schichteinfallen (weiße Linien) im geschichteten Dolomitschutt im Liegenden eines ehemaligen Bodenhorizontes (Pfeile). Darüber hangparallel geschichteter, jüngerer Schutt. Foto: G.W. MANDL (Abbaustand: Juli 2007).



Abb. 39.

Vetternspitzen (2.524 m), Ansicht von Nordwesten. Stollenmundlöcher und Halden des historischen Bergbaues „Vöttern“ mit Ni-, Co- Vererzungen. Foto: T. SCHACHINGER.

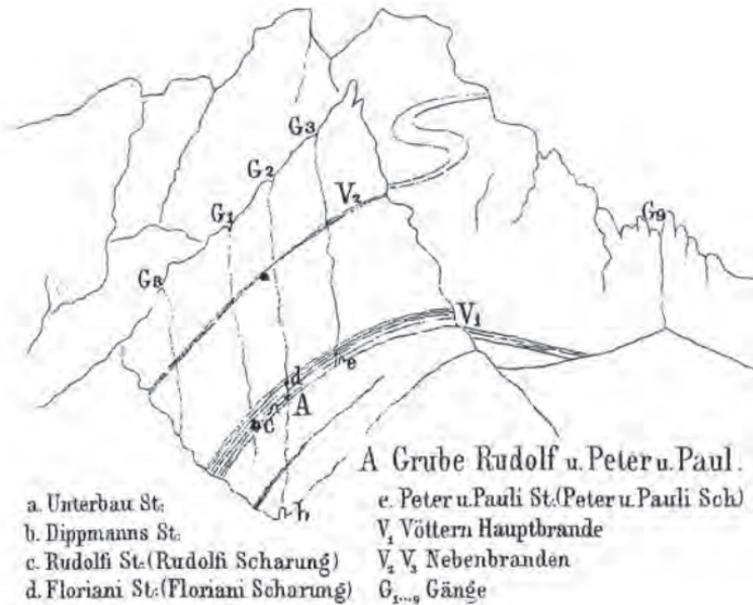


Abb. 40.

Ansicht des Vöttern Bergbaues nach einer Darstellung aus AIGNER (1860).

