

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50 000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

182 SPITTAL an der DRAU

Von RALF SCHUSTER, GERHARD PESTAL & JÜRGEN M. REITNER

Mit Beiträgen von

ANDREAS AHL, RAINIER ARNDT, MARIA HEINRICH,
EWALD HEJL, GERHARD HOBIGER, BIRGIT JOCHUM,
WALTER KOLLMANN, KLAUS MOTSCHKA,
ALBERT SCHEDL, PETER SLAPANSKY & EDMUND WINKLER

11 Abbildungen, 2 Farbtafeln

Herrn

Univ.-Prof Dr. Christof Exner

zum 91. Geburtstag gewidmet



Wien 2006

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

Anschriften der Verfasser

Dr. RALF SCHUSTER, Dr. GERHARD PESTAL, Dr. JÜRGEN M. REITNER
Dr. ANDREAS AHL, Dr. RAINIER ARNDT, Dr. MARIA HEINRICH,
Dr. GERHARD HOBIGER, Mag. BIRGIT JOCHUM, Dr. WALTER KOLLMANN,
Mag. KLAUS MOTSCHKA, Dr. ALBERT SCHEDL, Dr. PETER SLAPANSKY
DR. EDMUND WINKLER
Geologische Bundesanstalt
Neulinggasse 38
A 1030 Wien

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

Alle Rechte vorbehalten

ISBN 3-85316-030-1

Redaktion: RALF SCHUSTER, JÜRGEN M. REITNER & GERHARD PESTAL

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

Inhalt

| | |
|--|----|
| 1. Geographischer Überblick | 4 |
| 2. Geologischer Überblick | 5 |
| 3. Erforschungsgeschichte | 6 |
| 4. Geologischer Bau, tektonische und übergeordnete lithostratigraphische Einheiten | 12 |
| 4.1. Subpenninische Decken des Tauernfensters | 12 |
| 4.1.1. Venediger-Deckensystem | 15 |
| 4.2. Penninische Decken des Tauernfensters | 16 |
| 4.2.1. Glockner-Deckensystem | 16 |
| 4.2.2. Deckensystem Matreier Zone – Nordrahenzone | 16 |
| 4.3. Ostalpin | 17 |
| 4.3.1. Unterostalpin, Katschbergzone | 17 |
| 4.3.2. Oberostalpin | 18 |
| 4.3.2.1. Koralpe-Wölz-Deckensystem | 18 |
| 4.3.2.1.1. Pijakt-Polinik-Komplex | 18 |
| 4.3.2.1.2. Millstatt-Komplex | 19 |
| 4.3.2.1.3. Radenthein-Komplex (inkl. Aineck-Theuerlnock-Serie) | 19 |
| 4.3.2.2. Ötztal-Bundschuh-Deckensystem | 20 |
| 4.3.2.2.1. Bundschuh-Priedröf-Komplex | 20 |
| 4.3.2.3. Drauzug-Gurktal-Deckensystem | 21 |
| 4.3.2.3.1. Gaugen-Komplex | 21 |
| 4.3.2.3.2. Goldeck-Komplex | 22 |
| 4.4. Periadriatische Intrusiva | 23 |
| 5. Geologische Entwicklungsgeschichte | 23 |
| 5.1. Präkambrische und paläozoische Entwicklung | 23 |
| 5.2. Mesozoische Entwicklung | 24 |
| 5.3. Känozoische Entwicklung | 26 |
| 5.4. Landschaftsentwicklung vom Neogen bis in das Quartär | 27 |
| 5.4.1. Morphogenese und Talentwicklung | 27 |
| 5.4.2. Die Landschaftsentstehung anhand der quartären Sedimente und Formen | 31 |
| 5.4.2.1. Prä-Würm-Hochglazial (Prä-LGM) | 31 |
| 5.4.2.2. Würm-Hochglazial (= Letztes Glaziales Maximum; LGM; MIS 2) | 31 |
| 5.4.2.3. Würm-Spätglazial (MIS 2) | 32 |
| 5.4.2.4. Holozän (MIS 1) | 37 |
| 5.5. Neotektonik | 38 |
| 6. Erläuterungen zur Kartenlegende (Gesteine und sonstige Legendenelemente) | 38 |
| 6.1. Nähere Angaben zu einigen Zeichen | 39 |
| 6.2. Subpenninische Decken des Tauernfensters | 40 |
| 6.2.1. Venediger-Deckensystem | 40 |
| 6.2.1.1. Prävariszische Gesteinskomplexe und Altkristallin | 40 |
| 6.2.1.1.1. Reißbeck-Komplex | 41 |
| 6.2.1.1.2. Storz-Komplex (Altpaläozoikum) | 42 |
| 6.2.1.1.3. Kareck-Komplex (Altpaläozoikum) | 44 |
| 6.2.1.1.4. Draxel-Komplex (Jungpaläozoikum) | 45 |
| 6.2.1.2. Zentralgneise (metamorphe Plutonite, Jungpaläozoikum) | 45 |
| 6.2.1.2.1. Granitoide des Gößkerns | 46 |
| 6.2.1.2.2. Granitoide des Hochalmkerns | 47 |
| 6.2.1.2.3. Sonnblicklamelle | 52 |
| 6.2.1.3. Ausläufer der Silberer-Zone (nördlich des Maltatales) | 52 |
| 6.2.1.4. Rote-Wand-, Modereck-Decke und Murtörl-Schrovin-Schuppe | 53 |
| 6.2.1.4.1. Murtörl-Formation (Jungpaläozoikum) | 53 |
| 6.2.1.4.2. Schrovin-Gruppe (Perm und Trias) | 53 |
| 6.2.1.4.2.1. Wustkogel-Formation (Perm bis Untertrias) | 54 |
| 6.2.1.4.2.2. Seidlwinkl-Formation (Mitteltrias bis Obertrias) | 55 |
| 6.2.1.4.3. Brennkogel-Formation (Kreide) | 55 |
| 6.3. Penninische Decken des Tauernfensters | 56 |
| 6.3.1. Glockner-Deckensystem | 56 |
| 6.3.1.1. Tektonische Leitgesteine innerhalb des Glockner-Deckensystems | 56 |
| 6.3.1.1.1. Wustkogel-Formation und Seidlwinkl-Formation | 56 |
| 6.3.1.2. Bündnerschiefer-Gruppe (Oberjura und Kreide) | 57 |

| | |
|---|-----|
| 6.3.2. Schuppen der Nordrahmenzone mit unterostalpinen Schollen | 59 |
| 6.3.2.1. Perm- und Trias-Schollen | 59 |
| 6.3.2.2. Bündnerschiefer-Gruppe (Oberjura und Kreide) | 60 |
| 6.4. Ostalpine Decken | 61 |
| 6.4.1. Unterostalpin der Katschbergzone | 61 |
| 6.4.2. Oberostalpine Decken | 63 |
| 6.4.2.1. Prijakt-Polinik-Komplex | 63 |
| 6.4.2.2. Millstatt-Komplex | 64 |
| 6.4.2.3. Radenthein-Komplex (inklusive Aineck-Theuerlnock-Serie) | 66 |
| 6.4.2.4. Bundschuh-Priedröf-Komplex | 67 |
| 6.4.2.5. Gaugen-Komplex | 69 |
| 6.4.2.6. Goldeck-Komplex | 71 |
| 6.5. Periadriatische Intrusiva | 73 |
| 6.6. Quartär | 73 |
| 6.6.1. Pleistozän (Würm) | 73 |
| 6.6.2. Pleistozän (Würm) – Holozän | 78 |
| 6.6.3. Holozän | 80 |
| 7. Geophysikalische Landesaufnahme | 83 |
| 7.1. Ergebnisse der Aerogeophysik | 84 |
| 7.2. Ergebnisse der Bodengeophysik | 88 |
| 8. Aspekte der angewandten Geologie | 89 |
| 8.1. Ingenieurgeologie | 89 |
| 8.2. Hydrogeologie | 90 |
| 8.2.1. Hydrogeologische Gesteinscharakterisierung | 90 |
| 8.2.2. Hydrochemie der oberflächennahen Grundwässer | 91 |
| 8.2.3. Mineralwässer | 92 |
| 8.3. Mineralische Rohstoffe | 93 |
| 8.3.1. Baurohstoffe | 93 |
| 8.3.2. Erze | 95 |
| 8.3.3. Industriemineralien | 97 |
| 9. Ausgewählte Exkursionspunkte | 98 |
| 9.1. Penninische und Subpenninische Decken im Bereich des Maltatales | 98 |
| 9.2. Ostalpines Kristallin und Massenbewegungen im Bereich der Goldeckgruppe | 100 |
| 9.3. Paragneise und Pegmatitgneise des Millstatt-Komplexes S' Seeboden | 101 |
| 9.4. Staukörper am Eisrand NW' Seeboden | 102 |
| 9.5. Endmoräne von Schlatzing und spätglaziale Entwicklung im Maltatal | 102 |
| 9.6. Gletscherschliff bei Koschach im Maltatal | 103 |
| 9.7. Sauerlinge und Quelltuffe von Zlatting bei Trebesing | 103 |
| Dank | 103 |
| Literatur | 104 |

1. Geographischer Überblick

Das Kartenblatt ÖK 50 Blatt 182 Spittal a.d. Drau liegt in Oberkärnten, wobei fast das gesamte Gebiet Teil des Verwaltungsbezirkes Spittal a.d. Drau ist und nur ein kleines Stück im Südwesten zum Verwaltungsbezirk Villach Land gehört. Wesentliche Anteile werden von der Reißbeckgruppe, der Lieserbogengruppe, den Nockbergen, dem Millstätter Seenerücken und der Goldeckgruppe eingenommen. Weiters befindet sich der südöstliche Ausläufer der Kreuzeckgruppe auf dem Kartenblatt. Diese Gebirgsgruppen werden durch das Drau-, Möll- und Liesertal voneinander abgegrenzt.

Die Reißbeckgruppe und die Lieserbogengruppe zeigen eine hochalpine Topographie mit schroffen Landschaftsformen. Sie bauen den Norden des Kartenblattes auf und werden durch das Maltatal bzw. die Täler des Reinitz-, Radl-, Göß- und Feistritzbaches weiter untergliedert. Mit 2965 m stellt das Reißbeck nicht nur den höchsten Gipfel des Gebirgsstockes, sondern auch des gesamten Karten-

blattes dar. Östlich davon schließt, durch das Liesertal getrennt, das Gebiet der Nockberge mit seiner runden Morphologie an. Der Tschiernock ist mit 2088 m der höchste und neben dem Tschierwegernock (2010 m) auch markanteste Berg dieser Gebirgsgruppe in Bereich des Kartenblattes. Südlich des Tschierwegernockes liegt in 588 m Seehöhe der Millstätter See, welcher im Bereich des Kartenblattes eine maximale Wassertiefe von 126 m aufweist. Er trennt die Nockberge vom Millstätter Seenrücken ab. Letzterer bildet einen lang gestreckten Rücken von etwa 800 m Seehöhe.

Sowohl die Reißeckgruppe als auch der Millstätter Seenrücken sind im Süden durch das breite, gerade gestreckte und WNW-ESE-orientierte Möll- und Unterdrautal abgeschnitten. Südwestlich davon befindet sich die Goldeckgruppe, welche nach der höchsten Erhebung, dem 2142 m hohen Goldeck benannt ist. Auch dieser Gebirgsstock ist durch runde Formen charakterisiert. Im Westen wird die Goldeckgruppe durch das Oberdrautal begrenzt und die gegenüberliegenden Abhänge werden durch die südöstliche Kreuzeckgruppe aufgebaut. Das gesamte Gebiet wird durch die Drau entwässert. Dementsprechend liegt der tiefste Punkt mit ca. 500 m Seehöhe im südöstlichen Eck, wo die Drau das Kartenblatt verlässt.

Die großen Täler stellen seit langer Zeit wichtige Verkehrswege dar. Größere Ansiedlungen finden sich besonders an Kreuzungspunkten derselben. So liegt die bedeutende römische Ausgrabungsstätte Teurnia an der Stelle, wo die Römerstraße vom Unterdrautal ins Liesertal abzweigt. Weitere bereits im Mittelalter bedeutende Ortschaften sind Sachsenburg und Möllbrücke am Zusammenfluss von Drau und Möll, Gmünd an der Mündungsstelle der Malta in die Lieser, Eisentratten sowie Millstatt. Spittal a.d. Drau liegt an der Mündung der Lieser in die Drau. Ihre heutige Bedeutung erlangte die Stadt erst in jüngerer Zeit durch ihre Funktion als Eisenbahnknotenpunkt an der Tauernbahn zwischen Salzburg und Villach und der Abzweigung Richtung Lienz. Die Tauernautobahn führt durch das Unterdrautal bis Spittal a.d. Drau und weiter in das Liesertal, vorbei an Gmünd und Eisentratten, in Richtung Katschberg.

2. Geologischer Überblick

Die oben beschriebene Topographie des vom Kartenblatt ÖK 50 Blatt 182 Spittal a.d. Drau abgedeckten Gebietes ist weitestgehend durch die Geologie und insbesondere durch miozäne Tektonik und die eiszeitliche Überformung der Landschaft geprägt. Folgende großtektonische Einheiten sind in der vorliegenden GÖK 50 Blatt 182 Spittal a.d. Drau ausgeschieden (siehe auch tektonische Übersicht auf Tafel 1):

Die tektonisch tiefsten Einheiten sind die subpenninischen und penninischen Einheiten des Tauernfensters, welche die Reißeckgruppe im nordwestlichen Teil des Kartenblattes aufbauen. Gegen Osten hin werden sie von Ostalpinen Decken, welche die Nockberge bilden, an der Katschbergabschiebung überlagert. Die markante Furche des Möll- und Unterdrautales ist durch das Mölltal-Störungssystem bedingt. Das gesamte Gebiet der Goldeck- und Kreuzeckgruppe, welche südlich des Mölltal-Störungssystems liegen, besteht aus Ostalpinen Decken.

Das Tauernfenster ist das bei weitem größte, multiple tektonische Fenster der Ostalpen. In jenem treten das Subpenninikum nach MILNES (1974) und das Penninikum, beide mit vielschichtigem tektonischem Internbau, unter den Ostalpinen Decken zutage. SCHMID et al. (2004) haben die tektonisch tiefste, von FRISCH (1977) definierte Einheit des Tauernfensters, das Venediger-Deckensystem, dem Subpenninikum zugeordnet. Die darüber lagernden Penninischen Decken umfassen vom Liegenden gegen das Hangende das Glockner-Deckensystem (STAUB, 1924) und das Deckensystem Matreier Zone-Norddrahmenzone (siehe PESTAL, dieses Heft).

Die Ostalpinen Decken umfassen als liegendstes Element das Unterostalpin der Katschbergzone (TOLLMANN, 1977). Darüber folgen höhere Ostalpine Decken, die sich nach SCHMID et al. (2004) wie folgt gliedern lassen. Der Bereich der Nockberge und des Millstätter Seerückens wird vom Liegenden gegen das Hangende vom Koralpe-Wölz-Deckensystem aufgebaut, welches sich aus dem Millstatt- und dem überlagernden Radenthein-Komplex zusammensetzt. Darüber folgt das Ötztal-Bundschuh-Deckensystem mit dem Bundschuh-Priedröf-Komplex, welcher weiter im Osten (auf dem angrenzenden Blatt 183 Radenthein) von den permomesozoischen Metasedimenten des Stangalm-Mesozoikums (s. str.) (PISTOTNIK, 1980) transgressiv überlagert wird.

Die nördlichsten und zugleich liegendsten Teile der Goldeckgruppe sowie die daran anschließenden Bereiche der Kreuzeckgruppe werden ebenfalls vom Koralpe-Wölz-Deckensystem in Form des Prijakt-Polinik-Komplexes aufgebaut. Daran grenzt das Drauzug-Gurktal-Deckensystem, welches sich auf dem Kartenblatt aus dem liegenden Gaugen-Komplex und dem hangenden Goldeck-Komplex zusammensetzt. Der Goldeck-Komplex wird weiter im Süden (auf Blatt 199 Hermagor) durch die transgressiv auflagernden permomesozoischen Sedimente des Drauzuges überlagert.

Strukturell ist das Tauernfenster eine über 20 Kilometer mächtige, nordvergente, in W–E-Richtung walzenförmig in die Länge gezogene, obereozäne bis oligozäne Antiklinale. Die Grenzflächen der Penninischen Decken zueinander sowie die Liegendgrenze gegen das Subpenninikum und die Hangendgrenze zum Unterostalpin entstanden während des lange andauernden, geodynamischen Prozesses der Schließung des Penninischen Ozeans und der darauf folgenden Kollision des Südrandes von Europa mit dem Ostalpin. Freigelegt wurde das Tauernfenster im Miozän durch ein System von Abschiebungen und sinistralen bzw. dextralen Seitenverschiebungen mit großer Vertikalkomponente. Die Katschbergabschiebung ist eine mächtige, hauptsächlich duktile Deformationszone, welche vor allem innerhalb des Glockner-Deckensystems und der Nordrahmenzone wirksam war (GENSER & NEUBAUER, 1989). Die Mölltalstörung repräsentiert eine der wesentlichen WNW–ESE-orientierten Seitenverschiebungen. Ihr Versatz bewirkt, dass heute zu beiden Seiten unterschiedliche Ostalpine Einheiten anzutreffen sind.

In den nordöstlich des Mölltal-Störungssystems gelegenen Ostalpinen Decken der Nockberge entstanden die Deckengrenzen während des eoalpidischen Ereignisses, welches mit der Schließung des Meliata-Ozeans in Zusammenhang steht. Sie wurden in der Unterkreide als duktile, etwa WNW-gerichtete Überschiebungsflächen angelegt und in der Oberkreide als duktile Abschiebungen reaktiviert. Im Ostalpin südwestlich des Mölltal-Störungssystems wird der Prijakt-Polinik-Komplex durch eine steilstehende, E–W-orientierte und wahrscheinlich im Oligozän angelegte Störung vom südlich angrenzenden Gaugen-Komplex getrennt. Dessen Hangendgrenze zum Goldeck-Komplex ist eine präalpidische Deckengrenze, welche durch alpidische Strukturen zum Teil überprägt ist.

Die auf dem Kartenblatt auftretenden Einheiten wurden in unterschiedlichem Maße von der variszischen, permischen, eoalpidischen und alpidischen Metamorphose erfasst.

Während der eiszeitlichen Vergletscherungen lag das dargestellte Gebiet im Bereich des Zusammenflusses von Möll-, Drau- und Liesergletscher.

3. Erforschungsgeschichte

Eine erste geologische Karte mit der „Petrographischen Darstellung der Gebirgsformation zwischen dem Drau- und dem Gailthale und zwischen diesen und der venetianischen und gürzer Gebiets-Gränze“ (MORLOT, 1841) zeigt auch die Geologie des südlichsten Teils unseres aktuellen Kartenblattes (Bereich Drautal – Goldeckgruppe). Die wenige Jahre danach begonnene systematische, geolo-

gische Landesaufnahme widmete sich erstmalig dem gesamten Kartenblatt (FOETTERLE, 1855). Die Ergebnisse jener ersten Kartierungen wurden in handkolorierten, geologischen Manuskriptkarten im Maßstab 1:144 000 dokumentiert (Tafel 2). Sie befinden sich heute im Archiv der Geologischen Bundesanstalt.