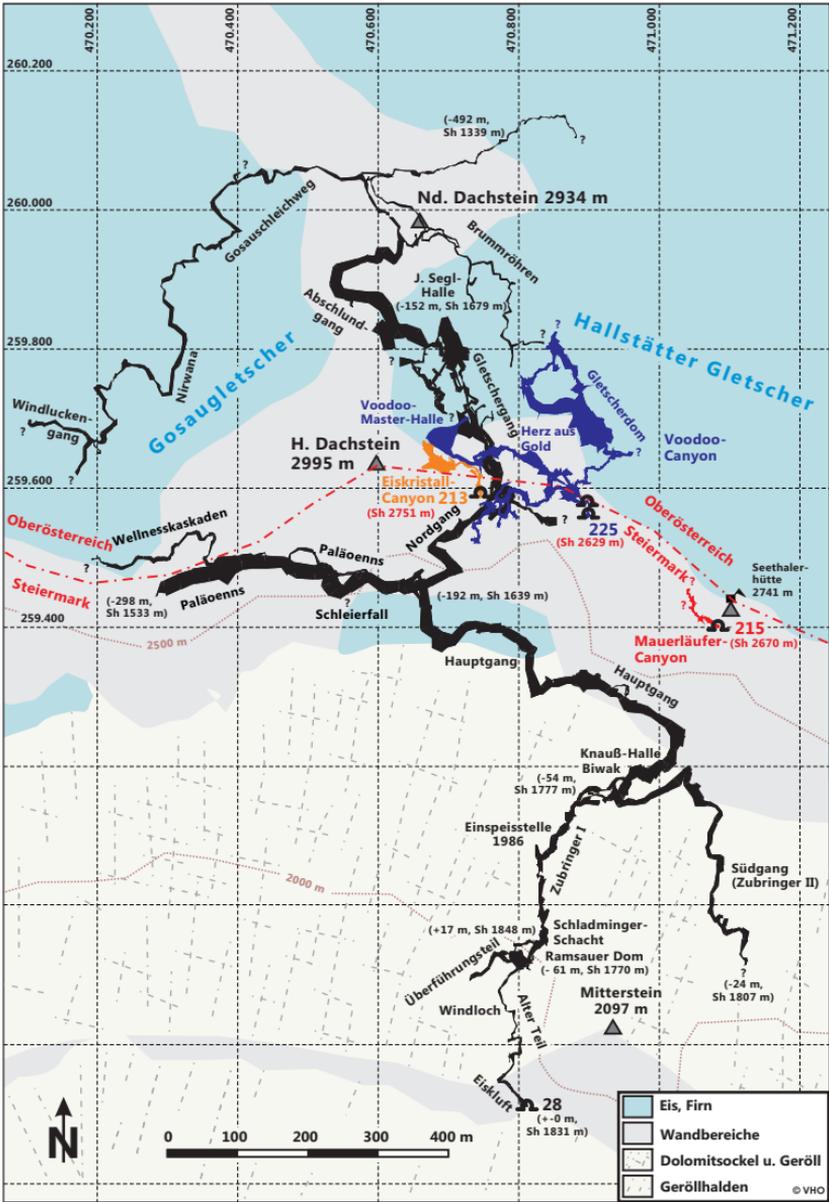


Abb. 41. Höhlenverlaufsplan der Südwandhöhle (1543/28), des Voodoo-Canyons (1543/225), des Mauerläufer-Canyons (1543/215) und des Eiskristall-Canyons (1543/213). Aufbereitung der Vermessungsdaten mit Kompass. Zeichnung: R. SEEBACHER (VHO).

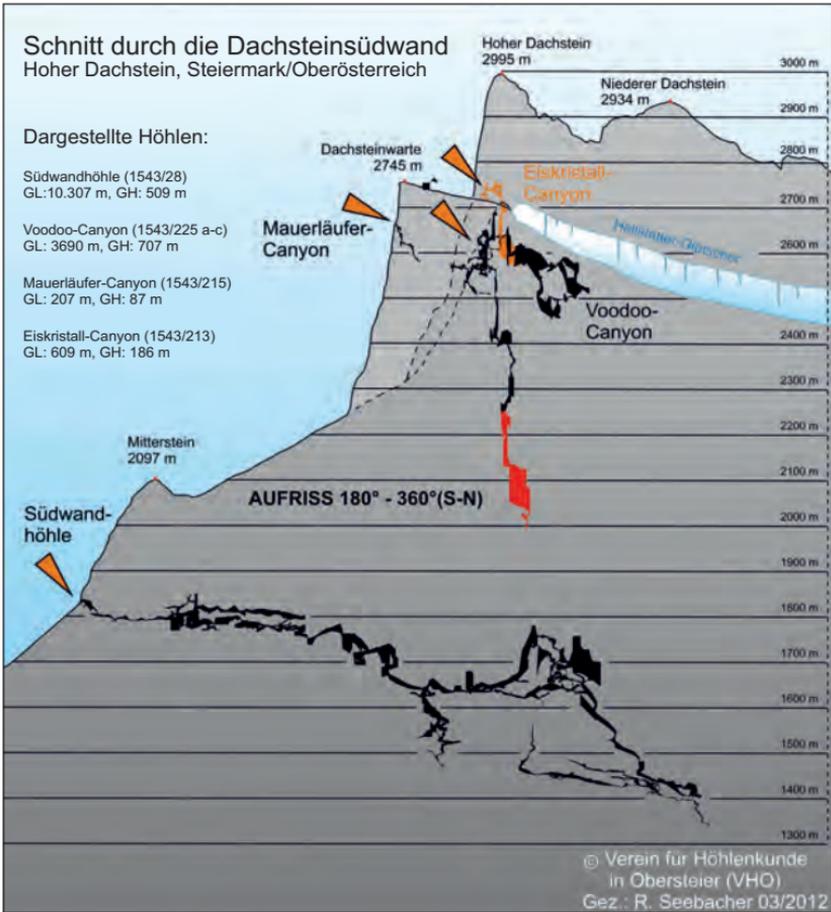


Abb. 42.  
Die Dachsteinsüdwand und ihre Höhlen im Schnitt. Zeichnung: R. SEEBACHER (VHO).



**Tafel 1**

Erläuterungen 127 Schladming

**Gschnitz**



Gletscherzunge

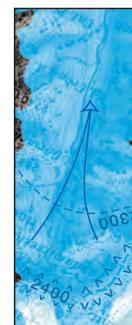


Ausdehnung nicht erkennbar



Nicht untersucht

**Würm**



Eisstromnetz

Eisflussrichtung

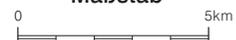
Eishöhe

Eisscheitel mit Höhenlage



Firnkämme

**Maßstab**

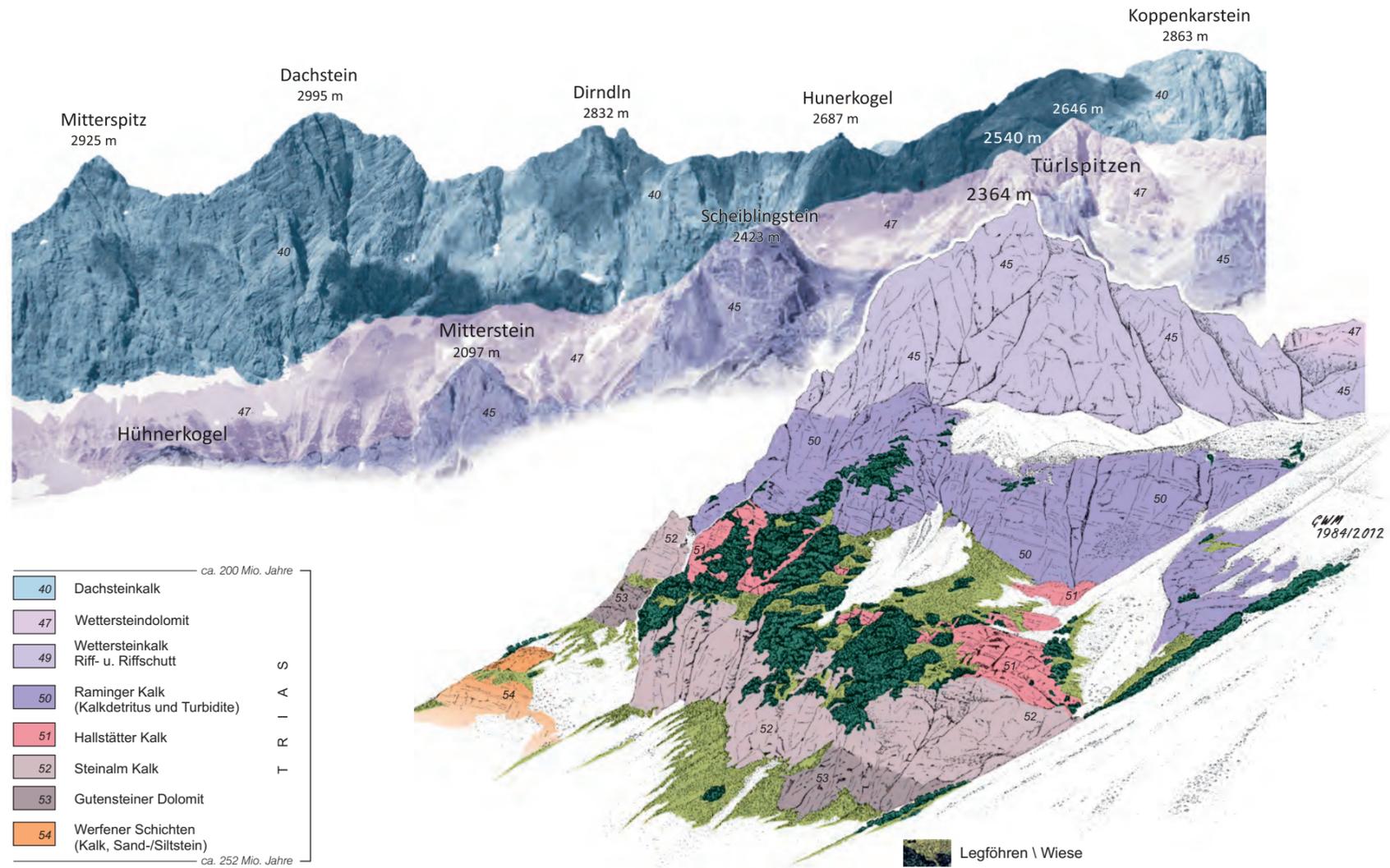


Topographie: © BEV – 2014, vervielfältigt mit Genehmigung des BEV – Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, T2014/108124.