Sehr früh konzentrierte sich auch die universitäre geologisch-petrologische Forschung durch die Studien von BECKE (1906, 1908, 1909a) auf die östlichen Hohen Tauern. Seit TERMIER (1904) erkannt hatte, dass die penninischen Gesteine der West- und der Zentralalpen im Gebiet der Zillertaler Alpen und der Hohen Tauern wieder unter den ostalpinen Einheiten hervortreten, war auch der Ostrand des Tauernfensters klassisches Arbeitsgebiet für den Beleg des Deckenbaus in den Ostalpen. KOBER (1922) grenzte in weiterer Folge unter deckentektonischen Gesichtspunkten den Fensterinhalt genauer ab und verfasste eine erste Gesamtdarstellung des östlichen Tauernfensters. Die Arbeiten von WINKLER (1923, 1925, 1926), ANGEL & STABER (1937), SENARCLENS-GRANCY (1939) sowie von EXNER (1939a, 1939b, 1940, 1944) bestimmten in den nachfolgenden Jahrzehnten die geologische Forschung in diesem Teil der österreichischen Alpen.

Die erste moderne Geologische Karte aus den östlichen Hohen Tauern ist die von ANGEL & STABER (1942) im Maßstab 1:50 000 erstellte Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes. Diese Bearbeiter erfassten dabei auch einen Teil des aktuellen Kartenblattes Spittal a.d. Drau, nämlich das Gebiet östlich der Gießener Hütte und des unteren Gößgrabens. Die erste Auflage dieser Karte wurde aber im Zweiten Weltkrieg fast zur Gänze zerstört. Mit Unterstützung des Deutschen und des Österreichischen Alpenvereins konnte sie wiederum neu aufgelegt werden (ANGEL & STABER, 1952). Den von CLIFF, NORRIS, OXBURGH & WRIGHT (1971) in der Reißbeck- und Ankogelgruppe durchgeführten strukturgeologischen, geochronologischen und Metamorphose-Studien ist auch eine geologische Karte beigelegt, die unter anderem große Zentralgneis- und Altkristallinareale des Tauernfensters am NW-Teil des Kartenblattes 182 Spittal a.d. Drau darstellt.

Die lagerstättenkundlichen Arbeiten in diesem Gebiet konzentrieren sich auf die gründliche Untersuchung und Beschreibung der Goldlagerstätten (BECK, 1929; FRIEDRICH, 1935). Die Dokumentation der beim Bau der Kraftwerksgruppe Reißbeck-Kreuzeck sowie des Göß- und des Maltastollens der Kraftwerksgruppe Malta gewonnenen ingenieurgeologischen Erfahrungen erfolgte durch HORNINGER (1956, 1957, 1958a, 1959, 1960) bzw. durch MAGNET (1967), MAGNET & WANDERER (1971), DEMMER (1967, 1971) und CLAR & DEMMER (1979).

Die Erstellung eines lithostratigraphischen Konzeptes für die östlichen Hohen Tauern ist das Verdienst EXNERS, der sich wie schon erwähnt seit 1939 in vielen Arbeiten mit diesem Gebiet befasste. Eine umfassende Seriengliederung dieses Bereiches publizierte EXNER (1971a) „in der Geologie der peripheren Hafnergruppe“. Diese Publikation ist bis zum heutigen Tage die wichtigste Grundlage für die Charakterisierung der lithostratigraphischen Einheiten der östlichen Hohen Tauern und somit auch des aktuellen Kartenblattes 182 Spittal a.d. Drau. Die Umbenennung der aus jungpaläozoischen und mesozoischen Metasedimenten bestehenden „Serien“ EXNERS in Guppen bzw. Formationen erfolgte aufgrund der redaktionellen Richtlinien der Geologischen Bundesanstalt, die sich an den Empfehlungen zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur STEININGER & PILLER (1999) orientieren. In den polymetamorphen, prävariszischen kristallinen „Serien“ wird nun der allgemeine, lithostratigraphische Ausdruck Komplex verwendet.

Den grundlegenden geologischen Baustil, der nun auch in der gedruckten Geologischen Karte 182 Spittal a.d. Drau dargestellt wurde, publizierte EXNER (1980a, 1984) in seinen richtungswisenden Arbeiten zur „Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd“ und über den „Südrand des Tauernfensters bei Spittal a.d. Drau“. Wie die Erforschungsgeschichte zeigt, basiert die tektonische Gliederung des Tauernfensters auf einer Vielzahl historischer, seit langer Zeit gebräuchlicher Begriffe. Viele sind weiterhin aktuell, einige – wie z.B. Untere und Obere Schie-

ferhülle – können nur mit etlichen Schwierigkeiten in unser heutiges, auf platten-tektonischen Überlegungen basierendes Gliederungsprinzip übernommen werden. Ähnliches gilt auch für die Begriffe der Zentralen und der Peripheren Schieferhülle, die viele Jahre lang ein wichtiges Ordnungsprinzip für die Erläuterung (EXNER, 1983) des tektonischen Baues der östlichen Hohen Tauern waren und sich letztlich als solches in der Hierarchie der Legenden der geologischen Karten 156 Muhr, 157 Tamsweg manifestierten. In einem zusammenhängenden Kartenwerk, dessen Erstellung etliche Jahrzehnte in Anspruch nimmt, ist Kontinuität sicherlich ein wichtiger Faktor. Allerdings muss aber auch auf neue wissenschaftliche Erkenntnisse reagiert werden. Diesen redaktionellen Vorgaben entsprechend wurde das tektonische Konzept für die östlichen Hohen Tauern modifiziert und so wurde auf die Verwendung des Begriffes „Periphere Schieferhülle“ im aktuellen Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau verzichtet.

Die Zentralgneise des Hochalmkerns und des Gößkerns wurden im Rahmen von Dissertationen des Instituts für Geowissenschaften der Universität Salzburg teilweise neu aufgenommen (Intrusionsabfolge) und mit modernen petrologischen Methoden (Zirkontypologie und Geochemie) untersucht (MARSCHALLINGER, 1987; HOLUB, 1988; HOLUB & MARSCHALLINGER, 1989, 1990).

Auch die metamorphe Überprägung der Gesteine des Tauernfensters war Gegenstand langjähriger Studien, die sich neben der klassischen Polarisationsmikroskopie in jüngster Vergangenheit in zunehmendem Maße auf die Geochronologie stützten. Die voralpidische Metamorphose beschränkt sich in den östlichen Hohen Tauern auf die migmatischen und amphibolitfaziellen Strukturrelikte des Altkristallins (EXNER, 1982, 1984). Die oligozäne Tauernkristallisation ist die letzte und damit verständlicherweise die vorherrschende Metamorphoseprägung. Ihre Metamorphosezonierung wurde am aktuellen Kartenblatt anhand der Verteilung charakteristischer Mineralparagenesen genau untersucht (EXNER, 1980a, 1984 und MEYER, 1977). Die Geochronologischen Untersuchungen dokumentieren einerseits das Alter der Zentralgneisedukte (CLIFF, 1981) und andererseits die Abkühlungsgeschichte nach der Tauernkristallisation.

Zu ersten systematischen Übersichtsaufnahmen im Bereich des ostalpinen Kristallins kam es in den Fünfzigerjahren des 19. Jahrhunderts. Diese führten zu einem genetischen Zusammenschluss der Kristallgebiete südlich der Hohen Tauern mit jenen der westlichen Nockberge, des Katschberggebietes des Lungaus und der Saualpe unter dem Begriff „Altkristallin“ (z.B. PETERS, 1855). Im Gebiet der nordwestlichen Nockberge erfasste GEYER (1892) ein Glimmerschieferstockwerk, welches von, seiner Meinung nach, höhermetamorphen Paragneisen überlagert wird. Für die Gneise verwendete er erstmals den bis heute in Verwendung befindlichen Ausdruck „Bundschuhgneis“. Er vermutet damit erstmals eine tektonische Übereinanderstapelung im Bereich der auf dem Kartenblatt auftretenden ostalpinen Kristallineinheiten.

Etwa zur gleichen Zeit kam es auch zu ersten Detailuntersuchungen an der Grenze des Kristallins zu den überlagernden phyllitreichen Einheiten (Gurktaler Decke), welche östlich des Kartenblattes Spittal a.d. Drau auftreten. Auf Grund des Crinoidenfundes von TOULA auf der Grebenzen stellte GEYER (1891) diese ins Paläozoikum. Er sah dieses Paläozoikum in mehr oder weniger primärem Verband mit dem Kristallin, was von THORNQUIST (1917) bestritten wurde, der an der Basis des Paläozoikums eine Deckenbahn annahm. 1905 entdeckte HOLDHAUS (1921) das Stangalmmesozoikum beim Königstuhl, welche die Annahme THORNQUISTS bestätigte.

Aufgrund dieser Erkenntnisse gliederte KOBER (1922) das Ostalpin nun in ein Unter-, Mittel- und Oberostalpin, die in seinem Sinne jeweils lateral benachbarte Sedimentationsräume gebildet haben mussten. Dem Unterostalpin wurde im Bereich des Kartenblattes die Rahmenzone des Tauernfensters zugerechnet, wobei die „Katschbergschieferzone“ von KOBER (1912) noch als „penninisch-ostalpine Mischungszone“ gesehen wurde. Das Mittelostalpin umfasst im Wesent-

lichen die Glimmerschiefer des Radenthein-Komplexes, während er die Bundschuhgneise (Bundschuh-Priedröf-Komplex) mit dem transgressiv auflagernden Mesozoikum der Stangalpe sowie die Gurktaler Decke zum Oberostalpin zählte.

Mehrere Profile vom ostalpinen Kristallin in die Gurktaler Decke bearbeitete KRIEGER (1923). Er stellte die „Bundschuhgneise“ zum „Mittelostalpin“ und interpretierte die Gurktaler Decke als fernüberschobenes „oberostalpin“ Element. Basierend auf letzterer Untergliederung entwickelte SCHWINNER (1927) eine interne Gliederung für das „mittelostalpine“ Kristallin im Bereich zwischen dem Tauernfenster und der Gurktaler Decke, die bis heute im Wesentlichen Gültigkeit behalten hat, auch wenn sich die Grenzen und die Bedeutungen teilweise gewandelt haben. Er teilte vom Liegenden ins Hangende und damit von Süden nach Norden in „Millstätter Seengebirge“ (Millstatt-Komplex), „Radentheiner Glimmerschiefer“ (entspricht etwa dem Radenthein-Komplex) und „Priedröf Schiefergneis“ (entspricht etwa dem Bundschuh-Priedröf-Komplex), wobei er die letzten beiden sedimentär verbunden dachte. Diese Gliederung wurde mit Abwandlungen auch in den Arbeiten von EXNER (1939b, 1942, 1980a), STOWASSER (1956), PISTOTNIK (1971) und TOLLMANN (1977) übernommen (Abb. 1).

Das ostalpine Kristallin im Bereich der Goldeckgruppe wurde von ANGEL & KRAJICEK (1939) im Detail kartiert. Sie unterscheiden ein „zweistufig durchgeprägtes, häufig diaphthoritisch Altkristallin mit einem Marmorzug im Hangenden“ von einer überlagernden „Tonschiefergruppe mit Tuffen und Diabasen“. Für beide Einheiten wurde eine variszische Hauptprägung angenommen. Diese Untergliederung wurde auch von DEUTSCH (1977) und HEINZ (1987) bestätigt. DEUTSCH (1988a) trennt jedoch den nördlichsten Teil der Goldeckgruppe sowie Teile der angrenzenden Kreuzeckgruppe ab, da er erkennt, dass diese vornehmlich eoalpidisch geprägt sind (Prijsak-Polinik-Komplex).

Die aufgrund der starken Diaphthorose schwierig zu treffende kartenmäßige Abtrennung des „mittelostalpinen Kristallins“ östlich des Tauernfensters gegen das Unterostalpin und Penninikum hin wurde durch NOWOTNY (1976) und MEYER (1977) versucht. MEYER sieht im Unterostalpin eine schwächer metamorphe Bedeckung des Altkristallins in einer inversen Lagerung, was aber abgelehnt werden muss. EXNER (1954, 1980a,b) verzichtet bei seinen Karten auf eine Differenzierung von unterostalpinem Quarzphyllit (Phyllonit) und diaphthoritischem Kristallin.

FRIMMEL (1984, 1987) untersuchte das Kristallin am Nordrand der Gurktaler Decke mit Schwerpunkt auf den Bundschuh-Orthogneisen und den Orthogneisgeröllen in den Karbonkonglomeraten der Gurktaler Decke. Er kommt zu dem Schluss, dass die Gerölle alpin nicht mehr deformierte Äquivalente der Bundschuh-Orthogneise darstellen und leitet daraus ein Deformationsschema ab, bei dem auch in alpiner Zeit eine beträchtliche duktile Verformung mit Erwärmung im Kristallin stattgefunden haben muss. Er ist der Meinung, dass die Gurktaler Decke voralpin benachbart zum Kristallin gelegen haben sollte, damit eine Schüttung der nicht allzuweit transportierten Gerölle möglich war.

Gleichzeitig erkennt SCHIMANA (1986), dass die „Radentheiner Serie“ (Radenthein-Komplex) nur eine, als alpidisch eingestufte, amphibolitfaziale Metamorphoseprägung aufweist, da sich nur eine Granatgeneration feststellen lässt. Das Metamorphoseereignis wird von ihm als alpidisch eingestuft. Im Gegensatz dazu zeigen die „Millstätterserie“ (Millstatt-Komplex) und „Priedröfserie“ (Bundschuh-Priedröf-Komplex) eindeutige Hinweise auf eine polyphase Metamorphoseprägung. Damit müssen während des eoalpidischen Ereignisses Relativbewegungen zwischen den einzelnen Einheiten stattgefunden haben und die „Radentheiner Serie“ wird daher von ihm als ein alpidisch nach Norden subduzierter und metamorphisierter Span der Gurktaler Decke betrachtet. Er revidiert die alten Grenzen von SCHWINNER (1927), indem er weite Areale mit zweiphasigen Glimmerschiefern nun der „Priedröfserie“ zuschlägt, und zieht diese damit bis an die Deckengrenze über das Unterostalpin.

Ebenfalls im selben Zeitraum erkennt THEINER (1987) am Katschberg die Einphasigkeit der Granate, in dem von ihm als „Aineck-Teuerlnock-Serie“ bezeichneten Teil des Radenthein-Komplexes. Dieser wird auch hier von der polymetamorphen „Priedröfserie“ überlagert. Die Grenze der Einheiten zieht auch er bis an das Unterostalpin, auf den Zeitpunkt der metamorphen Hauptprägung und der tektonischen Stapelung legt er sich jedoch nicht dezidiert fest und er sieht auch keine Verbindung der „Aineck-Teuerlnock-Serie“ zur „Radentheiner Serie“.

SCHUSTER & FRANK (2000) bearbeiten die Grenze zwischen den Glimmerschiefern, welche in dieser Arbeit dem Wölz-Komplex zugerechnet werden, und dem Bundschuh-Priedröf-Komplex im Bereich des Fensters von Predlitz. Mit der Sm-Nd-Methode gelingt es, die Granate zu datieren, und es bestätigt sich das von SCHIMANA (1986) angenommene kretazische Bildungsalter. Der Bundschuh-Priedröf-Komplex und das Stangalm-Mesozoikum bilden daher die Bundschuh-Decke, welche während des eoalpidischen Ereignisses auf die Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes (inklusive Radenthein-Komplex und „Aineck-Teuerlnock-Serie“) überschoben wurde.

Die miozäne Abschiebung an der Ostseite des Tauernfensters wurde durch GENSER & NEUBAUER (1989) erstmals bearbeitet. Die zum Periadriatischen Magmatismus gehörenden oligozänen Ganggesteine in der Goldeck- und Kreuzeckgruppe erfuhren eine erste Bearbeitung durch DEUTSCH (1984, 1986).

Das Interesse der Quartärforschung wurde insbesondere durch die breiten Talräume mit ihren mächtigen eindrucksvollen Terrassentreppungen wie z.B. nördlich Seeboden und bei Gmünd schon früh geweckt. Bereits RICHTER (1897) hat in seinen Seenstudien auf Deltaablagerungen eines höher gespannten Millstättersees hingewiesen und dies mit der Abdämmung durch den Liesergletscher erklärt. Die erste und bislang einzige quartärgeologische Zusammenfassung im Kontext mit dem gesamten ehemaligen Draugletschergebiet wurde von PENCK & BRÜCKNER (1909) gegeben. Die heutige Vorstellung über die Geometrie des Eisstromnetzes dieses Raumes während des Höhepunktes der letzten Vergletscherung, dem Würm, basiert auf der Untersuchung dieser Autoren. Weiters sahen PENCK & BRÜCKNER (1909) in den Moränen und Schottern zwischen St. Peter in Holz und Spittal sowie in den Deltaablagerungen bei Seeboden, die sie als Schüttungen der Lieser charakterisierten, Hinweise auf einen Haltestand des Draugletschers. Dieser wurde dem von ihnen definierten Bühl-Stage, dem ersten Rückzugshalt nach dem Würm, zugerechnet.

In der weiteren Erforschung des Gebietes lag der Schwerpunkt auf der spätglazialen Entwicklung. BECKE (1909b) lieferte die erste Beschreibung der Moränen im Maltatal sowie der Terrassenkörper bei Gmünd und im Liesertal. LUCERNA (1933) erklärte den Terrassenkörper bei Gmünd mit einer Schüttung der Lieser an den Rand des Maltagletschers während des Bühl-Stage. SENARCLENSGRANCY (1939) unternahm in seiner Arbeit über das Hochalm-Ankogelgebiet erstmals den Versuch, die Moränen der Reißbeckgruppe den damals bekannten Stage zuzuordnen. Basierend auf morphologischen Untersuchungen argumentierte LICHTENBERGER (1953a, b) für einen Gletscherrückzug in Form eines Zusammenbruchs und Einsinkens des Draugletschers, der sich in den vielen Eisrandterrassen manifestierte. Dementsprechend existierte kein Halt des Draugletschers während des Rückzuges und damit auch kein Bühl-Stage.

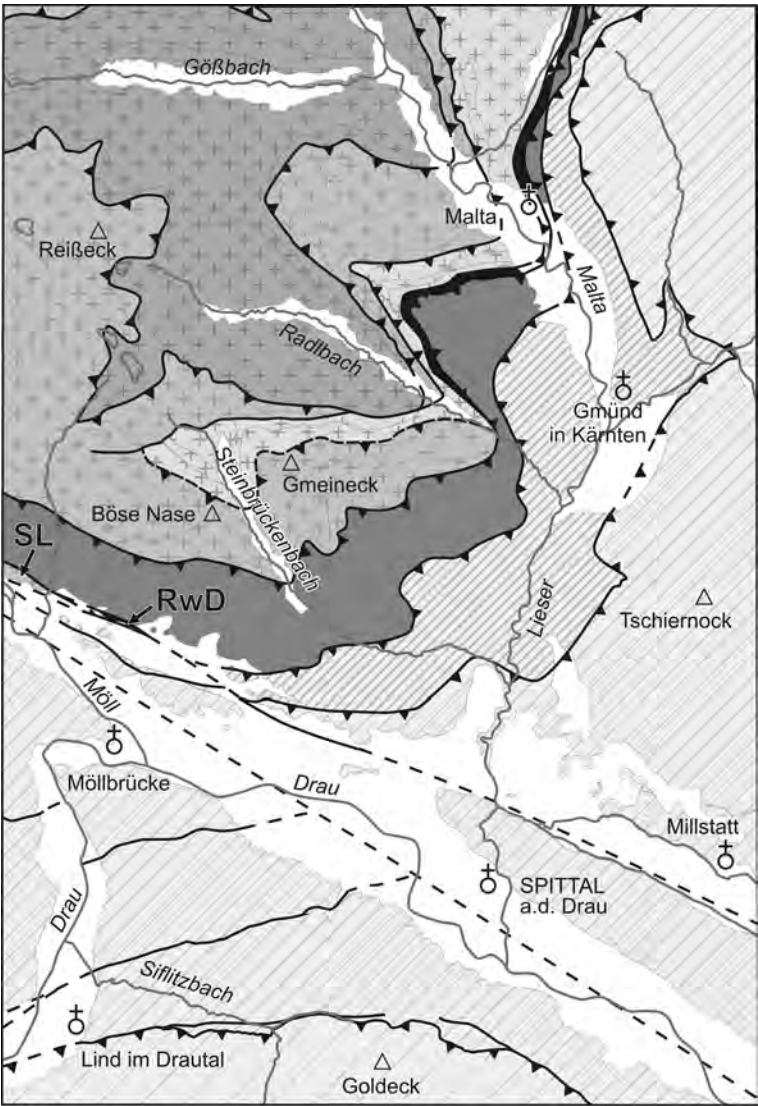
Abb. 1.

Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau mit tektonischer Nomenklatur nach TOLLMANN (1977) und z.T. EXNER (1980a).

Wesentliche Unterschiede zur Tektonischen Karte dieser Arbeit liegen in

- 1) der Untergliederung der Ostalpinen Kristallineinheiten und
- 2) in der Annahme einer kontinuierlichen Deckenbahn zwischen dem Göß- und Hochalm-Kern.

RwD = Rotewand-Decke; SL = Sonnblick Lamelle.



OSTALPIN

- Oberostalpin
- Phyllitgruppe der Goldeckgruppe
- Mittelostalpin
- Altkristallin der Goldeckgruppe
- Wölzer Glimmerschiefer
- Lieser Para- und Orthogneise
- Unterstalpin
- Katschbergzone

PENNIN

- Rotewand-Decke (Untere Schieferhülle)
- Glocknerdecke (Obere Schieferh.)
- Storzdecke, Alte Dach Decken
- Obere Zentralgneiskerne mit Altkristallin
- Untere Zentralgneiskerne mit Altkristallin

Stand für die meisten Forscher die prägende glaziale Überformung der Landschaft außer Frage, so lieferte STINY (1926) wohl den letzten Versuch einer rein tektonischen Erklärung der Genese des Millstättersees mit differentiellen Hebungen und Senkungen sowie Kippungen.

Mit zunehmender Nutzung der Landschaft wurden quartärgeologische Untersuchungen als Grundlage einerseits für Verbauungspläne (z.B. Millstätter See [HERZOG, 1964]) und andererseits für Kraftwerksprojekte im Drautal (z.B. UCİK, 1989) durchgeführt.

Einen wesentlichen quartärgeologischen Beitrag für das Kartenblatt Spittal a.d. Drau lieferte ERTL (1982-1986) mit seinen detailreichen Aufnahmen der Umgebung des Millstätter Sees und des Drau- und Mölltales. Für den Raum Gmünd und Maltatal lagen die Beobachtungen von EXNER (1980a; dort zusammengefasst) und SCHIERL (1993) vor. Im Zuge der Fertigstellung des Kartenprojektes wurde das Quartär mit Schwerpunkt Goldeckgruppe neu kartiert (POSCH-TRÖZMÜLLER, 2004, 2005) sowie Revisionskartierungen in den Talräumen sowie Karräumen nördlich der Talfurche durchgeführt (REITNER, 2006; in Vorbereitung). Die Blockgletscheraufnahmen durch LIEB (2004) bildeten eine wertvolle Ergänzung in der Reißbeckgruppe.

4. Geologischer Bau, tektonische und übergeordnete lithostratigraphische Einheiten

Im folgenden Text werden die auf Blatt 182 Spittal a.d. Drau auftretenden tektonischen und lithostratigraphischen Einheiten sowie deren Beziehungen zueinander behandelt. Die tektonische Nomenklatur folgt der Untergliederung von SCHMID et al. (2004). Mit Abb. 2 und 3 sind zusammenfassende Metamorphosekarten zu den verschiedenen tektonothermalen Ereignissen vorhanden.

4.1. Subpenninische Decken des Tauernfensters

(E. HEJL & G. PESTAL)

Der Begriff Subpenninikum geht auf einen Nomenklaturvorschlag von MILNES (1974) zurück. Er bezeichnete damit jene tektonischen Einheiten des Lepontinischen Domes der Westalpen, die sich strukturell unter der Suture des Valais-Ozeans befinden. Es handelt sich dabei um Grundgebirgsdecken, die als variszisches Basement der helvetischen Decken zu betrachten sind. Letztere sind jedoch reine Sedimentgesteinsdecken, die noch vor der tertiären Metamorphose des Lepontinischen Domes von ihrem variszischen Grundgebirge abgeschert worden sind.

SCHMID et al. (2004) haben den Begriff Subpenninikum in erweiterter Form auch auf die Ostalpen und zwar ins Tauernfenster übertragen. Für die Zuordnung des Venediger-Deckensystems zum Subpenninikum sprechen folgende Argumente:

- 1) Die mesozoischen Gesteine des Venediger-Deckensystems (insbesondere die Hochstegen-Formation) zeigen eine starke Affinität zur helvetischen Fazies (FRISCH, 1975a; LAMMERER, 1986). Auch die spektakulären Funde jurassischer Fossilien im Silbereckmarmor des östlichen Tauernfensters, der somit altersgleich mit der Hochstegen-Formation ist (HÖFER & TICHY, 2005), fügen sich gut in dieses paläogeographische Bild.
- 2) Das Glockner-Deckensystem des Tauernfensters ist mit der Pfundser Zone der Bündnerschiefer des Engadiner Fensters zu korrelieren, die dem Valais-Ozean bzw. dem Nordpenninikum zugeordnet werden (FROITZHEIM et al., 1996). Das Venediger-Deckensystem ist also eindeutig unter diesen Einheiten

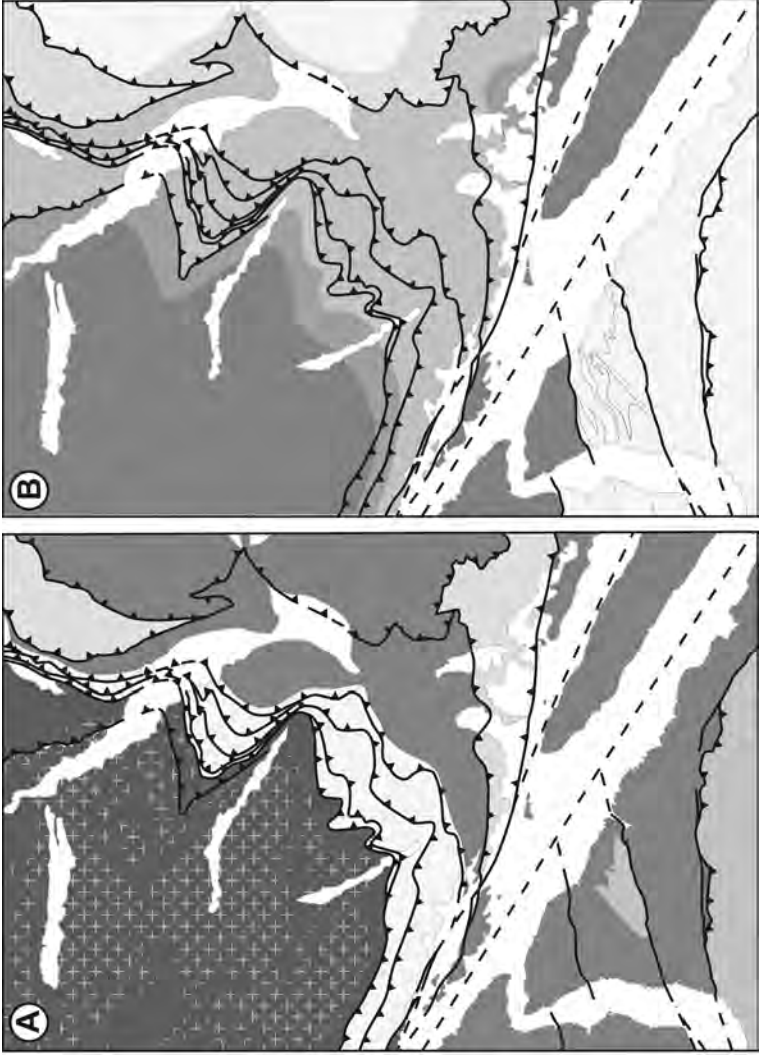
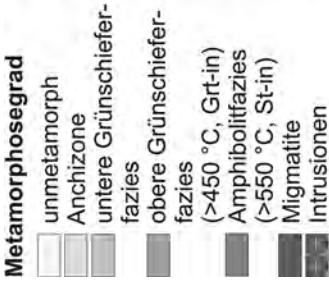


Abb. 2.
 Kartenblatt 182 Spittal an der Drau mit Darstellung der Intensität
 A) der variszischen und
 B) der permischen Metamorphosebedingungen.

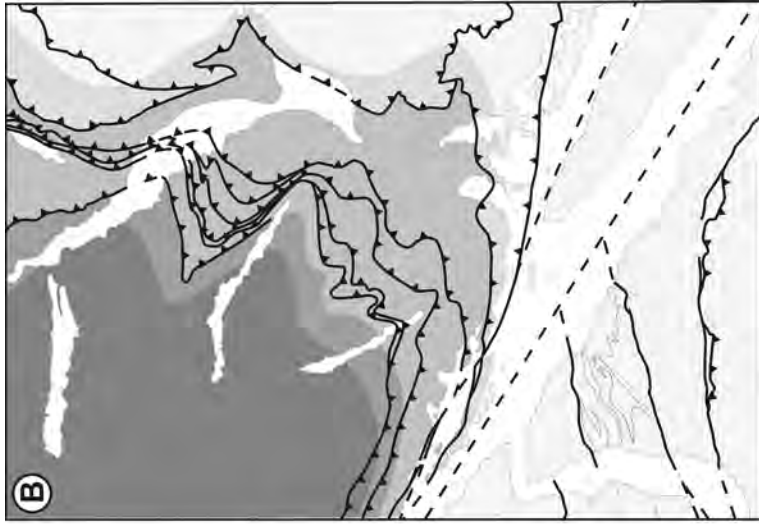
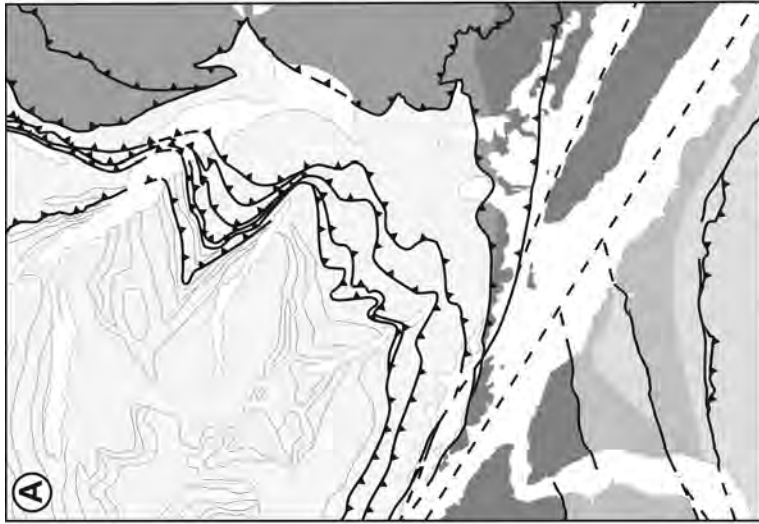
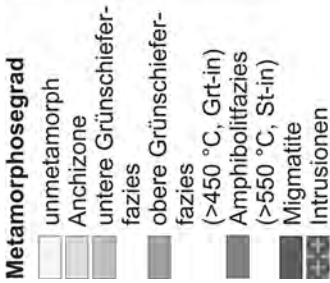


Abb. 3.
 Kartenblatt 182 Spittal an der
 Drau mit Darstellung der Inten-
 sität
 A) der eozänschen (kretazi-
 schen) und
 B) der alpidischen (terziären)
 Metamorphosebedingungen.

ten zu positionieren. Die Tasna-Decke, die als östlichster Ausläufer des Briançonnais-Mikrokontinents in den Ostalpen zu betrachten ist, liegt eindeutig über den Bündnerschiefern der Pfundscher Zone des Engadiner Fensters und ist weiter südlich zu beheimaten.

4.1.1. Venediger-Deckensystem

Das Venediger-Deckensystem enthält möglicherweise jungproterozoische, sicher aber paläozoische und mesozoische Kristallinkomplexe und Metasedimentformationen. Im Großen gesehen kann eine Dreiteilung dieser lithostratigraphischen Einheiten in prävariszische Gesteinskomplexe, variszische Intrusivgesteine und postvariszische Metasedimentformationen vorgenommen werden. Die große Trennlinie zwischen diesen Einheiten ist die variszische Orogenese. Diese äußert sich in den variszisch tief versenkten Teilen der prävariszischen Gesteinskomplexe durch hochgradige Metamorphose, Migmatitbildung und durch das Aufdringen (Intrusion) von sauren und intermediären Plutoniten, die uns heute als Zentralgneise vorliegen. Die großen, regional zusammenhängenden Zentralgneiskörper der östlichen Hohen Tauern, die am aktuellen Kartenblatt auftreten, lauten: Gößkern, Hochalmkern und Sonnblicklamelle (die nähere Erläuterung dieser lithostratigraphischen Einheiten erfolgt im Kapitel 6.2.1. dieses Heftes gemeinsam mit der Kartenlegende).

Die plutonischen Edukte (Ausgangsgesteine) der Zentralgneise intrudierten im Oberkarbon vor rund 310 bis 320 Millionen Jahren (CLIFF, 1981) in prävariszische Metasedimente und Metavulkanite. Diese Gesteine liegen uns heute als Migmatite bzw. als polymetamorphe Ortho- und Paragneise, Glimmerschiefer und Amphibolite vor. Sie werden auf Blatt Spittal a.d. Drau gemäß den Empfehlungen von STEININGER & PILLERT (1999) durch die nachfolgend genannten vier prävariszischen Gesteinskomplexe lithostratigraphisch geordnet: Reißeck-Komplex, Storz-Komplex, Kareck-Komplex und Draxel-Komplex (die nähere Erläuterung jener lithostratigraphischen Einheiten erfolgt im Kapitel 6.2.1. dieses Heftes gemeinsam mit der Kartenlegende).

Einige wenige geochronologische Daten (VAVRA & HANSEN, 1991) geben uns einen ersten Hinweis darauf, dass es sich zumindest bei Teilen der prävariszischen Gesteinskomplexe um unteres Altpaläozoikum, vielleicht sogar um Vendium (= jüngstes Präkambrium) handelt.

Über dem variszisch geprägten Grundgebirge wurden dann ab dem Oberkarbon, vor allem im Perm und im Mesozoikum geringmächtige Gesteinsformationen abgelagert. Diese Metasedimente werden in der Legende der aktuellen geologischen Karte, den lithostratigraphischen Gepflogenheiten folgend, der Murtörl-Formation, der Schrovln-Gruppe bzw. der Wustkogel- und der Seidlwinkl-Formation, dem Silbereckmarmor und der Brennkogel-Formation zugeordnet (die nähere Erläuterung dieser lithostratigraphischen Einheiten erfolgt im Kapitel 6.2.1. dieses Heftes gemeinsam mit der Kartenlegende).

Alle bisher genannten Gesteinskomplexe und Metasedimentformationen bildeten im oberen Jura und in der Kreidezeit den zum Penninischen Ozean hin orientierten, südlichen europäischen Schelf.

Während der alpinen Orogenese wurden die oben beschriebenen Gesteins-einheiten zu großen Faltendecken umgeformt. Teile einzelner Zentralgneiskerne, aber auch Teile des Alten Daches (prävariszische Gesteinskomplexe) mit Zentralgneisapophysen wurden aber auch von den Hauptkörpern abgeschert und als Gneisdecken oft kilometerweit über benachbarte Gesteinseinheiten überschoben. Dies trifft in den östlichen Hohen Tauern für die Mureckgneis-Decke und die Storz-Decke (EXNER, 1971a) zu. Letztgenannte finden wir auch am gegenständlichen Kartenblatt nördlich von Malta. Die Storz-Decke wurde hier auf die primärstratigraphisch das spätvariszisch erodierte Grundgebirge überlagernde, mesozoische Silbereck-Zone überschoben.

Weitere Fragmente von jungpaläozoischen und mesozoischen Metasedimenten des externen europäischen Schelfs, die an der Basis des Glockner-Deckensystems weiter nach Norden transportiert wurden, bauen die Rote Wand-, Modereck-Decke und die Murtörl-Schrovin-Schuppe des Venediger-Deckensystems auf.

4.2. Penninische Decken des Tauernfensters

Die Penninischen Decken entstammen dem penninischen Ablagerungsraum, einem tiefen Ozeanbecken, das im oberen Jura, in der Kreide und teilweise im Alttertiär mit Sedimenten gefüllt wurde. Im Alttertiär, während der alpinen Orogenese, wurden kleine Teile dieser Sedimente und Ozeanbodengesteine metamorph überprägt und weit auf den ehemaligen europäischen Schelf überschoben. Somit lagern die Penninischen Decken des Tauernfensters heute als fern überschobene, wurzellose Decken über dem Venediger-Deckensystem. Ihre basalen Anteile, der Großteil der ozeanischen Kruste, wurden subduziert. Die Teildecken sind oft tektonisch fragmentiert und vielfach unterschiedlich metamorph überprägt. Entsprechend schwierig sind daher großräumige Korrelationen, die innerhalb des gesamten Tauernfensters nur auf der Ebene der Deckensysteme möglich sind. Die interne Hierarchie der Penninischen Decken des Tauernfensters wird daher von zwei großtektonischen Einheiten, dem Glockner-Deckensystem nach STAUB (1924) und dem Deckensystem Matreier Zone – Nordrahmenzone bestimmt.

4.2.1. Glockner-Deckensystem

Das Glockner-Deckensystem besteht aus den metamorphen Produkten von kreidezeitlichen, kalkigen, mergeligen und tonigen Sedimenten des Penninischen Ozeans (den Bündnerschiefern der „Glocknerfazies“ im Sinne von FRASL & FRANK, 1966) und aus metamorphen Resten der ozeanischen Kruste. Die Metasedimente liegen uns heute als Kalkglimmerschiefer und dunkler, kalkiger bzw. kalkfreier Phyllit vor. Die Metabasite wurden durch die alpine Metamorphose in Grünschiefer, Prasiniten und Amphibolite umgewandelt. Diese der Bündnerschiefer-Gruppe zugeordneten Gesteine bestimmen den Charakter des Glockner-Deckensystems im Großteil des Tauernfensters.

Das Glockner-Deckensystem bildet am aktuellen Kartenblatt einen rund 500 bis maximal 1500 Meter mächtigen tektonischen Körper, der durch ein nur wenige Meter dünnes Band aus Perm- und Triasgesteinsschollen in zwei Teildecken untergliedert ist. Die liegende Teildecke müsste die Fortsetzung der Marislwand-Schuppe des Zederhaustales (die Marislwand befindet sich 3,5 km südwestlich der Ortschaft Zederhaus) sein, die hangende wurde von EXNER (1984) Kolm-Decke (der Kolm ist ein 2,5 km nordöstlich der Ortschaft Pusarnitz gelegener Berg Rücken) genannt.