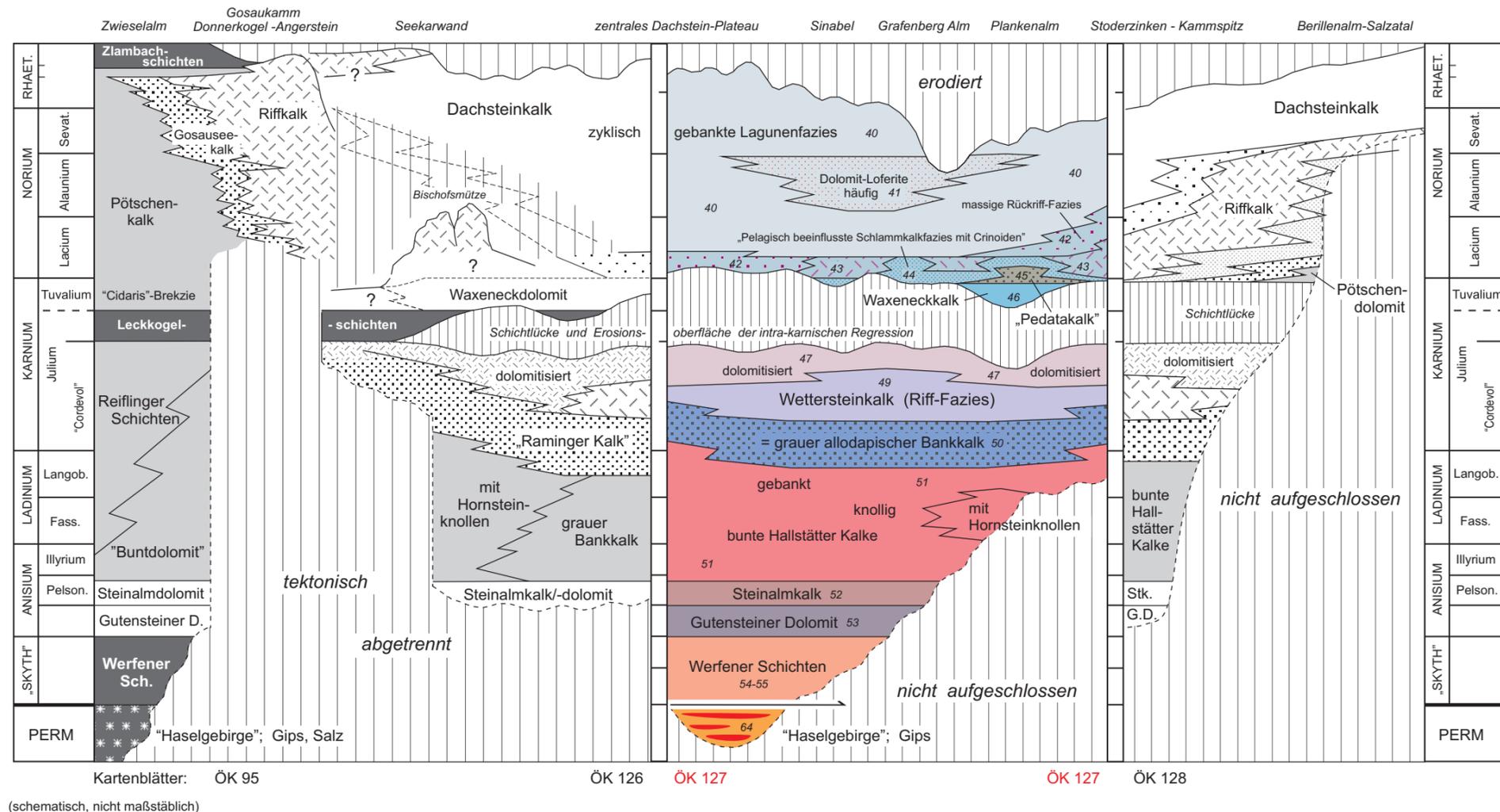
Reliefschummung abgeleitet aus SRTM-90 Daten (Shuttle Radar Topography Mission USGS 2003).

Graphik: M. Brüggemann-Ledolter

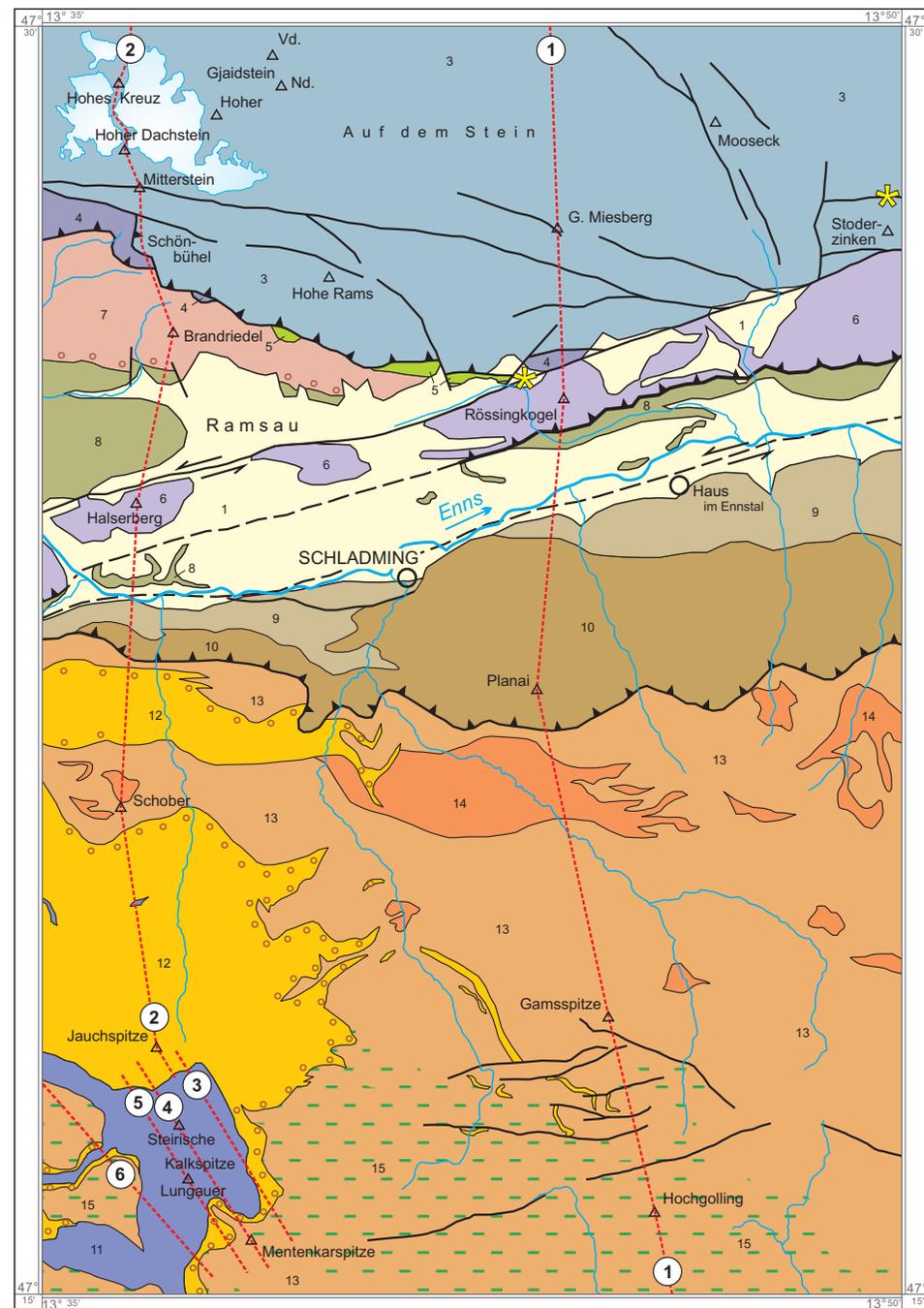
### A Die Trias-Schichtfolge im Bereich Dachstein - Türlspitzen