4.2.2. Deckensystem Matreier Zone – Nordrahmenzone

In der Nordrahmenzone beziehungsweise in der Matreier Zone am Südrand des Tauernfensters werden die tektonisch höchsten Penninischen Decken und Schuppenzonen zusammengefasst. Die Hauptmasse der hier auftretenden Gesteine sind wiederum Metasedimente der Bündnerschiefer-Gruppe. Im Gegensatz zum Glockner-Deckensystem treten aber in der Matreier Zone neben den kreidezeitlichen auch etliche bereits im „Dogger“ und „Malm“ abgelagerte Teile der Bündnerschiefer auf. Die Ophiolite beinhalten neben zahlreichen Metabasiten auch spektakuläre Serpentinittkörper (MELCHER et al., 2002; KOLLER & PESTAL, 2003).

Auch vom Ostrand des Tauernfensters sind seit langer Zeit serpentinierte Ultrabasitkörper in der Literatur bekannt (BECKE, 1909a). Sie liegen tektonisch

über dem Glockner-Deckensystem, stellenweise im Verband mit dunklem Phyllit der Bündnerschiefer-Gruppe (Fuscher Phyllit), stellenweise auch verschuppt mit unterostalpinen (Perm und Trias) Gesteinen. Sie wurden bislang (EXNER, 1980a) zur Katschbergzone gerechnet. Diese Serpentinite spielen in plattentektonischen Überlegungen, die zur tektonischen Gliederung des aktuellen Kartenblattes Spittal a.d. Drau angestellt wurden, eine wichtige Rolle. Deshalb werden sie nun von der unterostalpinen Katschbergzone getrennt und als tektonisch stark reduzierte Schuppen der Nordrahmenzone zum Penninikum des Tauernfensters gestellt. Sie treten südlich der Torscharte unmittelbar an der nördlichen Blattschnittgrenze des gegenständlichen Kartenblattes und im Bereich Ebenwald, westlich von Gmünd, auf. In der Legende der geologischen Karte werden sie mit der „Überschrift Schuppen der Nordrahmenzone mit unterostalpinen Schollen (Bereich Torscharte und Ebenwald)“ geführt.

4.3. Ostalpin

Das Ostalpin bildete nach der Öffnung des Piemont-Ligurischen Ozeans im Jura den nordöstlichen Teil der Apulischen Kontinentalplatte. Im Zuge der alpidischen Kontinentkollisionen wurde es vom Mantel abgetrennt und liegt heute als Deckenstapel über den Penninischen Decken. Es lässt sich in ein Unter- und Oberostalpin untergliedern.

4.3.1. Unterostalpin, Katschbergzone

Das Unterostalpin umfasst jene Teile, die den Kontinentalrand zum Penninischen Ozean gebildet haben und während dessen Öffnung und Schließung eine intensive strukturelle und/oder metamorphe Umgestaltung erlebt haben. Im Bereich des Kartenblattes ist das Unterostalpin durch die Katschbergzone (Begriffsbildung siehe SCHUSTER [2005b]) vertreten. Diese stellt nach TOLLMANN (1977) und EXNER (1990) eine tektonische Zone dar, welche durch „Auswalzung verschiedener Decken des Radstädter Deckensystems“ hervorgegangen ist.

Die Katschbergzone umfasst Phyllonite nach Glimmerschiefern und Paragneisen mit Bereichen von weniger stark deformierten retrograden, z.T. quarzitischen Granatglimmerschiefern und Paragneisen. Selten sind Amphibolite und Marmore eingelagert. Im Liegenden findet sich eine Abfolge aus prograd metamorphen, unterschiedlich stark graphitisch pigmentierten Serizit-Chlorit-Quarz Phylliten (Katschberg-Quarzphyllit), in welchen Lagen und Schollen von Graphitquarziten, gebänderten Kalkmarmoren, glimmerreichen Marmoren und Ankerit führenden Dolomiten („Eisendolomit“) eingeschaltet sind. Diese Einlagerungen werden als „Lisabich-Schollen“ bezeichnet und sind als altpaläozoisch eingestuft. Die Liegendgrenze zu den im Wesentlichen aus Grünschiefern, Schwarzphylliten und Kalkphylliten aufgebauten penninischen Einheiten wird durch Schollen von mesozoischen Metasedimenten in Form von skythischem Lantschfeldquarzit sowie anisichen Rauwacken, Kalzitmarmoren und Dolomiten gebildet. Die mesozoischen Gesteine werden „Tschaneck-Schollen“ genannt (EXNER, 1942, 1980a; MEYER, 1977; NOWOTNY, 1976).

Schollen von mesozoischen Metasedimenten am Osthang des Stubecks sind in der Karte als Unterostalpin indiziert. Es handelt sich um wenige Aufschlüsse, welche innerhalb großflächiger Auflockerungsbereiche auftreten. Nach dem Geländebefund ist unklar, ob diese Schollen tatsächlich dem Unterostalpin oder einer der oberostalpinen Einheiten, z.B. der Bundschuh-Decke angehören.

Die prägende Metamorphose in den phyllonitisierten Granatglimmerschiefern und Paragneisen wird als Produkt des variszischen Kontinentkollisionsereignisses betrachtet. An Hand des Auftretens von Granat müssen zumindest Bedingungen der oberen Grünschieferfazies erreicht worden sein. Die retrograde Überprägung erhielten die Gesteine in der alpidischen Subduktionszone, ge-

meinsam mit den Gesteinen der „Lisabichl-“ und „Tschaneck-Schollen“, die dabei eine prograde Metamorphose erfuhren. Die Metamorphose in der alpidischen Subduktionszone erfolgte in der Oberkreide oder viel wahrscheinlicher im Tertiär. Sie erreichte bei hohem Fluiddurchsatz Bedingungen der untersten Grünschieferfazies.

4.3.2. Oberostalpin

Die Oberostalpinen Einheiten bilden einen vornehmlich eoalpidischen Deckenstapel, der mit Prozessen im Zuge der Schließung des Meliata-Ozeans entstanden ist. Nach SCHMID et al. (2004) lässt es sich in Deckensysteme gliedern, von denen mehrere auf dem Kartenblatt auftreten.

4.3.2.1. Koralpe-Wölz-Deckensystem

Das Koralpe-Wölz-Deckensystem beinhaltet eine ganze Reihe lithostratigraphischer Einheiten, welche sich durch eine permische Metamorphose und eine intensive eoalpidische Metamorphose- und Strukturprägung auszeichnen. Sie tragen keine Reste von transgressiv auflagernden, mesozoischen Sedimentgesteinen. Die Einheiten lassen sich im Gelände zum Teil recht scharf voneinander abgrenzen und zeigen oft einen unterschiedlichen Metamorphosegrad. Daraus lässt sich schließen, dass zwischen den lithostratigraphischen Einheiten eine Relativbewegung stattgefunden hat und die Grenzflächen auch als Deckengrenzen zu betrachten sind. Derzeit sind jedoch nur die wenigsten dieser tektonischen Einheiten benannt (z.B. Prijakt-Decke: BEHRMANN [1990]).

4.3.2.1.1. Prijakt-Polinik-Komplex

Der Prijakt-Polinik-Komplex umfasst früher isoliert betrachtete, Eklogit führende Einheiten in der Schober-, Sadnig- und Kreuzeckgruppe. Der Prijakt-Polinik-Komplex ist hauptsächlich aus quarzitischen Plagioklasgneisen, metablastischen Paragneisen und grobschuppigen Zweiglimmerschiefern aufgebaut. Darin finden sich Einlagerungen von Eklogiten, Eklogitamphiboliten, Amphiboliten und Mikroklinaugengneisen sowie Pegmatitgneisen. Geringmächtige Marmorlagen sind extrem selten (LINNER, 1999). Im Bereich des Kartenblattes sind lediglich die südöstlichsten Ausläufer des Prijakt-Polinik-Komplexes enthalten. In den hier auftretenden Amphiboliten konnten bisher keine Relikte ehemaliger Eklogite aufgefunden werden.

Basierend auf Pb-Pb-Einzel-Zirkon-Evaporationsaltern von SCHULZ et al. (2004) handelt es sich bei den Protolithen (= Ausgangsgestein) der Eklogitamphibolite um etwa 590 Ma (Millionen Jahre) alte N-MORB-Basalte. Die assoziierten Orthogneise haben Kristallisationsalter von 460–480 Ma.

Hinweise auf ein variszisches Metamorphoseereignis ergeben sich aus EMS-Datierungen an Monazit (SCHULZ et al., 2005). Das Auftreten von vermutlich permischen Pegmatiten, in Verbindung mit selten auftretenden Disthenhaufwerken, die als Relikte von ehemaligem Andalusit gedeutet werden können sowie zahlreiche EMS-Datierungen an Monazit (SCHULZ et al., 2005) sprechen für eine permische Metamorphoseprägung.

Zahlreiche Rb-Sr-, K-Ar- und Ar-Ar-Abkühlalter von Muskoviten und Biotiten aus dem Prijakt-Polinik-Komplex belegen eine intensive eoalpidische metamorphe Prägung (OXBURGH et al., 1966; BREWER, 1969; LAMBERT, 1970; DEUTSCH, 1988a). Dazu kommen ein kretazisches Sm-Nd-Granatalter gemessen an einem Eklogit (115 ± 33 Ma) und mehrere Rb-Sr-Alter von Phengiten, die 75–95 Ma ergaben (LINNER et al., 1998). Alle diese Daten legen nahe, dass die eklogitfaziale Metamorphose dem eoalpidischen Ereignis zuzurechnen ist. In der Schobergruppe wurden 16–18 kbar bei 625°C erreicht (LINNER et al., 1998), während für die Kreuzeckgruppe 11 kbar bei 600°C (HOKE, 1990) angegeben werden.

4.3.2.1.2. Millstatt-Komplex

Der Millstatt-Komplex wird größtenteils von Metapsammiten und Metapeliten aufgebaut, die heute als monotone, z.T. quarzreiche Paragneise und Glimmerschiefer mit Quarzitlagen vorliegen. Amphibolite und Granatamphibolite finden sich untergeordnet aber weit verbreitet als kleinere Linsen und Lagen. Östlich von Seeboden ist ein Serpentinittkörper zu finden. Innerhalb von Amphiboliten sind auf dem südöstlich angrenzenden Kartenblatt 200 Arnoldstein Relikte von Eklogiten vorhanden. Nach TEIML et al. (1996) treten die Eklogite als einige Zentimeter bis Dezimeter dicke Lagen auf. Der eklogitfazielle Mineralbestand ist auf Grund einer amphibolitfaziellen Überprägung nurmehr teilweise erhalten. Die von HERITSCH (1927) aus der Lieserschlucht beschriebenen „Eklogite“ wurden bereits von ANGEL & MEIXNER (1953) als Kalksilikatfelse in Verband mit Amphiboliten erkannt. Ebenfalls auf dem südöstlich angrenzenden Kartenblatt sind mehrere hundert Meter mächtige Marmore (Gummern Marmor) und Orthogneiskörper (Villacher Granitgneis) eingelagert (GÖD, 1976). Kleinere Orthogneisvorkommen finden sich auch nordöstlich von Möllbrücke. Pegmatitgneise sind ein weit verbreiteter und charakteristischer Bestandteil des Millstatt-Komplexes. Sie sind mit den Umgebungsgesteinen deformiert. Das Spektrum reicht von grobkörnigen, makroskopisch wenig deformierten Typen bis zu Myloniten. Sie bilden bis zu einige Zehnermeter mächtige und 300 m lange Körper, welche zumeist konkordant in die Nebengesteine eingelagert sind.

Das Eduktalter der Metasedimentserien des Millstatt-Komplexes ist derzeit nicht bekannt. Einerseits spricht das Alter des Villacher Granitgneises (445 ± 44 Ma [FRIMMEL 1987, 1988]) für eine Ablagerung vor 450 Ma, andererseits lassen Sr-Isotopendaten der Marmore ein vor-oberordovizisches (>465 Ma) Alter unwahrscheinlich erscheinen (SCHUSTER et al., 2005). Auch die präalpidische Metamorphosegeschichte ist nicht besonders gut bekannt. Seit jeher wird eine variszische Metamorphoseprägung für den Millstatt-Komplex angenommen. Diesem Ereignis kann man die älteste Granatgeneration, welche mit Disthen und Staurolith vergesellschaftet ist, zuordnen. Für eine permische, amphibolitfazielle Metamorphose spricht das Auftreten der permischen Pegmatite (SCHUSTER et al., 2001), ein Quarzgang mit den Disthenpseudomorphosen nach permischem Andalusit (WALTER, 2005b), aber auch die Disthenhaufwerke in den Metapeliten, welche als Pseudomorphosen nach permisch gebildetem Andalusit und Sillimanit interpretiert werden können. Die eoalpidische Metamorphoseprägung wurde von TEIML et al. (1996) untersucht. Zum eoalpinen Metamorphosehöhepunkt erreichten die Eklogite Bedingungen von $>13,8$ kbar und $630 \pm 20^\circ\text{C}$ (HOINKES et al., 1999). Diese Abschätzung beruht auf dem Granat-Klinopyroxen-Thermometer und dem Jadeitgehalt der Omphazite. Reaktionstexturen der Eklogite spiegeln einen retrograden Metamorphoseverlauf wider, welcher in einer ersten Phase durch isothermale Dekompression charakterisiert ist. Die eoalpidische Metamorphose ist von einer durchgreifenden Deformation begleitet, die das heutige Bild der Gesteine prägt (STRAUSS, 1990).

4.3.2.1.3. Radenthein-Komplex (inklusive Aineck-Theuerlnock-Serie)

Die Bezeichnung Radenthein-Komplex geht auf den Begriff „Radentheiner Glimmerschiefer“ von SCHWINNER (1927) zurück (zur Begriffsbildung und Definition siehe auch SCHUSTER, 2005b).

Die prägende Lithologie des Radenthein-Komplexes sind hellglimmerreiche Granatglimmerschiefer. Darin eingelagert ist ein breites Spektrum an Ca-Amphibol führenden Gesteinen, welches von Hornblende führenden Gneisen über Garbenschiefer (Amphibol führende Glimmerschiefer) bis zu massiven Amphiboliten reicht. Außerdem finden sich unreine Marmore, ein Magnesitvorkommen und Graphitschiefer. Innerhalb der Einheit ist eine gegen das Unterostalpin hin zu

nehmende retrograde Überprägung der Gesteine festzustellen (THURNER, 1958; MEYER, 1977; SCHIMANA, 1986; BELOCKY, 1987).

Das Sedimentationsalter des Radenthein-Komplexes ist unbekannt. Auf Grund der bunten lithologischen Zusammensetzung mit dem Auftreten von Marmoren wird aber ein altpaläozoisches Alter für möglich gehalten.

Die Mikrostrukturen in den Gesteinen des Radenthein-Komplexes sprechen für eine Entstehung während einer prograden Metamorphose (SCHIMANA, 1986). Die lediglich an einer Lokalität auftretenden Kerne der zweiphasigen Granate geben allerdings einen Hinweis darauf, dass zumindest ein Teil der Einheit bereits grünschieferfaziale Bedingungen nahe dem Granatstabilitätsfeld erfahren hat. Mit Bezug auf SCHUSTER & FRANK (2000) könnte diese Erwärmung im Perm stattgefunden haben. Die prägende Metamorphose der Einheit erreichte Bedingungen von 550–600°C bei 6–10 kbar (KOROKNAI et al., 1999; TEIML et al., 1996). Sm-Nd-Granatalter eines Amphibolites und eines Gneises aus dem Radenthein-Komplex von Predlitz (158 Stadl a.d. Mur) lieferten Alter von 101 ± 6 und 84 ± 4 Ma (SCHUSTER & FRANK, 2000), während K-Ar- und Rb-Sr-Datierungen von Hellglimmer, Biotit und Gesamtgesteinen Alter zwischen 78 und 125 Ma ergaben (BREWER, 1969; HAWKESWORTH, 1976; SCHIMANA, 1986; FRANK et al., 1987). Alle diese Daten belegen, dass die Metamorphoseprägung des Radenthein-Komplexes während des eoalpidischen Ereignisses in der Kreide erfolgte. Die gegen das Unterostalpin hin zunehmende retrograde Überprägung muss mit dem alpidischen Metamorphosezyklus in Verbindung stehen. Dabei wurden die Gesteine bei Bedingungen der untersten Grünschieferfazies unter Fluidzufuhr zumeist statisch überprägt.

4.3.2.2. Ötztal-Bundschuh-Deckensystem

Das Ötztal-Bundschuh-Deckensystem umfasst die Ötztal-Decke westlich und die Bundschuh-Decke östlich des Tauernfensters. Beide Decken bestehen aus einem variszisch metamorphen kristallinen Untergrund und transgressiv auflagernden mesozoischen Metasedimenten. Die eoalpidische Metamorphose zeigt einen gegen das Hangende hin abnehmenden Metamorphosegrad.

Die Bundschuh-Decke überlagert den Radenthein-Komplex des Koralm-Ötztal-Deckensystems im Bereich der Nockberge. Sie besteht aus dem Bundschuh-Priedröf-Komplex und den transgressiv auflagernden mesozoischen Metasedimenten des Stangalm-Mesozoikums s. str. (PISTOTNIK, 1980).

4.3.2.2.1. Bundschuh-Priedröf-Komplex

Die liegenden Anteile des Bundschuh-Priedröf-Komplexes bestehen aus Paragneisen (Priedröf-Paragneis) mit Einschaltungen von hellen Orthogneisen (Bundschuh-Orthogneis). Der höhere Teil, welcher im Zentrum einer großräumigen, sehr weit offenen Synklinalstruktur erhalten ist, besteht aus Glimmerschiefern. Vor allem im hangenden Teil sind oft recht mächtige Amphibolite eingelagert. Weiters finden sich Aplitgneise, während Marmore extrem selten auftreten. Im Bereich des Tschierwegernockes sind Gänge aus Metagabbro anzutreffen (HERITSCH, 1924; THURNER, 1958; STOWASSER, 1956; EXNER, 1991).

Der Bundschuh-Orthogneis ist siliziumreich (ca. 75 Gew.-%) und lässt sich chemisch als peraluminöser Granit- bis Alkaligranitgneis klassifizieren. Auffallend sind niedrige Gehalte an Sr, Rb, Ba und Zr. Auf Grund der Spurenelementverteilung handelt es sich sehr wahrscheinlich um einen syn-kollisionären Granit (FRIMMEL, 1988). Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochronen von Proben aus verschiedenen Orthogneiskörpern ergaben kein eindeutiges Alter, sondern mehrere, etwa parallele Isochronen mit Werten von 314–397 Ma. Rb-Sr-Muskovitalter der gleichen Proben ergaben Alter von 350–370 Ma. Diese Daten wurden von FRIMMEL (1988) als Hinweis auf eine variszische Überprägung eines primär vorvariszischen

schen Granites interpretiert. Zirkone aus dem Bundschuh-Orthogneis lieferten ein Alter von ca. 470 Ma (KLÖTZLI, pers. Mitteilung).

Basierend auf dem Intrusionsalter des Bundschuh-Orthogneises ist ein vor-mittelordovizisches Ablagerungsalter für die monotonen Paragneise und Glimmerschiefer des Bundschuh-Priedröf-Komplex anzunehmen. Ein solches Alter würde auch das Fehlen von Karbonatgesteinen erklären, da sich das Ostalpin während des späten Präkambriums und bis in das Ordovizium in einer polnahen Position befunden hat.

Die Texturen der Metasedimente weisen auf eine polyphase Metamorphosegeschichte hin. Die Kerne der zweiphasigen Granatkristalle, die nur mehr teilweise vorhandenen Staurolithporphyroblasten und der Oligoklas gehören zu einem älteren Metamorphoseereignis, welches durch amphibolitfazielle Bedingungen gekennzeichnet ist. Flache Elementverteilungsmuster in den Granatkernen wurden als Hinweis auf diffusive Homogenisation der Kristalle interpretiert (SCHIMANA, 1986; THEINER, 1987), welche bei über 600°C stattfinden kann (z.B. YARDLEY, 1977). Diese Metamorphose wird auf Grund der Rb-Sr-Daten aus den Bundschuh-Orthogneisen als variszisch interpretiert.

Das überprägende Metamorphoseereignis zeigt eine regionale Zonierung, welche sich auch in der Verteilung der jüngeren Granatgeneration widerspiegelt. In den tektonisch tiefsten Teilen im Süden der Einheit wurden amphibolitfazielle Bedingungen von ca. 600°C und 10–11 kbar erreicht (KOROKNAI et al., 1999). Im Hangendsten Teil unter dem transgressiven Mesozoikum fehlt der jüngere Anwachssaum der Granate und Chloritoid wurde innerhalb der Staurolithpseudomorphosen gebildet. Daraus lassen sich Bedingungen der unteren Grünschieferfazies ableiten. K-Ar-, Ar-Ar- und Rb-Sr-Alter von Muskovit und Biotit aus Paragneisen und Glimmerschiefern des Bundschuh-Priedröf-Komplexes ergaben kretazische Alter, die belegen, dass die Überprägung während des eoalpidischen Ereignisses stattfand (BREWER, 1969; HAWKESWORTH, 1976; SCHIMANA, 1986; FRANK et al., 1987; SCHUSTER & FRANK, 2000). Lediglich direkt unter dem transgressiven Mesozoikum wurden eoalpidisch nicht völlig neu eingestellte K-Ar-Muskovitalter bestimmt (SCHIMANA, 1986). Dies deckt sich wiederum mit der Feststellung, dass in diesem Bereich nur Bedingungen der unteren Grünschieferfazies mit Temperaturen um 400°C erreicht wurden.

4.3.2.3. Drauzug-Gurktal-Deckensystem

Die Decken des Drauzug-Gurktal-Deckensystems beinhalten ein variszisch metamorphes Grundgebirge, paläozoische Metasedimente und permomesozoische (Meta-)Sedimente. Auf dem Kartenblatt wird der südwestliche Teil durch dieses Deckensystem aufgebaut. Nach SCHUSTER et al. (2001) stellt das Gebiet der südlichen Kreuzeckgruppe, der Goldeckgruppe und der größte Teil der Gailtaler Alpen einen zusammenhängenden alpidischen Deckenkörper dar. Dieser wird hier als Kreuzeck-Goldeck-Gailtaler-Alpen-Decke bezeichnet. Dieser wird aus mehreren Komplexen aufgebaut, welche durch tektonische Prozesse im Zuge der variszischen Orogenese in Kontakt kamen. Der tektonisch tiefste Striden-Komplex ist im Bereich des Kartenblattes nicht an der Oberfläche aufgeschlossen, streicht aber im Oberdrautal unter der quartären Talfüllung auf das Kartenblatt. Darüber folgt der Gaugen- und Goldeck-Komplex. Letzterer wird auf dem südlich anschließenden Blatt 199 Hermagor von permomesozoischen Sedimenten transgressiv überlagert.

4.3.2.3.1. Gaugen-Komplex

Der Name Gaugen-Komplex wurde erstmals von K. SCHUSTER & R. SCHUSTER (2003) für eine kartierungsmäßig abgrenzbare, lithostratigraphische Einheit in der Kreuzeckgruppe verwendet und auf Grund von lithologischen Vergleichen auf die Goldeckgruppe übertragen. Der Gaugen-Komplex repräsentiert das

„zweistufig durchgeprägte, häufig diaphthoritische Altkristallin mit einem Marmorzug im Hangenden“ von ANGEL & KRAJICEK (1939) (zur Begriffsbildung und Definition siehe auch SCHUSTER, 2005b).

Die Hauptmasse des Gaugen-Komplexes wird von Zwei-Glimmerschiefern bis -Gneisen gebildet. Darin eingelagert finden sich Orthogneise, Amphibolite und ein mächtiger Marmorzug (DEUTSCH, 1977, 1988a; HEINZ, 1987; SCHUSTER & SCHUSTER, 2003). Bei den Orthogneisen lassen sich verschiedene Typen unterscheiden, wobei in der Goldeckgruppe vor allem bis zu 70 m mächtige Augengneislagen auftreten. Auch die Amphibolite zeigen verschiedene Varietäten. Chemische Untersuchungen ergaben, dass für die meisten Amphibolitkörper basaltische Schmelzen mit tholeiitischer Zusammensetzung als Ausgangsprodukte wahrscheinlich sind (DEUTSCH, 1977).

Das Sedimentationsalter des Gaugen-Komplexes ist unbekannt, muss jedoch vor dem Oberkarbon liegen, da die Einheit von der variszischen Metamorphose erfasst wurde. Das für die Marmore vermutete devonische Alter (z.B. DEUTSCH, 1977; SCHÖNLAUB, 1979) lässt sich durch die Sr-Isotopenverhältnisse der Marmore zwar nicht bestätigen, aber auch nicht ausschließen.

Die prägende Metamorphose des Gaugen-Komplexes erreichte Bedingungen der Amphibolitfazies. Dieses Metamorphoseereignis wird auch von DEUTSCH (1977; 1988a) als variszisch interpretiert. Dafür sprechen auch zahlreiche Ar-Ar-Muskovitalter aus Paragneisen und Orthogneisen welche Ar-Ar-Muskovitalter von 310–316 Ma ergaben (SCHUSTER, unpubl. Daten). Während des eoalpidischen Ereignisses erlebte die Einheit eine Überprägung in unterster Grünschieferfazies, welche das retrograde Erscheinungsbild der Gesteine erklärt (DEUTSCH, 1988a).

4.3.2.3.1. Goldeck-Komplex

Die in der Karte als unter dem lithostratigraphischen Begriff Goldeck-Komplex zusammengefassten Gesteine wurden erstmals von ANGEL & KRAJICEK (1939) behandelt und als „Phyllitgruppe“ und „Tonschiefergruppe mit Tuffen und Diabasen“ bezeichnet. Bei DEUTSCH (1977) wurden sie als „Gesteine der Muskovitzzone“ und bei HEINZ (1987) als „ausschließlich progressiv metamorphe Gesteine“ genannt.

Der Goldeck-Komplex wird hauptsächlich aus Quarzphylliten und deren Varietäten in Form von chloritreichen Phylliten, Kalkphylliten und erzeichen, Karbonat führenden Quarzphylliten aufgebaut. Eingeschaltet finden sich z.T. Graphit führende Quarzite, Metaquarzwacken und basische Metavulkanite, die als Abkömmlinge von Basalten, Tuffen und Tuffiten interpretiert werden können (DEUTSCH, 1977, 1988a; HEINZ, 1987). Weiters finden sich Kalk- und Dolomitmarmore. Diese bilden in den liegenden Anteilen des Goldeck-Komplexes einen mehr oder weniger durchgehenden Zug mit bis zu 100 m Mächtigkeit (Martensnock-Marmor).

Auf Grund des Conodontenfundes in den Marmoren des Goldeck-Komplexes und der nachgewiesenen variszischen Metamorphoseprägung ist ein altpaläozoisches Sedimentationsalter des Goldeck-Komplexes gesichert (SCHÖNLAUB, 1979).

Die Metamorphosebedingungen erreichen im Goldeck-Komplex maximal Bedingungen der unteren Grünschieferfazies. Das lässt sich unter anderem daraus ableiten, dass Biotit nur ganz vereinzelt in den tektonisch tiefsten Anteilen auftritt und Granat überhaupt nicht vorhanden ist. Basierend auf K-Ar-Gesamtgesteinsaltern von serizitreichen Phylliten (BREWER, 1969) und Ar-Ar-Muskovitaltern (SCHUSTER, unpubl. Daten), welche zwischen 307 und 322 Ma liegen, erfolgte die prägende Kristallisationsphase während des variszischen Ereignisses. Die Rekrystallisation von eindeutig dem eoalpidischen Ereignis zurechenbaren Strukturen lässt annehmen, dass während der eoalpidischen Überprägung in den tiefsten Anteilen wiederum Bedingungen der untersten Grünschieferfazies erreicht wurden.

4.4. Periadriatische Intrusiva

Ganggesteine, die dem Periadriatischen Magmatismus zugerechnet werden können, finden sich in der Goldeck- und Kreuzeckgruppe. Vom Gebiet des Karntenblattes wurden bisher zwei unterschiedliche Typen beschrieben, welche beide in Form von dezimeter- bis wenige Meter mächtigen und zumeist nur über kurze Strecken verfolgbaren Gängen auftreten. Einerseits finden sich Tonalite bis Granodiorite mit kalkalkalischer Signatur, auf der anderen Seite sind alkalibasaltische Lamprophyre vorhanden. K-Ar-Datierungen von Hornblende ergaben Alter von 28–32 Ma (DEUTSCH, 1984). Beide Typen von Ganggesteinen sind bisweilen stark alteriert.

5. Geologische Entwicklungsgeschichte

5.1. Präkambrische und paläozoische Entwicklung

Im jüngsten Präkambrium und bis ins Ordovizium (600–440 Ma) lagen das heutige Ostalpin und Subpenninikum am Rand des Gondwana-Kontinentes in einer Position weit südlich des Äquators (STAMPFLI & BOREL, 2004). Zu dieser Zeit kam es zur Ablagerung klastischer Sedimente, welche uns heute als monotone Paragneise und Glimmerschiefer entgegentreten (Teile des Prijakt-Polinik-, Millstatt-, Bundschuh-Priedröf-, Kareck-, Storz-, Reißbeck-Komplexes). In den Metasedimenten finden sich verschiedene magmatogene Gesteine wie z.B. die Bundschuh-Orthogneise der Bundschuh-Decke, welche um 470 Ma (mittleres Ordovizium [KLÖTZLI, pers. Mitt.]) als Granite intrudierten.

Im Silur wurden das Ostalpin und Subpenninikum als Teile des Hun-Superterranes von Gondwana abgespalten und drifteten langsam nordwärts. Bedingt durch Prozesse im Zuge der Abspaltung und die Lage an einem aktiven Kontinentalrand über einer Subduktionszone kam es zu intensiver magmatischer Tätigkeit. Basaltische Magmatite finden sich als Grünschiefer und Amphibolite in verschiedenen Einheiten (z.B. im Goldeck-, Gaugen-, Radenthein-, Storz-Komplex). Im Zuge der Nordbewegung gelangte das Ostalpin in eine äquatornahe Position, wodurch die Karbonatproduktion begünstigt wurde. Davon zeugen die mächtigen Marmoreinschaltungen des Goldeck- und Gaugen-Komplexes, welche nach Sr-Isotopendaten im Silur und Devon abgelagert wurden.

Im unteren Karbon (ca. 350 Ma) wurden im Bereich des heutigen Subpenninikums noch klastische, wahrscheinlich flyschoide Sedimente abgelagert (Draxel-Komplex). Das wesentliche Ereignis ist jedoch die Kollision des Hun-Superterranes mit Laurussia. Im Zuge dieses variszischen Ereignisses kam es im Bereich des heutigen Subpenninikums zu intensivem Plutonismus (340–320 Ma), welcher heute in Form verschiedener Granitoide und Orthogneise (Zentralgneise) in Erscheinung tritt. Die Umgebungsgesteine wurden dabei in unterschiedlichem Maße migmatisiert und von Gängen durchschlagen. Die meisten ostalpinen Einheiten erlebten eine amphibolitfazielle Metamorphoseprägung, welche im Gaugen-, Bundschuh-Priedröf und Millstatt-Komplex durch das Auftreten von Stauroolith und Granat belegt ist. Der Radenthein- und Goldeck-Komplex verblieben hingegen in einem höheren tektonischen Niveau und erlebten lediglich eine grünschieferfazielle Metamorphose. Ar-Ar-Muskovitalter (Abkühlalter unter 400°C) der variszischen Metamorphose liegen im Gaugen-Komplex bei etwa 315 Ma, und im Goldeck-Komplex um 320 Ma. Diese von der damaligen Erdoberfläche in die Tiefe fortschreitende Abkühlung ist ein Indiz dafür, dass die heutige Abfolge der Einheiten im Prinzip schon zu dieser Zeit vorhanden war und die Platznahme des Goldeck-Komplexes auf dem Gaugen-Komplex bereits präalpidisch stattfand. In intramontanen Becken kam es bereits ab dem Oberkarbon zur Ablagerung klastischer Sedimente. Derartige Ablagerungen bauen in metamorpher Form die Murtörl-Formation der Subpenninischen Decken auf.

Ab dem unteren Perm (ca. 290 Ma) kam es entlang des Südrandes des Variszischen Orogens zu einer Dehnung der Lithosphäre (SCHUSTER et al., 2001). Dadurch bedingt war ein hoher Wärmefluss, der sich in den zu dieser Zeit in einem tiefen Krustenniveau befindlichen Einheiten in einer Hochtemperatur/Niederdruck Metamorphose äußert. Mineralrelikte und texturale Relikte dieser Metamorphose sind im Millstatt-Komplex erhalten. Weiters kam es zur Bildung von Pegmatoiden, die im Prijakt-Polinik- und Millstatt-Komplex heute als Pegmatitgneise vorliegen. Auf der anderen Seite bildeten Teile des heutigen Unterostalpins, der Goldeck-Komplex, der Bundschuh-Priedröf-Komplex und das Subpenninikum die Erdoberfläche, auf der im Perm klastische Sedimente abgelagert wurden (z.B. Wustkogel-Formation, Alpiner Verrucano).

5.2. Mesozoische Entwicklung

In der Mitteltrias (ca. 240 Ma) öffnete sich der Meliata-Ozean und nahm ab diesem Zeitpunkt die Dehnung der Lithosphäre auf. Das Ostalpin bildete fortan den nordwestlichen Schelf dieses Ozeans, während das Subpenninikum weiter entfernt im Nordwesten lag. Die Lithosphäre begann abzukühlen und die Oberfläche senkte sich auf Grund der Dichtezunahme langsam ab. Die kontinuierliche Absenkung wurde im Bereich des Ostalpins durch die Sedimentation von größtenteils flachmarinen Karbonatsedimenten ausgeglichen, welche bis über 3000 m Mächtigkeit erreichten. Diese bilden z.B. das Mesozoikum des Drauzuges oder das Stangalm-Mesozoikum auf den angrenzenden Kartenblättern. Sukzessive wurden auch weitere Teile des Subpenninikums transgrediert, wobei die Sedimentmächtigkeiten hier deutlich geringer sind und bisweilen nur wenige Zehnermeter betragen (z.B. Seidlwinkl-Formation).

Auch im Jura hielt das Dehnungsregime an. Schließlich kam es vor ca. 160 bis 170 Millionen Jahren zur Bildung des penninischen Ozeanbeckens, das letztlich die Apulische Platte (inklusive dem heutigen Ostalpin) vom „helvetisch-europäischen Schelf“ (inklusive dem heutigen Subpenninikum) abtrennte. Dies ereignete sich gleichzeitig, mit der „Öffnung des Mittelatlantiks“, zwischen Afrika und Nordamerika, dessen Nordrand durch eine Transform-Zone zwischen Süds Spanien und Maghreb mit dem Südrand des Penninischen Ozeans verbunden war (Abb. 4A). Zwei geotektonische Phasen kennzeichneten diese Entwicklung:

- 1) das vor-ozeanische Rifting und
- 2) die Bildung neuer ozeanischer Kruste durch Seafloor-spreading an einem mittelozeanischen Rücken.

Die erste Phase setzte im Lias, möglicherweise aber schon in der obersten Trias ein. Im Bereich des heutigen Südalpins und Ostalpins bildeten sich dabei durch N–S-verlaufende Brüche begrenzte Schwellen und Becken aus. Im unteren Dogger wurden die Dehnungen im Bereich des oberen Mantels intensiver. Dies führte vor allem im Bereich des heutigen Unterostalpins zur Bildung zahlreicher listrischer Brüche, die sich nach unten in flache Abschiebungen fortsetzten (TRÜMPY, 1975; FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996). Die kontinentale Kruste wurde dadurch in große gekippte Schollen zerlegt. Dabei kamen vor allem Brekzien und Turbidite zur Ablagerung. Diese „Synrift-Sedimente“ sind in den Tarntaler Bergen, in den Radstädter Tauern und in der Matreier Zone (HÄUSLER, 1988) typisch und besonders prächtig entwickelt.

Der Übergang vom Rifting zum Seafloor-spreading vollzog sich durch weitere Dehnung der Lithosphäre, wobei die Kruste aufriss und der subkontinentale Mantel an einer flach gegen Süden fallenden Abschiebung exhumiert wurde. So entstand eine mehrere Zehnerkilometer breite Zone von freigelegtem, serpentinisiertem, subkontinentalem Mantelmaterial als initialer Ozeanboden. Darauf wurden Tiefseesedimente in Form von Radiolariten (unter der CCD) und Aptychenkalken abgelagert. Wie wir heute aus vielen Profilen wissen, lagern die Radiolarite oftmals direkt über Ophikalziten des zuvor beschriebenen serpentinisierten

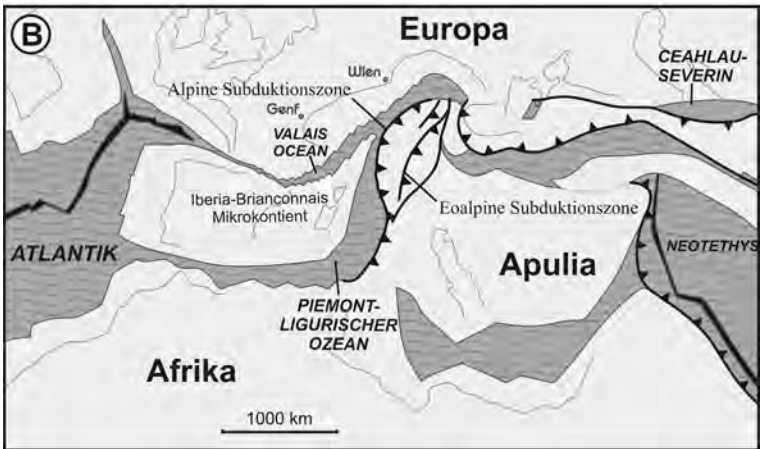


Abb. 4. Paleogeographische Karten des Alpenraumes für den Jura (A; Oxford, ca. 160 Ma) und die Mittlere Kreide (B; Santon ca. 85 Ma).
Verändert nach SCHMID et al. (2004).

Mantels. Somit herrschten im Penninikum ab dem späteren Mitteljura tiefmarine Bedingungen.

Gegen Ende des mittleren Jura wurde das Rifting schwächer oder setzte ganz aus. Durch den aufsteigenden astenosphärischen Mantel kam es in weiterer Folge zur Ausbildung eines mittelozeanischen Rückens, wo durch Seafloor-spreading ozeanische Kruste in Form von Ophioliten gebildet wurde. Dieser Prozess bedingte die allmähliche Verbreiterung des Ozeanbeckens.