### B Trias-Stratigraphie und Plattform/Becken-Übergänge in der Dachstein-Decke (Ausschnitt des Kartenblattes 127-Schladming farbig hervorgehoben)



Tafel 3

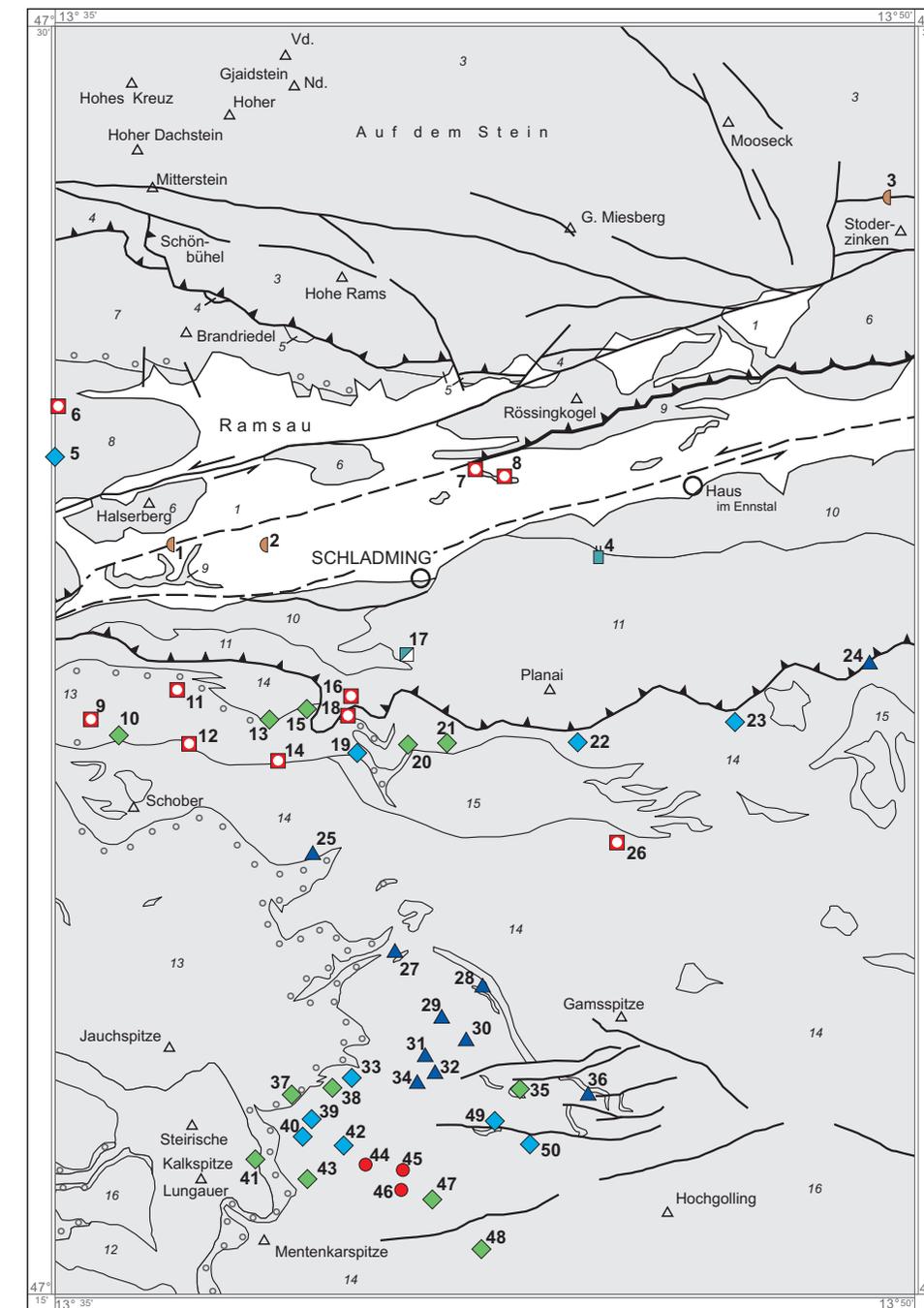


**A** Tektonische Übersichtsskizze des Kartenblattes ÖK 127 Schlading und Lage der Profilschnitte

- 1 Quartäre Sedimente des Ennstales und der Ramsau
  - 2 „Tertiär“ beim Lodenwälder und auf der Stoder-Alm
  - 3 Dachstein-Decke
  - 4 Schollen des Raucheck und der Weißen Kögel
  - 5 Oberjura-/Gosau-Schollen des Dachstein-Südrandes
  - 6 Mandlingzug
  - 7 Werfener Schuppenzone mit Transgressionskontakt
  - 8 Grauwacken-Zone
  - 9 Ennstaler Phyllitzone
  - 10 Wölz-Komplex
  - 11 Karbonatgesteine der Kalkspitzen
  - 12 Lantschfeldquarzit, Quarzphyllit mit Transgressionskontakt
  - 13 Riesach-Komplex mit sauren Metaplutoniten
  - 14 Golling-Komplex (Metavulkanit-Komplex)
  - 15
- Störung sicher / vermutet  
 Seitenverschiebung  
 Überschiebung  
 1 Lage der Profilschnitte

Tafel 3

Erläuterungen 127 Schlading



**B** Mineralische Rohstoffe und Lageplan der Bergbaue des Kartenblattes ÖK 127 Schlading

*Kursive Nummern* der tektonischen Einheiten siehe Tafel 3 A

- Rohstoff**
- Fe-Cu (komplex, vorwiegend Pyrit, Magnetkies)
  - Cu-Fe (polymetallisch, vorwiegend Kupferkies)
  - Cu-Ag (komplex, vorwiegend Fahlerz)
  - Pb-Zn-Cu-Ag (Bleiglanz, Zinkblende + Fahlerz)
  - As (komplex, vorwiegend Arsenkies + Pyrit)
  - Ni-Co-As-Cu (komplex)
  - Alaun
  - Braunkohle

- Bergbaue**
- |                   |                            |
|-------------------|----------------------------|
| 1 Pichl           | 26 Weiße Wand              |
| 2 Obere Klaus     | 27 Bromriese               |
| 3 Stoderzinken    | 28 Roßblei                 |
| 4 Oberhausgraben  | 29 Eschach - Sagalm        |
| 5 Ochsenalm       | 30 Eschach - Martinlager   |
| 6 Hierzegg        | 31 Obere Duisitzbaue       |
| 7 Ramsauleiten    | 32 Duisitzer Hahnenkamp    |
| 8 Mühlbachgraben  | 33 Untere Giglerbaue       |
| 9 Gasselhöhehütte | 34 Duisitzer Hahnenkamp NW |
| 10 Reiteralm      | 35 Wasserfallrinne         |
| 11 Fressold       | 36 Eiskar - Knappenkar     |
| 12 Strick         | 37 Kampspitze              |
| 13 Hochwurzen     | 38 Mittlere Giglerbaue     |
| 14 Hüttecksattel  | 39 Freying                 |
| 15 Schlapfer      | 40 Obere Giglerbaue        |
| 16 Klockenhäusler | 41 Znackspitze             |
| 17 Fastenberg     | 42 Oberes Vetterkar        |
| 18 Klock          | 43 Braunkar                |
| 19 Krombach       | 44 Vetternspitze           |
| 20 Mitterberg     | 45 Schnabelkar Gruben      |
| 21 Schipplechner  | 46 Zinkwand                |
| 22 Kraibergzinken | 47 Brettscharte            |
| 23 Bärfallspitze  | 48 Lignitzscharte          |
| 24 Seewigtal      | 49 Neualm                  |
| 25 Patzenkar      | 50 Trockenbrotscharte      |