Auf dem heutigen Subpenninikum, welches den nördlichen Schelf des Ozeans bildete, wurden im Oberjura karbonatische Flachwassersedimente abgelagert, welche uns auf dem Kartenblatt als Silbereckmarmor entgegnetreten.

Im Mittel- und Oberjura war der südliche Teil des Ostalpins vermutlich von sinistraler Seitenverschiebungstektonik betroffen. Dadurch verschwanden der Meliata-Ozean und die Krustenblöcke, aus denen später die eoalpidische Oberplat-

te hervorgehen sollte (Ötztal-Bundschuh- und Drauzug-Gurktal-Deckensystem), nahmen südlich jener Teile Platz, welche die eoalpidische Unterplatte bilden sollten (z.B. Koralpe-Wölz-Deckensystem).

Ab der Unteren Kreide (ca. 140 Ma) setzte die bis heute andauernde Konvergenz zwischen Afrika und Europa ein. Die Verkürzung des Raumes wurde durch Subduktionsprozesse aufgenommen, wobei die europäische Mantellithosphäre gegen S–SE unter die Apulische Lithosphäre abtauchte (Abb. 4B). Darüber entwickelten sich zumindest zwei krustale Subduktionszonen, an denen Krustengesteine bis in den Mantel gelangten. Die Deformation setzte zunächst im Süden ein und schritt gegen das Vorland im Norden fort. Die eoalpidische Subduktionszone entstand in der Unterkreide. Das Ötztal-Bundschuh- und Drauzug-Gurktal-Deckensystem wurden dabei über das Koralpe-Wölz-Deckensystem geschoben. Teile des Koralpe-Wölz-Deckensystems wie der Prijakt-Polinik- und Millstatt-Komplex wurden dabei etwa 60 km tief versenkt, wobei knapp vor 90 Ma eklogitfazielle Metamorphosebedingungen von etwa 600°C und 14 kbar erreicht wurden (HOINKES et al., 1999). Nach 90 Ma (Wende Turon/Coniac) kam es zum Wiederaufstieg der versenkten Krustengesteine aufgrund ihrer geringeren Dichte gegenüber dem Mantel. Damit einher ging ihre Abkühlung. Die Abkühlung unter 400°C erfolgte im Polinik-Prijakt-, Bundschuh-, Radenthein- und Millstatt-Komplex um etwa 85 Ma. Im Gegensatz dazu wurden der Goldeck- und Gaugen-Komplex nicht über 300°C erwärmt, aber auch diese Einheiten wurde um E–W-streichende Achsen verfalltet.

Im penninischen Ozeanbecken wurden während der Unterkreide bedeutende Mengen von kalkigen, mergeligen und tonigen Sedimenten abgelagert. Mit der Oberkreide (ca. 100 Ma) setzte die Einengung des penninischen Meerestrogas und die Subduktion von ozeanischer Kruste in der alpidischen Subduktionszone ein. Der Großteil des Penninischen Ozeans stand zu diesem Zeitpunkt weiterhin als Sedimentationsraum zur Verfügung.

5.3. Känozoische Entwicklung

Die weitere Subduktion des Penninischen Ozeans führte wohl dazu, dass zuerst das Deckensystem Matreier Zone – Nordrahmenzone und danach das Glockner-Deckensystem von ihrer ehemaligen Basis abgesichert und in den Bereich eines Akkretionskeiles gelangten. Ihr Untergrund sowie der Großteil der ozeanischen Kruste und Teile der darauf abgelagerten Sedimente wurden subduziert und gingen für immer verloren. Nur ein kleiner Teil der subduzierten Gesteine wurde wieder obduziert. Wir können diese noch heute z.B. in der Eklogitzone des Südvenedigergebietes studieren und wissen daher recht gut über ihre Bildungsbedingungen während einer Hochdruck/Niedrigtemperatur-Metamorphose Bescheid. Diese werden von HOLLAND (1979) und FRANK et al. (1987) mit rund 20 kbar und 600°C angegeben, was einer maximalen Versenkung von gut 60 km entspricht. Die Bildung der Hochdruckparagenese (mit natriumreichem, grünem Klinopyroxen und magnesiumreichem Granat) dürfte sich im oberen Paläozän bis zum mittleren Eozän (65–40 Ma) ereignet haben, darauf deuten jedenfalls die Ergebnisse mehrerer geochronologischer Untersuchungen hin (ZIMMERMANN et al., 1994; DINGELDEY et al., 1997; RATSCHBACHER et al., 2005).

Im mittleren Eozän war das penninische Ozeanbecken komplett geschlossen (TRÜMPY, 1975), aber bereits zuvor traten Teile der europäischen kontinentalen Kruste in die Subduktionszone ein und es vollzog sich der Wechsel von subduktionsdominierter Tektonik zu nordvergenter kollisionsdominierter Tektonik. Dabei wurden die Penninischen Deckensysteme gemeinsam mit den Ostalpinen Decken weit auf den ehemaligen europäischen Schelf, dessen südliche Teile heute das Venediger-Deckensystem des Subpenninikums aufbauen, überschoben. Beide Penninischen Deckensysteme (Matreier Zone – Nordrahmenzone und

Glockner-Deckensystem) bilden heute große, wurzellose Deckenkörper. Etliche geochronologische Daten belegen, dass die weitere Deformation, der interne Deckenbau des Tauernfensters und die temperaturbetonte Regionalmetamorphose (Tauernkristallisation), deren Ergebnisse wir heute beobachten können, hauptsächlich im obersten Eozän und im Oligozän (40–23 Ma) stattfanden (RATSCHBACHER et al., 2005). Sie erreichte in den peripheren Teilen des Tauernfensters Bedingungen der Grünschieferfazies, in den zentralen Teilen Amphibolitfazies.

Ebenfalls im Oligozän kam es im südlichen Teil des Ostalpins zu E–W-orientierten sinistralen Seitenverschiebungen sowie zur Intrusion der Periadriatischen Magmatite und deren Gangfolge. Auf dem Kartenblatt Spittal a.d. Drau sind die durch Kataklastite gekennzeichnete Grenze zwischen Prijakt-Polinik-Komplex im Norden und Gaugen-Komplex im Süden, aber auch die Störungen im Siflitzgraben auf dieses Ereignis zurückzuführen. In diesem südwestlichen Teil des Kartenblattes finden sich auch die Ganggesteine der Periadriatischen Intrusiva, welche um 30 Ma intrudierten (DEUTSCH, 1984), ebenso wie zahlreiche Lagerstätten, die mit diesem Ereignis genetisch verbunden sind.

Ab der Grenze Oligozän/Miozän (23 Ma) stieß der Dolomiten-Indenter gegen Norden vor und die laterale Extrusion der Ostalpen gegen E zu setzte ein. Dabei wurde das Orogen in E–W-Richtung gestreckt. Der Prozess vollzog sich an einem System aus konjugierten Seitenverschiebungen in Kombination mit Abschiebungen. Dabei wurden einerseits subpenninische und penninische Einheiten in Fenstern bis an die Erdoberfläche exhumierte, andererseits entstanden Becken, die mit tertiären Sedimenten aufgefüllt wurden. Die Datierung dieser Ereignisse ist über das Alter der Abkühlung der Subpenninischen und Penninischen Decken sowie der tertiären Sedimente möglich und vollzog sich im frühen Miozän (ca. 23–14 Ma [FRISCH et al., 2000]).

Die Geologie des Kartenblattes ist ganz wesentlich durch die oben beschriebenen Strukturen bestimmt: Im Tauernfenster treten die Subpenninischen und Penninischen Decken zutage. Wesentliche tektonische Strukturen, die zur Bildung des Fensters führten, sind die NW–SE-orientierte, dextrale Mölltalstörung (FRISCH et al., 2000) sowie die ostgerichtete Katschbergabschiebung am Ostrand des Tauernfensters (GENSER & NEUBAUER, 1989). An beiden Störungszonen sind Versatzbeträge von mehreren Kilometern abzulesen. Abkühlalter aus dem Fenster liegen zwischen 22 und 16 Ma (CLIFF et al., 1971). Sie belegen eine bis zu diesem Zeitraum andauernde duktile Deformation innerhalb des Fensters und in der unmittelbar überlagernden Unterostalpinen Katschbergzone, während die überlagernden oberostalpinen Einheiten spröde deformiert wurden.

5.4. Landschaftsentwicklung vom Neogen bis in das Quartär

5.4.1. Morphogenese und Talentwicklung

Die Grundvoraussetzungen für die quartäre Formung waren bereits mit der tektonischen Entwicklung im Oligozän–Neogen gegeben. Mit Beginn der Extrusionstektonik im Untermiozän wurde die oligozäne nordgerichtete Entwässerung („Augensteinschotter“) gestört. Im Zuge dessen kam es zur tektonischen Kippung der hügeligen Altflächen (auch Nockfläche genannt) des „Gurktalblockes“ (FRISCH et al., 1998), auf welchen heute noch Reste von Roterden erhalten sind (östlich des Kartenblattes Spittal a.d. Drau). Weiters entwickelte sich entlang der Störungszonen, die während der Extrusionstektonik aktiv waren, ein W–E-gerichtetes Drainagesystem. Diesbezüglich ist das Unterdrautal ein Musterbeispiel für ein entlang dieser tektonischen Schwächezonen ausgerichtetes Tal. Weiters reflektieren die topographischen Verhältnisse in einem Querschnitt über das Liesertal – hier die 3000 m hohe Reißbeckgruppe, dort die 2000 m hohen Nockberge

– die weitere Hebungsgeschichte mit einem isostatischen Anstieg des Tauernfensters von ~1 mm/a, der auch heute noch anhält (EXNER, 1980a; cum lit.). Dabei ist festzuhalten, dass die Gesteine des Tauernfensters nicht vor dem späten Miozän, das heißt nicht vor 10 Mio. Jahren an der Erdoberfläche exponiert waren (HEJL, 2005 cum lit.). Mit der pliozänen Hebung (FRISCH et al., 1998) ist von einer Akzentuierung des Reliefs auszugehen.

Als morphologische Zeugen einer schon fortgeschrittenen „älteren“ (? prä-quartären) Talentwicklung werden u.a. der Millstätter Seenerücken angeführt, welcher nach PENCK & BRÜCKNER (1909) einen präglazialen Talboden darstellt. Weiters dürfte das etwa 200 m über dem heutigen Liesertal gelegene „Hochtal“ von Treffling (nördlich Seeboden) ein Relikt des Paläo-Liesertales darstellen. Mit den hoch über den heutigen Tälern gelegenen Höhlen (z.B. im Bereich des Siflitzgrabens) existiert ein weiterer Beleg für Phasen innerhalb der Morphogenese im Tertiär, als die Täler und damit das Vorfluterniveau noch nicht so tief eingeschnitten waren.

Erst die mehrfache Vergletscherung im Pleistozän sorgte für die prägende Formung der Landschaft (Abb. 5). Ein augenscheinliches Ergebnis glazialer Erosion ist das breite und übertiefte Drautal. Abgesehen von der Bohrung Kleblach/Lind, welche im Oberdrautal in 200 m Tiefe keinen Fels antraf, fehlen im Bereich des Kartenblattes Spittal und der Umgebung tiefer reichende Bohrungen (UCIK, 2005c). Geophysikalische Untersuchungen weisen jedenfalls das Ober- und Unterdrautal wie auch das Maltatal von nördlich Malta bis Gmünd als deutlich übertieft aus (siehe Kapitel 7.1.).

Als weiterer Zeuge einer glazialen Erosion ist der Millstätter See (Tiefe bis zu 140 m) hervorzuheben, dessen Längserstreckung einer zum Drautal parallelen Störung folgt. Nach PENCK & BRÜCKNER (1909) ist die Seefurche eine gutes Beispiel für ein aus einer glazialen Diffluenz*) resultierendes Becken (Abb. 6). In eine Weitung des präglazialen Bodens schnitt der Draugletscher in seiner Hauptflussrichtung zwei Talfurchen, das Drautal und die Millstätter Seefurche. Letztere war gegen einen Sattel mit Lage etwa bei Döbriach ausgerichtet. Dieser Übergang öffnete sich zu einem Tal, das die Richtung Kaningbachtal – Gegendtal – Klagenfurter Becken verfolgte. Durch das allmähliche Abschleifen dieser Wasserscheide wurde das Gebiet des heutigen Döbriacher Baches (Riegerbach) dem Einzugsgebiet des Millstätter Sees eingegliedert. Aus der glazialen Erosion resultierte so eine zentripetale, das heißt alpeneinwärts gerichtete Entwässerung eines ehemals gegen SE entwässernden Talgebietes sowie ein überschliffrer gegen NW abtauchender Millstätter Seenerücken.

Basierend auf den Ergebnissen geophysikalischer Untersuchungen (siehe Kap. 7) dürfte sich die Wanne des Millstätter Sees auch westlich der Lieser bis etwa Lendorf unter den glazialen Ablagerungen fortsetzen. Weiters liegen im Bereich südlich Rojach mit Staukörpern am Eisrand des Würm-Spätglazials, Grundmoräne des Würm-Hochglazials und den „älteren“ Schottern von St. Peter (siehe unten) ebenfalls nur Lockersedimente vor. Betrachtet man diese Gegebenheiten, erscheint es durchaus möglich, dass der ehemalige Unterlauf der Lieser bis zur letzten Großvergletscherung (Würm-Hochglazial) von Lieserhofen Richtung Rojach, das heißt gegen W bis WSW verlief.

Damit stellt sich auch die Frage, wie und wann der heutige, bis zu 100 m tief eingeschnittene Lieserlauf nördlich Spittal a.d. Drau – auch Lieserschlucht genannt – gebildet wurde. In diesem Talabschnitt fehlen jegliche Sedimente. Somit liegen auch keine Belege für eine Reaktivierung eines alten, verschütteten Tales unmittelbar mit dem Eisfreiwerden nach dem Würm-Hochglazial vor. Es ist dagegen durchaus vorstellbar, dass die Durchbruchstrecke erst im frühen Würm-Spätglazial (siehe unten) angelegt wurde.

*) Auseinanderfließen einer Strömung.

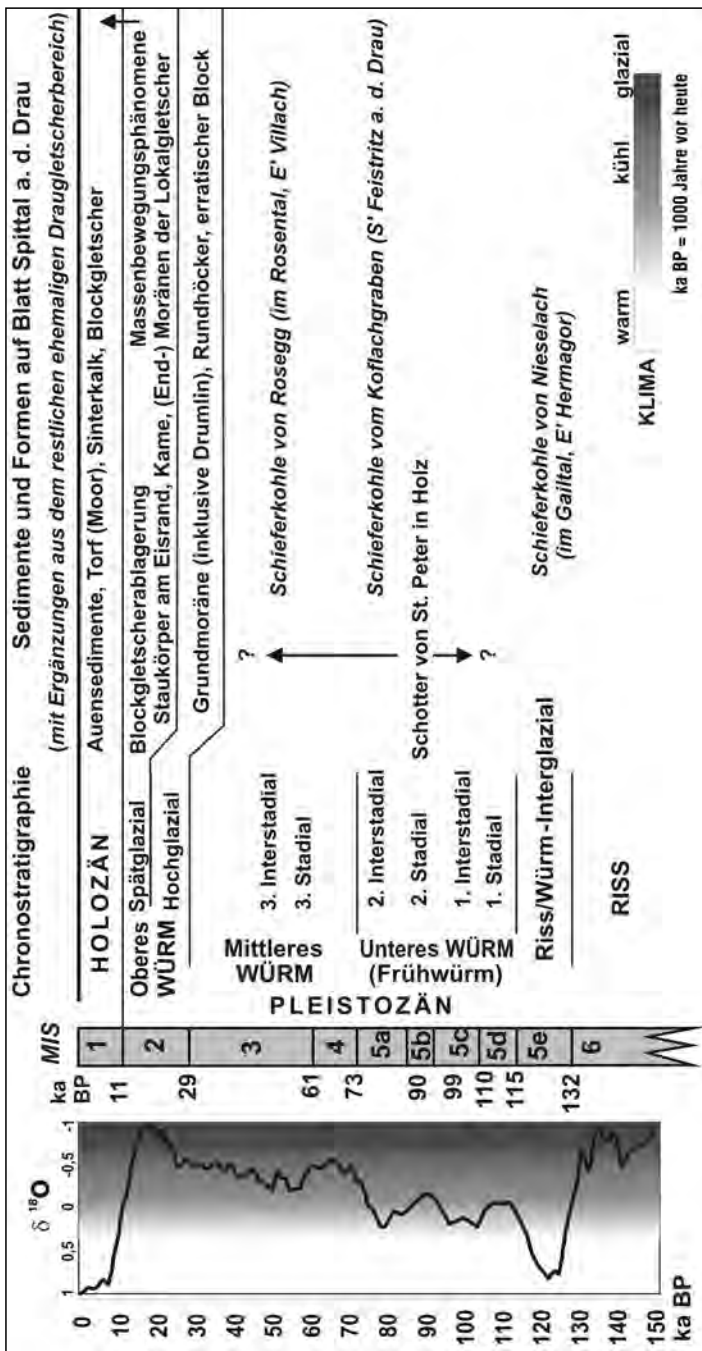
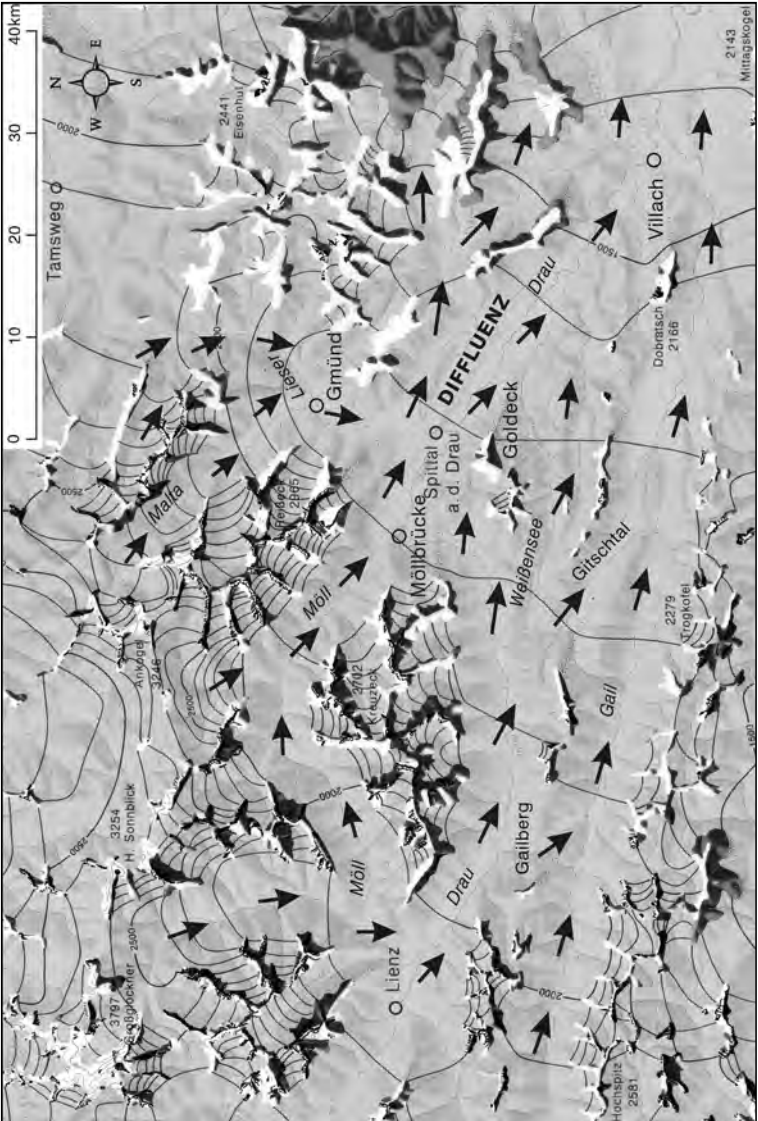


Abb. 5.
 Vereinfachte Quartärstratigraphie auf Blatt Spittal a. d. Drau mit Ergänzungen aus dem restlichen Draugletschergebiet. Die Gliederung erfolgte nach der alpinen Chronostratigraphie (CALINE & JERZ, 1984) und den Marinen Isotopenstufen (MIS; MARTINSON et al., 1987). Die Sauerstoff-Isotopenkurve spiegelt die Schwankun-

Abb. 6.
 Das Eisstromnetz in der
 weiteren Umgebung von
 Blatt 182 Spittal a.d. Drau
 (Ausschnitt aus VAN HU-
 SEN, 1987) samt einer
 Skizze der jeweiligen Ab-
 flussrichtungen (Pfeile).
 Die Diffluenz im Raum
 Spittal – Millstätter See ist
 gesondert vermerkt.



5.4.2. Die Landschaftsgenese anhand der quartären Sedimente und Formen

5.4.2.1. Prä-Würm-Hochglazial (Prä-LGM)

Die ältesten quartären Sedimente sind die Schotter von St. Peter in Holz, welche vor der letzten Großvergletscherung im Würm-Hochglazial von einer Paläo-Drau abgelagert wurden. Ihre Fazies (Sedimentcharakteristik) spricht für eine Bildung unter kühlen bis kalten Klimabedingungen, unter denen es zu einer Aufhöhung des Talbodens (Aggradation) vom heutigen Flussniveau bis 110 m darüber kam.

Für eine chronostratigraphische Einstufung dieser Ablagerungen fehlen konkrete Hinweise. Die Höhe der erfassten Basis im Bereich des heutigen Talniveaus wie auch die kaum vorhandene Verkittung und die nicht ersichtliche Verwitterung sprechen für Ablagerungen des letzten Interglazial-Glazialzyklus (Marine Isotopenstufe MIS 5-2; Abb. 5). Ein vager Anhaltspunkt für den Sedimentationszeitraum ist mit dem von FRITZ & UČIČ (1996) beschriebenen und in das 2. Frühwürm-Interstadial (Odderade; MIS 5a) eingestuften Lignit vom Koflachgraben (Kreuzenbach; 20 km drauabwärts, Kartenblatt 200 Arnoldstein), der etwa 30–40 m über dem heutigen Talboden liegt, gegeben. Demnach erscheint eine Beteiligung von Ablagerungen aus dem Frühwürm am Aufbau der Sedimente durchaus möglich. Angesichts der bisherigen Kenntnisse über die klimagesteuerte Sedimentation im Frühwürm, insbesondere während der kühlen Stadiale (REITNER, 2005a, b), erscheint es nicht notwendig, dass in der Schottersequenz auch „Vorstoßschotter“, d.h. Sedimente vom Beginn des Oberen Würm enthalten sind.

5.4.2.2. Würm Hochglazial (= Letztes Glaziales Maximum, LGM; MIS 2)

Am Übergang vom Mittleren Würm zum Oberen Würm (Abb. 5) verschlechterten sich die schon sehr kühlen Klimabedingungen und die Gletscher wuchsen aufgrund der Absenkung der Schneegrenze an. Aus dem Vergleich mit anderen großen alpinen Tälern wie z.B. dem Inntal (VAN HUSEN, 2000a; cum lit.) ist zu schließen, dass die Gletscher das Drautal bei Spittal a.d. Drau nicht vor ~27 ka BP* (~24 ka ¹⁴C BP) erreicht hatten. Letztlich entwickelte sich am Höhepunkt des Würm-Hochglazials ein Eisstromnetz (PENCK & BRÜCKNER, 1909; VAN HUSEN, 1987), aus dem nur die höheren Gipfel (z.B. das Goldeck) als Nunatakker herausragten (Abb. 6). Auf Blatt Spittal a.d. Drau sticht hierbei eine Reihe von Konfluenzen, das heißt Zusammenflüssen von Gletschern, hervor. Ein schönes Beispiel ist die Konfluenz von Maltagletscher und Liesergletscher** bei Gmünd. Dabei ist aus der Morphologie der beiden Täler oberhalb von Gmünd (breiter Talboden der Malta im Vergleich zum engen, tief eingeschnittenen Liesertal) sowie dem Vorhandensein von erratischen Blöcken an der westlichen Lieserflanke nördlich Gmünd (EXNER, 1980a) zu schließen, dass das Eis aus dem Maltatal beim Zusammenfluss gegenüber jenem des Liesertales dominanter war. Eine weitere Konfluenz war jene von Drau- und Möllgletscher im Raum Möllbrücke, am Ostrand der Kreuzeckgruppe. War der Draugletscher beim ersten Zufluss von Mölleis über den Iselsberg (am Westrand der Kreuzeckgruppe) infolge der zuvor im Lienzer Becken erfolgten Vereinigung mit dem Iselgletscher noch der dominanteren Eisstrom, so drehten sich hier die Kräfteverhältnisse zugunsten des Möllgletschers um. Infolge einer Reihe von Transfluenzen (Eisübertritten), wie

*) Da ¹⁴C-Alter aufgrund vielfältiger Faktoren von den „wahren“ Altern abweichen, werden hier kalibrierte ¹⁴C-Alter angegeben. Diese ermöglichen einen Vergleich mit anderen Daten, z.B. von Eisbohrkernen.

**) Dabei ist zu erwähnen, dass dem Liesergletscher über die Transfluenz vom Katschberg (1641 m) Eis aus dem Murtal zuströmte (PENCK & BRÜCKNER, 1909).

z.B. in Richtung Gailtal über den Gailbergsattel und den Kreuzbergsattel (Übergang zum Gitschtal), gab der Draugletscher erhebliche Anteile seiner Eismassen ab (PENCK & BRÜCKNER, 1909). Selbiges erfolgte durch die Transfluenz zum Weißensee, in deren Folge die Goldeckgruppe im Süden von Draueis umflossen wurde. Letztlich dürften nur verhältnismäßig geringe Eisvolumina aus dem Oberdrautal in die Möll-Drau-Furche bei Möllbrücke zugeflossen sein. Hinweise auf deren Präsenz am Nordrand der Goldeckgruppe indizieren nur die ostalpinen Eklogite aus der Schober- bzw. Kreuzeckgruppe in der Grundmoräne östlich von Sachsenburg (POSCH-TRÖZMÜLLER, 2004).

Nach der Vereinigung mit dem Liesergletscher erfolgte die schon zuvor besprochene Diffluenz über die Millstätter Seefurche. Infolgedessen strömte ein Teil des Draueises über den Raum Radenthein – Bad Kleinkirchheim dem Gurkgletscher zu. Ein weiterer Ast floss östlich des Millstätter Sees über die Täler des Afritz-, Arriach- und Teuchenbaches und vereinigte sich erst nordwestlich von Feldkirchen wieder mit dem Draugletscher.

Betrachtet man die geochronologischen Ergebnisse aus dem gesamten Alpenraum (PREUSSER, 2004), so kann der Zeitraum der letzten maximalen Vergletscherung, die sich im beschriebenen Eisstromnetz samt der Erstreckung der Draugletscherzunge bis in das östliche Klagenfurter Becken manifestierte, auf ~24–21 ka BP (18–20 ka ¹⁴C BP) eingeschränkt werden.

5.4.2.3. Würm-Spätglazial (MIS 2)

Phase des Eiszerfalls

Mit Beginn des Würm-Spätglazials stieg die Schneegrenze an und weite Bereiche des Draugletschers lagen als nicht mehr genährte, stagnierende Gletscherzungen vor, die in sich zusammensanken und sich in weiterer Folge in räumlich getrennte Eiskörper, so genanntes Toteis, separierten. Bedingt durch das reichliche Angebot von leicht erodierbarem Lockermaterial (z.B. Moräne) sowie großen Schmelzwassermengen wurden Lockersedimentkörper am Rand der kollabierenden Toteiskörper abgelagert (Staukörper am Eisrand; Abb. 7). Die Ablagerung erfolgte meist an den Mündungsbereichen von Seitentälern in Nischen des stagnierenden und einsinkenden Eises besonders dort, wo sich Eiskörper aufgrund ihrer Mächtigkeit temporär länger halten konnten. Die höchstgelegenen Vorkommen derartiger Ablagerungen wie z.B. am Rand des Maltatales in ~1100 m über NN (Normal Null) oder bei Zelsach im Steinbrückenbachtal (in ~1000 m über NN) belegen schon einen Eisverlust von etwa 800 m gegenüber der Maximalmächtigkeit im Würm-Hochglazial (LGM). Bei Gmünd dokumentieren die mächtigen Terrassenkörper Schüttungen aus dem Liesertal gegen einen das untere Maltatal erfüllenden stagnierenden Eiskörper (REITNER, 2005b, 2006). Ein weiteres Musterbeispiel für Sedimentation am Rand eines einbrechenden Gletschers stellt das spätglaziale „Lieserdelta“ (LICHTENBERGER, 1953b; ERTL, 1982, 1983, 1984a,b) zwischen Seeboden und Lendorf dar. Anhand der Terrassentreppung vom obersten Niveau bei Kötzing (in ~730 m über NN) bis zu den sich wenige Dekameter über dem rezenten Drautal erhebenden tiefsten Fluren ist das Kollabieren des ehemals die Draufurche einnehmenden Eiskörpers gut nachvollziehbar. Im Zuge dessen wurde vermutlich auch der bis zu 100 m tief in das Festgestein eingeschnittene Lieserlauf nördlich Spittal, auch Lieserschluft genannt, gebildet. Es erscheint durchaus möglich, dass die prinzipielle Anlage der Lieserschluft schon während des hochglazialen Eishochstandes oder knapp danach als subglaziale Schmelzwasserinne erfolgt war. Mit dem sukzessiven Einsinken des Eiskörpers im Raum Seeboden wurde diese dann erstmals von der Lieser benützt. Der Abfluss großer, schnell abfließender Schmelzwassermassen mit reichlicher Bodenfracht sorgte dann in der Eiszerfallsphase bis zum endgültigen Eisfreiwerden des Unterdrautales für die restliche erosive Umgestaltung. Demgegenüber ist die Erosionsleistung der holozänen Lieser als bescheiden einzuschätzen.

Letztlich schwanden auch die letzten Toteisreste durch die abschmelzende Wirkung der Wässer wie auch die Wirkungen des Auftriebes der rand- bis subglazialen Wasserkörper (Eisverlust durch Kalben) rasch dahin. Gemäß den morphologischen und sedimentären Befunden erfolgte in Summe ein rascher Kollaps des Eisstromnetzes, ohne dass es zu einer Stabilisierung im Sinne eines Haltes des Draugletschers während dieser Phase kam (LICHTENBERGER, 1953b; REITNER, 2005b, 2006).

Die Belege auf dem Blatt Spittal a.d. Drau passen in das großräumige Bild des zerfallenden Draugletschers, das man anhand der Eiszerfallslandschaft bei Villach und den ebenfalls bis fast in 1000 m über NN und darüber hinaufreichenden Eisrandterrassen südlich der Drau zwischen Weißenbachmündung und Gumern gewinnt (vgl. LICHTENBERGER, 1953a). Der Draugletscher samt seinen tributären Gletschern zeigte damit in dieser Phase, unmittelbar nach dem Würm-Hochglazial, dasselbe Verhalten wie der größte Ostalpengletscher, der Inngletscher (REITNER, 2005a), nämlich Stagnation und Zusammenbruch.

Ebenso wie in der Inngletscherregion z.B. bei Hopfgarten/Brixental weist hier nur ein selbständig gewordener Gletscher, nämlich der Maltagletscher, noch eine genährte Zunge (Endmoränen bei Hilpersdorf – Schloss Dornbach) und damit Aktivität auf. In Summe lässt sich die Situation im Maltatal wie auch bei Seeboden in die im Inngletschergebiet definierte „Phase des Eiszerfalls mit (Lokal-) Gletscheroszillationen im frühen Würm-Spätglazial“ (REITNER, 2005a; Abb. 10) einordnen. In diesem Zeitabschnitt ereignete sich eine Reihe von unterschiedlichen Gletscherreaktionen, welche aufgrund der verschiedenen räumlichen Be-

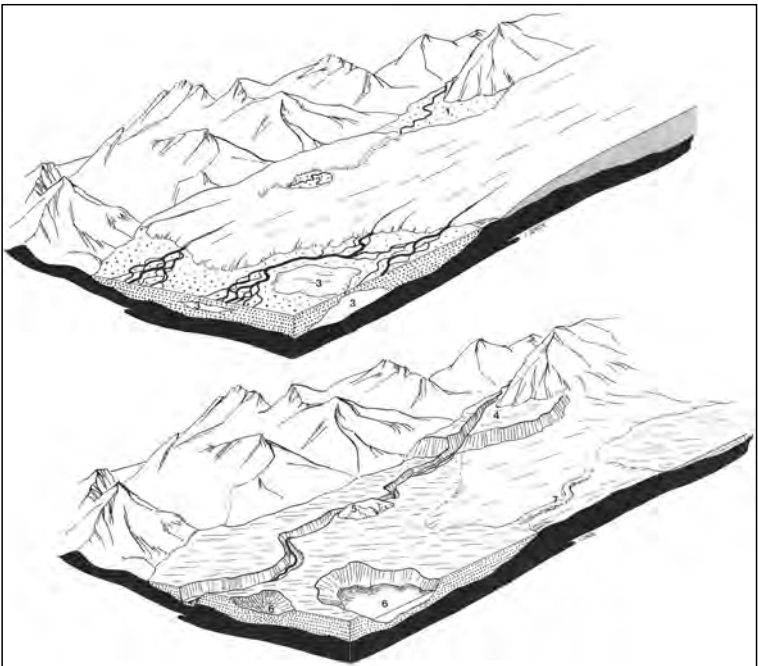


Abb. 7.

Ein abschmelzender (= stagnierender) Eisstrom und seine Ablagerungen (Schemaskizze aus VAN HUSEN, 1987).

Die Bedingungen für die Bildung von einer Eisrandterrasse (= Staukörper am Eisrand; 1 & 4), einem Kame (2 & 5) und von Toteislöchern (3 & 6) sind ersichtlich.

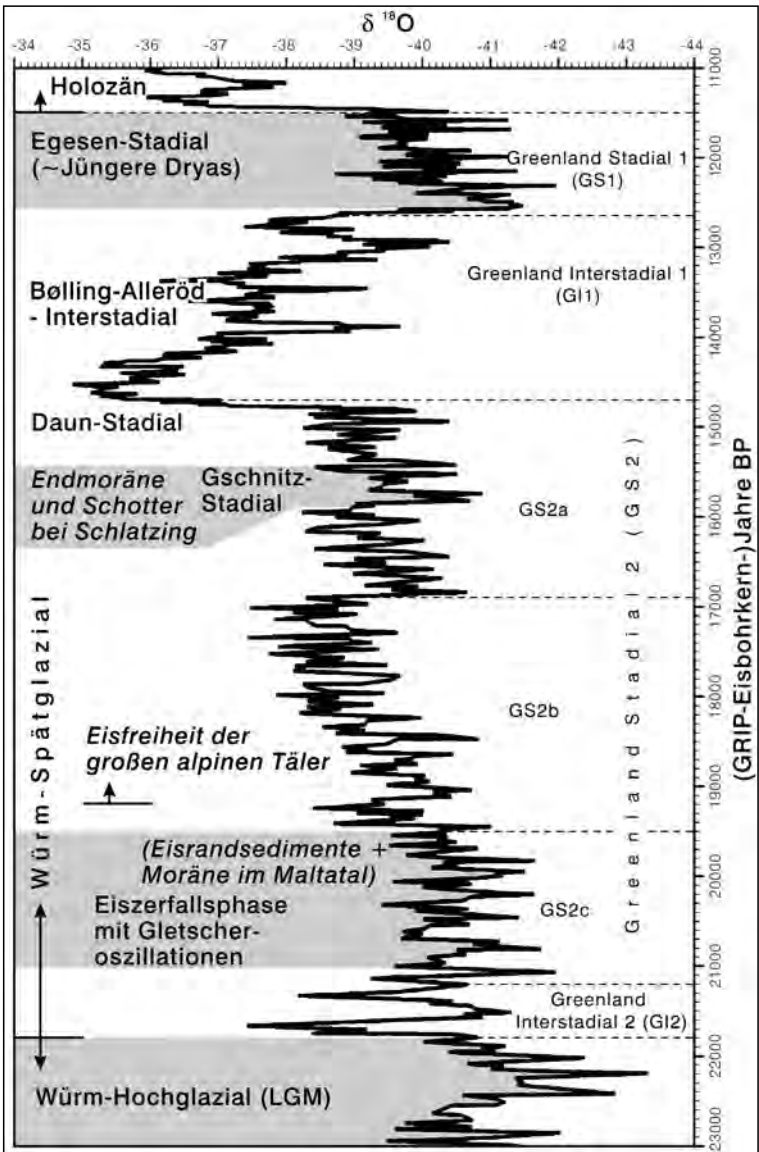


Abb. 8.

Stratigraphie, basierend auf dem Grönland-Eisbohrkern (GRIP; BJÖRCK et al., 1998) und Zuordnung der wichtigsten spätglazialen Sedimente und Ereignisse auf Blatt Spittal a.d. Drau bzw. in den Ostalpen (in Anlehnung an REITNER, 2005a; IVY-OCHS et al., 2006).

Der $\delta^{18}\text{O}$ -Verlauf zeigt die Temperaturschwankungen an. Die Interstadiale sind im Verhältnis zu den Stadialen durch höhere Temperaturen gekennzeichnet. Die GRIP-Eisbohrkernjahre BP entsprechen mehr oder minder Kalenderjahren vor heute.

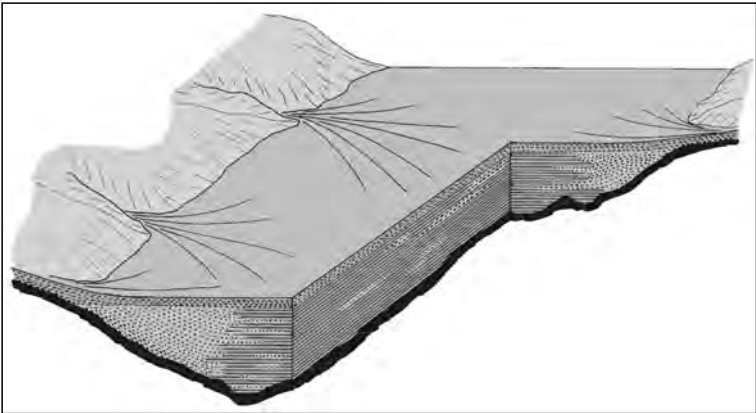


Abb. 9.

Modell für die Sedimentfüllung des Unterdrautales (Schemaskizze; VAN HUSEN, unpubl.). Das feinkörnige Bottomset (Bänderschluße) verzahnt sich mit den von den Seitenbächen geschütteten sandig-kiesigen Delta-Foresets. Das kiesige Topset markiert die endgültige Verfüllung des ehemaligen Sees durch den Hauptfluss (Drau) und seine Zuflüsse.

dingungen nicht als zeitgleich im engeren Sinn zu betrachten sind (REITNER, 2005a, 2005b).