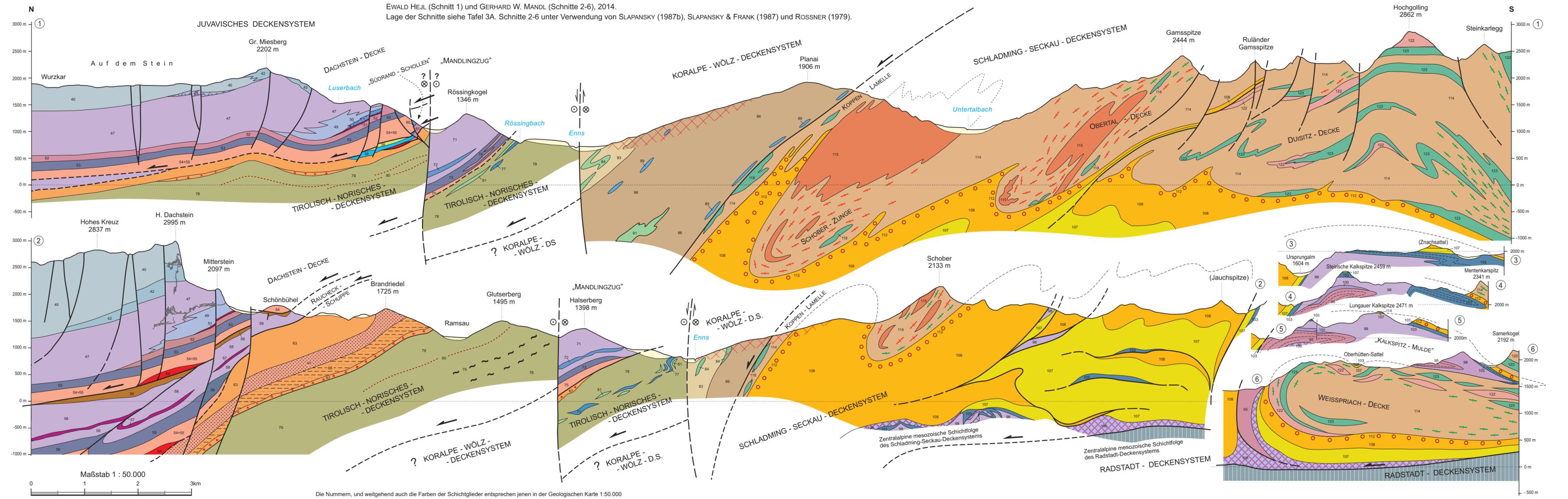
Tafel 4

- QUARTÄR**
- Projektion der Dachstein-Südwand-Höhlen
  - Quartäre Sedimente i.A.
  - Tiefgründig aufgelockerter, stark bewegter Bereich
- JURA-/KREIDESCHOLLEN**
- Gosau-Gruppe
  - Plassenkalk
- DACHSTEIN-DECKE**
- Dachsteinkalk gebankt, Lagunenfazies
  - Dachsteinkalk massig, riffnahe Lagunenfazies
  - Dachsteinkalk, Riff- und Riffschutt-Fazies
  - Wettersteindolomit
  - Wettersteinkalk
  - Allodapischer Bankkalk
  - Hallstätter Kalk
  - Steinalmkalk
  - Gutensteiner Dolomit
  - Werfener Schiefer und Kalk
- RAUCHECK-SCHUPPE**
- Schwarzer Schieferthon
  - „Buntdolomit“
  - Ramsaudolomit
  - Gutensteiner Dolomit
- SCHOLLE DER WEISSEN KÖGEL**
- Reiflinger Kalk
  - Steinalmkalk/-dolomit
- WERFENER SCHUPPENZONE**
- Ton-/Sandsteinfolge
  - Gips, „Haselgebirge“
  - Werfener Quarzit
  - „Phyllitserie“
  - Basisbrekzie
- MANDLINGZUG**
- Ramsaudolomit
  - Reiflinger Kalk
  - Gutensteiner Dolomit heller Dolomit darin
  - Werfener Schichten
- GRAUWACKENZONE**
- Bänderkalkmarmor, Dolomit
  - Grauer Schiefer, Phyllit
  - Schwarzschiefer
  - Quarzit
  - Grünschiefer
- „ENNSTALER PHYLLITZONE“**
- Phyllit
  - Grünschiefer
- WÖLZER GLIMMERSCHIEFERKOMPLEX**
- Phyllitischer Glimmerschiefer
  - Marmor
  - Grünschiefer
- ZENTRALALPINES MESOZOIKUM**
- Dunkler gebankter Dolomit
  - Wettersteindolomit
  - Rosa bis hellgrauer Dolomit
  - Dunkler Bänderkalkmarmor
  - Rauhacke
  - Lantsfeldquarzit
  - Quarzphyllit, Quarzit
  - Geröll führender Quarzphyllit
- SCHLADMINGER KRISTALLINKOMPLEX**
- Paragneis, Plagioklasaugengneis
  - Granitgneis, Granodioritgneis
  - Amphibolit
  - Plagioklasorthogneis

- MANDLINGZUG**
- Ramsaudolomit
  - Reiflinger Kalk
  - Gutensteiner Dolomit heller Dolomit darin
  - Werfener Schichten
- GRAUWACKENZONE**
- Bänderkalkmarmor, Dolomit
  - Grauer Schiefer, Phyllit
  - Schwarzschiefer
  - Quarzit
  - Grünschiefer
- „ENNSTALER PHYLLITZONE“**
- Phyllit
  - Grünschiefer
- WÖLZER GLIMMERSCHIEFERKOMPLEX**
- Phyllitischer Glimmerschiefer
  - Marmor
  - Grünschiefer
- ZENTRALALPINES MESOZOIKUM**
- Dunkler gebankter Dolomit
  - Wettersteindolomit
  - Rosa bis hellgrauer Dolomit
  - Dunkler Bänderkalkmarmor
  - Rauhacke
  - Lantsfeldquarzit
  - Quarzphyllit, Quarzit
  - Geröll führender Quarzphyllit
- SCHLADMINGER KRISTALLINKOMPLEX**
- Paragneis, Plagioklasaugengneis
  - Granitgneis, Granodioritgneis
  - Amphibolit
  - Plagioklasorthogneis

# Geologische Profilschnitte durch das Kartenblatt ÖK 127 Schladming

EWALD HEJL (Schnitt 1) und GERHARD W. MANDL (Schnitte 2-6), 2014.  
Lage der Schnitte siehe Tafel 3A. Schnitte 2-6 unter Verwendung von SLAPANSKY (1987b), SLAPANSKY & FRANK (1987) und ROSSNER (1979).



Die Nummern, und weitgehend auch die Farben der Schichtglieder entsprechen jenen in der Geologischen Karte 1:50.000

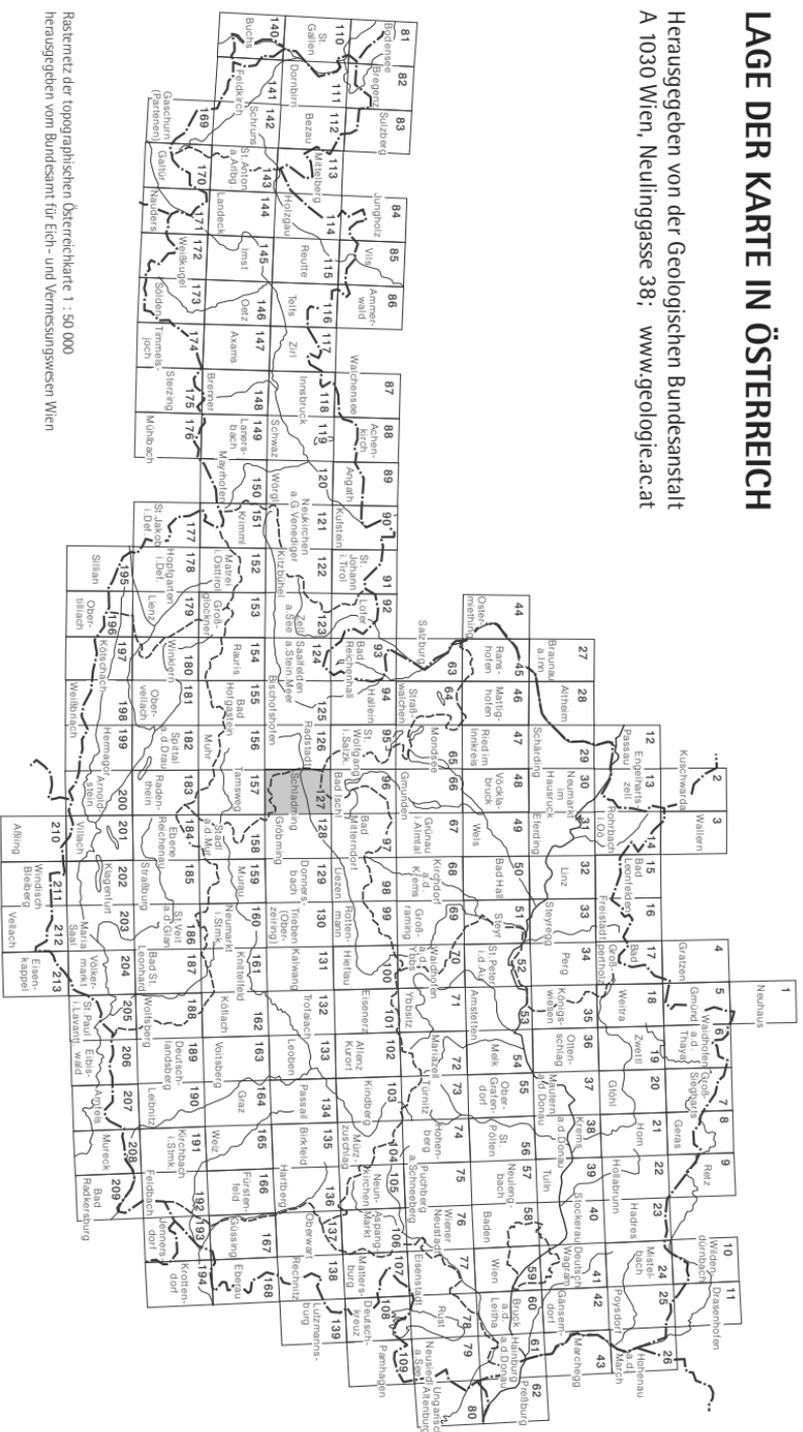
Tafel 4

Erläuterungen 127 Schladming



# LAGE DER KARTE IN ÖSTERREICH

Herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt  
A 1030 Wien, Neulinggasse 38; [www.geologie.ac.at](http://www.geologie.ac.at)



Rasternetz der topographischen Österreichkarte 1:50.000  
herausgegeben vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen Wien