Eine zeitliche Einstufung der Sedimente stützt sich gesamthaft auf die Evidenzen im Ostalpenraum (Abb. 8). Ein Argument für eine frühe Eisfreiheit in den großen inneralpinen Tälern ist aus dem ehemaligen Traungletschergebiet mit einer auf 15.400 ± 470 a ^{14}C BP ($\sim 18\text{--}19$ ka BP) datierten organischen Substanz vom Rödtschitz-Moor im Bad Mitterndorfer Becken (VAN HUSEN, 1977) gegeben. Weitere ^{14}C -Analysen vom Zungenbereich des ehemaligen Draugletschers wie die Datierung vom Längssee (SCHMIDT et al., 2002) und aus dem Bereich Velden (Jerserzer See = Saissensee [SCHULTZE, 1984]) mit 15.535 ± 160 a ^{14}C BP bzw. 15.200 ± 400 a ^{14}C BP ($\sim 18\text{--}19$ ka BP) bestätigen das Bild einer früh einsetzenden Vegetation in einer eisfreien Umgebung. Das Datum aus dem Lengholzer Moor bei Steinfeld im Oberdrautal (FRITZ, 1967) mit 16.615 ± 210 a ^{14}C BP (~ 19 ka BP) für einen basalen Seggentorf steht im Kontext mit den restlichen alpinen Daten isoliert da und ist noch zu verifizieren.

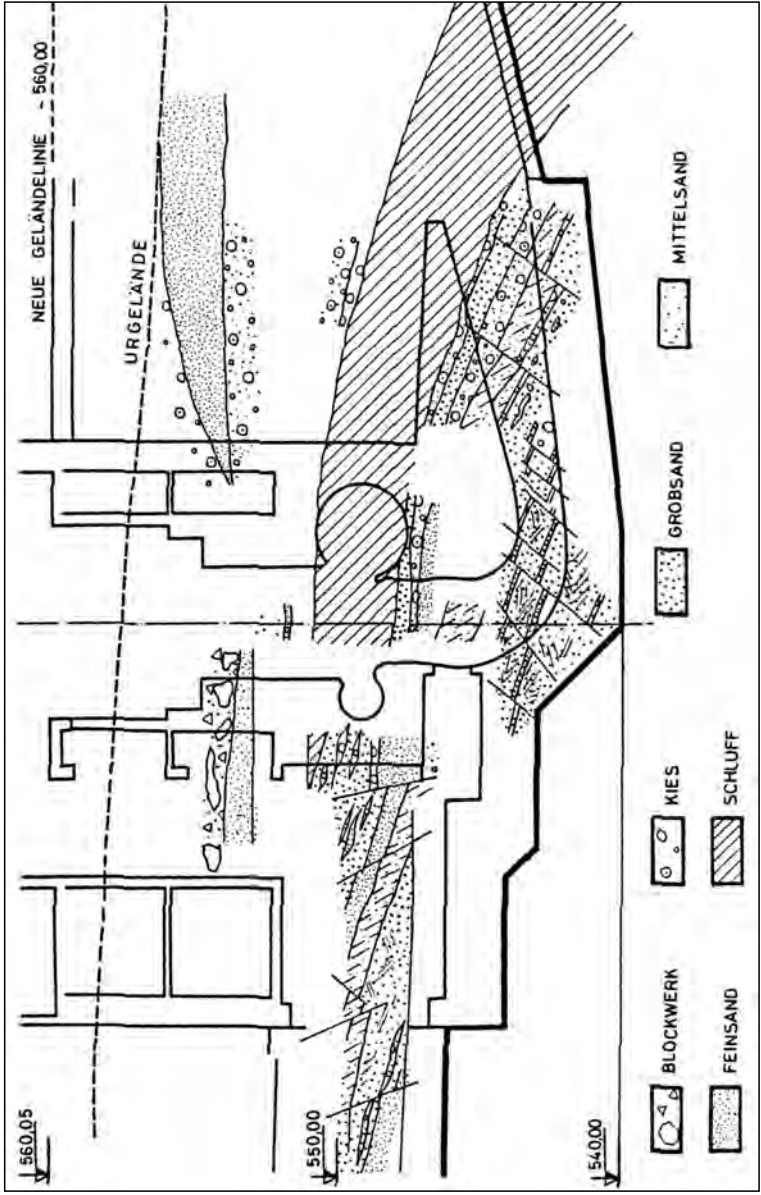
Vergleicht man dieses zeitliche Gerüst mit der Referenzabfolge für Termina-tion I (\sim das letzte Spätglazial [BJÖRCK et al., 1998]), so ergibt sich folgendes Bild (Abb. 5): Mit der Erwärmung während Greenland-Interstadial 2 (GI-2; 21,8–21,2 ka BP) lässt sich nicht nur der kollapsartige Rückzug des Draugletschers von seinen hochglazialen Endmoränen, sondern auch der Verlust von mehreren hundert Metern Eismächtigkeit vor den ersten sedimentären Dokumenten des Eiszerfalls (hochgelegene Eisrandsedimente) auf Blatt Spittal a.d. Drau erklären.

Demzufolge erfolgte das weitere Schwinden des Eisstromnetzes wie auch die kurzfristige Stabilisation des Maltagletschers während GS-2c (21,2 – 19,5 ka BP). Weiters ist davon auszugehen, dass während dieses Zeitabschnittes die Verfüllung der glazial übertieften Täler (z.B. Unterdrautal) mit Deltaablagerungen (Abb. 9) schon weit fortgeschritten bzw. teilweise schon abgeschlossen war (Tot-eisstrukturen bei Möllbrücke wenige Meter u. GOK; Abb. 10).

Gschnitz-Stadial und Glazialbildungen aus dem jüngeren Spätglazial

Nach dem Ausschmelzen der letzten Toteisreste existierte in den Talräumen eine freie, das heißt ungehinderte Entwässerung und es kam zur Erosion der zu-

Abb. 10.
 Geologische Aufnahme (Dr. K. LIEGLER) der Kraftstation Möllbrücke (aus DEMMER, 1984). Hier sind Delta-schüttungen mit syndiagenetischen und syn-sedimentären Verstellungen infolge einer Sedimentation auf Toteis zu erkennen.



vor beschriebenen Eisrandsedimente. Unter diesen geänderten Rahmenbedingungen wurden vom Maltagletscher die End- und Seitenmoränen bei Malta gebildet. An diese schließen Terrassenschotter an, welche die letzte kräftige fluviale Akkumulation im Talraum dokumentieren (REITNER, 2006). Aufgrund der Ausdehnung und der rekonstruierten Verhältnisse im Vorfeld des Gletschers dürfte es sich bei den Endmoränen um Ablagerungen des Gschnitz-Stadials handeln (EXNER, 1980a). Während dieses markanten Stadials, dessen Alter an der Typlokalität bei Trins im Gschnitztal mittels Expositionsaltersdatierung (^{10}Be) von Moränenblöcken auf 15.900–15.400 a BP bestimmt wurde (KERSCHNER et al., 2003; IVY-OCHS et al., 2006), ereignete sich ein weit verbreiteter, mehrere Jahrhunderte dauernder Wiedervorstoß der großen Alpengletscher.

Nach diesem Vorstoß erfolgte der Rückzug der Lokalgletscher in die Karräume. Leider fehlt hinsichtlich des spätglazialen Inventars seit der umfassenden, hinsichtlich Nomenklatur und Wissensstand leider veralteten Arbeit*) von SENARCLENS-GRANCY (1939) eine moderne systematische Bearbeitung. Angesichts der vielen Karseen ist aber davon auszugehen, dass die höheren Kare und Talräume in über 2000 m über NN in der Reißbeckgruppe während des Daun-Stadials (letzte Phase Älteste Dryas; >14 ka BP; siehe Abb. 8) und des Egesen-Stadials (Jüngere Dryas; ~12–11 ka BP) noch großteils von (Kar-)Gletschern eingenommen waren. Ähnliches ist zumindest für das Daun-Stadial auch im Bereich des Stubecks zu vermuten.

Mit der Erwärmung und dem Zurückweichen der Gletscher im Spätglazial rückte auch die Untergrenze des Permafrostes höher. Davon zeugen Blockgletscherablagerungen (= reliktsche Blockgletscher) in der Reißbeckgruppe und in der Umgebung des Stubecks. Diese treten häufig in Staffeln, aufgebaut aus verschiedenen alten Generationen von Blockgletscherablagerungen, auf. Derartige Gebilde können, wie bei der Tandleralm, von 1200 m über NN bis zum höchsten Karboden hinaufreichen. Aus Vergleichen mit anderen Gebirgsgruppen südlich des Alpenhauptkammes (z.B. Schobergruppe [BUCHENAUER, 1990]) ist zu vermuten, dass viele Blockgletscherablagerungen in den höheren Arealen dem markanten Klimarückschlag der Jüngeren Dryas (~Egesen-Stadial in der Glazialstratigraphie), vor dem Beginn des Holozäns, zuzuordnen sind.

So wie in anderen ehemals vergletscherten Gebieten (z.B. Gailtal [REITNER et al., 1993]) ist davon auszugehen, dass die meisten großen Massenbewegungen an den glazial übersteilten Talflanken unmittelbar mit dem Schwinden der letzten Großvergletscherung im frühen Spätglazial einsetzten (POSCH-TRÖZMÜLLER, 2004, 2005; UCIK, 2005d).

Die Klimaverbesserung im ausgehenden Spätglazial führte auch zur Wiederbewaldung, die in den Ostalpen zumindest im Bølling-Allerød-Interstadial, also um 14 ka BP, einsetzte (FRITZ, 1978; BORTENSCHLAGER, 1984). Die Vegetationsentwicklung von den ersten Pionierpflanzen bis in das Holozän ist in der Pollenstratigraphie des Kohlenmooses (am Millstätter Seenn Rücken westlich Hahnenkofel [SCHMIDT, 1969]) dokumentiert.

5.4.2.4. Holozän (MIS 1)

Die unterschiedlichen Auswirkungen menschlicher Tätigkeit (Rodung, Landnutzung) auf die Umwelt der letzten 4000 Jahre konnte anhand eines pollenanalytisch und mineralogisch-geochemisch untersuchten Sedimentkernes von der tiefsten Stelle des Millstättersees (südlich Dellach auf Blatt 183 Radenthein) veranschaulicht werden (FRITZ et al., 1998; FRITZ, 1999).

In der gegenwärtigen Phase des massiven Gletscherschwundes, der auch die Reißbeckgruppe erfasst hat, sollen die in den Karten dargestellten Moränenwälle

*) Wie in REITNER (2006) gezeigt, fällt beispielsweise im Maltatal sein äußeres „Daun-Stadial“ mit dem rekonstruierten Gschnitz-Stadial zusammen.

vom Hochstand um 1850 an die unlängst erfolgte, letzte Maximalausdehnung der Gletscher im Holozän erinnern. Handelt es sich hierbei schon um ein paläoklimatisches Dokument, so soll die Darstellung der Blockgletscher einen Hinweis auf die aktuelle Verbreitung des diskontinuierlichen Permafrostes in der Reißeckgruppe geben (LIEB, 2005).

Die anhaltende Landschaftsformung bis in die geschichtliche bzw. in die jüngste Vergangenheit wird durch die Hochwassergrenze der Jahre 1965/66 im Drauw- und Mölltal verdeutlicht. Während dieser ausgedehnten Überflutungen (WURZER, 1966; SCHREIBER & ZETTL, 1967; AMT DER KÄRNTNER LANDESREGIERUNG, 1971; ROHNER et al., 2004) – die dargestellte Ausdehnung entspricht etwa einem 100-jährigen Hochwasserereignis (HQ 100) – erfolgte in vielen Bereichen der letztmalige, für Auenbereiche charakteristische Sedimenteintrag (Hochflutsedimente).

5.5. Neotektonik

Das Bundesland Kärnten und die Nachbarländer im Süden sind öfters von Erdbeben betroffen. Deren Epizentren liegen größtenteils an markanten Störungszonen wie der Periadriatischen und Obdacher Störungszone (LENHARDT, 2005) oder der Katschbergabschiebung (EXNER, 1980a). Eine Aufstellung der Erdbeben in Kärnten und Daten zur Erdbebenerfassung findet sich in LENHARDT (2005).

In historischer Zeit sind aus Kärnten drei Starkbeben mit zerstörender Wirkung bekannt. Diese ereigneten sich am 4. Mai 1201, 25. Jänner 1348 („Villacher Erdbeben“) und am 4. Dezember 1690 (HAMMERL, 2005; GANGL, 2005). Auswirkungen dieser Beben sind auch von Blatt Spittal a.d. Drau nachgewiesen. Überliefert sind Schäden in Gmünd (HAMMERL, 1998) und Millstatt (HUBER, 2002). Lagen die Epizentren der Erdbeben von 1348 und 1690 in Friaul bzw. Südkärnten, so wird für das Beben von 1201 ein Epizentrum im Bereich des Kartenblattes oder knapp südlich davon vermutet (HAMMERL, 1995). In diesem Fall könnte der Erdbebenherd an der Katschbergabschiebung oder der Mölltalstörungszone gelegen haben.

Mit großer Sicherheit an die Katschbergabschiebung gebunden war das Erdbeben vom 5. November 1881, dessen Auswirkung von CANAVAL (1882) beschrieben wurde. Als Auswirkung des Erdbebens von Friaul am 15. September 1976 ist der Einsturz der Kapelle von Oberbuch (östlich Gmünd) von EXNER (1980a) geschildert.

Rezente Bewegungen entlang der Katschbergabschiebung stehen im Einklang mit dokumentierten Höhenverstellungen im Ostteil des Tauernfensters. Nach Untersuchungen von SENFTL & EXNER (1973) hebt sich das von den Penninischen und Subpenninischen Decken aufgebaute Gebiet des Tauernfensters. Die Hebungsraten nehmen vom Nordrand des Fensters (Lend im Salzachtal) gegen den durch die Mölltalstörung gebildeten Südrand des Fensters auf 1 mm/a zu. Die Ostalpinen Decken südwestlich der Mölltalstörung sind von diesem Prozess abgekoppelt. Das belegt rezente Bewegungen entlang des Mölltalstörungssystems bzw. im Bereich der daran grenzenden steilstehenden Schiefer der Penninischen Decken. Zwar existieren keine Daten über derartige Bewegungen über die Katschbergabschiebung, die an der Störungszone auftretenden Mineralquellen belegen aber, dass hier Wegigkeiten bis in große Tiefen vorhanden sind (siehe Kapitel 8.2.3.).

6. Erläuterungen zur Kartenlegende (Gesteine und sonstige Legendenelemente)

Im folgenden Kapitel werden die Legendenausscheidungen der Karte beschrieben. Sie umfassen einerseits lithostratigraphische Einheiten im Range eines Komplexes (außer den Komplexen des Ostalpins, welche bereits in Kapitel 4. beschrieben sind) oder einer Formation und andererseits die einzelnen Lithologien.

6.1. Nähere Angaben zu einigen Zeichen

Naturdenkmal

Im Maltatal, welches auch den Beinamen „Tal der stürzenden Wasser“ hat, ragt unter den vielen Wasserfällen derjenige des Fallbaches heraus. Dieses Naturdenkmal und Geotop (OEHLKE, 2002) weist eine Sturzhöhe von 200 m auf und stellt damit den höchsten Wasserfall Kärntens dar. Betrachtet man die freie Fallhöhe, so gilt er auch als der höchste Österreichs (mündl. Mitt. W. EGGER, Malta).

Das Tal des Fallbaches oberhalb des Wasserfalles ist als Hängetal zu bezeichnen. Dieses entstand durch die im Vergleich zum Maltagletscher wesentlich geringere Erosionsleistung des Lokalgletschers aus dem Einzugsgebiet des Fallbaches, der Perschitz, während des letzten Glazials, dem Würm, und davor. Die letztmalige Eisbefüllung des Maltatales mit einem großen Talgletscher lag während des Würm-Spätglazials im Gschnitz-Stadial (vor ca. 16.000 Jahren) vor. Seitdem versucht der Fallbach mittels fluviatiler Erosion sich einzuschneiden und ein Kerbtal (ohne Wasserfall) anzulegen. Nur aufgrund der Resistenz der Granitoide und Migmatite des Venediger-Deckensystems konnte dieser Höhenunterschied letztlich noch nicht nivelliert werden. Das Naturdenkmal Fallbach wird seit kurzem im Rahmen des „Spiele- u. Erlebnisparcs Fallbach“ auch touristisch genutzt (Detaillierte Infos unter www.wasserreich.at bzw. Nationalparkverwaltung Malta).

Fossilien im Allgemeinen

Mit dem Fossilzeichen sind Lokalitäten in den Marmoren des Goldeck- und Gaugen-Komplexes markiert, an denen einzelne bis zu 2 mm große Kalzitkristalle innerhalb der Marmore auftreten, welche von DEUTSCH (1977) als Reste von Crinoiden gedeutet wurden.

Kiesgrube

Unter diesem Symbol sind Abbaustellen von Lockersedimenten eingetragen, in welchen Sand und/oder Kies abgebaut wurden (siehe Kapitel 8.3.1.).

Bergbau aufgelassen

Mit diesem Zeichen sind alle ehemaligen Bergbaue auf Erze und Industriemineralen (Q ... Quarz, Fsp ... Feldspat) angegeben, auch wenn der Abbau im Tagebau durchgeführt wurde (siehe Kapitel 8.3.2. und 8.3.3.).

Bohrung

Gemäß dem Bohrkataster der Kärntner Landesregierung (Unterabteilung 15GB – Geologie und Bodenschutz) sind auf Blatt Spittal a.d. Drau nahezu 500 Bohrungen dokumentiert. 200 meist seichte Bohrungen wurden für den Straßenbau, insbesondere Bau der Tauernautobahn abgeteuft. Der Rest entfällt, abgesehen von einigen Erdwärmepumpen, auf die vormaligen Projekte der Österreichischen Draukraftwerke (heute Austrian Hydropower) im Unter- und Oberdrautal (UCIK, 1989, 2005c; DEMMER, 1984). Von diesen etwa 240 Bohrungen weisen die meisten eine Teufe von weniger als 40 m auf.

Von den wenigen tieferen Lockersedimentbohrungen, die alle nicht den Felsuntergrund erreichten, wurden fünf auf der Karte dargestellt, wobei die Detailprofile bei der Kärntner Landesregierung einzusehen sind.

| | | |
|----------------|------------------------------|----------------|
| S Rothenthurn | (Bohrkataster-Nummer 10841): | Endteufe 45 m |
| NE Unteramlach | (Bohrkataster-Nummer 808): | Endteufe 53 m |
| W Baldramsdorf | (Bohrkataster-Nummer 3212): | Endteufe 54 m |
| NE Rosenheim | (Bohrkataster-Nummer 3274): | Endteufe 60 m |
| Kleblach-Lind | (Bohrkataster-Nummer 4696): | Endteufe 200 m |

Generell weisen diese Bohrungen unter einer sandigen Deckschicht von bis zu 2 m kiesige Lagen auf. Gegen das Liegende werden die Sedimente von Sand über Schluff feinkörniger (siehe Modell der Tafüllung in Abb. 9). In der Bohrung Kleblach-Lind traten ab etwa 155 m wieder Kiese und Sande auf.

Höhle

Die Frauenwandl-Höhle im Maltatal (Österr. Höhlenkataster Nr. 2592/3) ist auf Blatt Spittal a.d. Drau die einzige dokumentierte Höhle innerhalb der Hohen Tauern. Sie befindet sich östlich Koschach an der orographisch linken Maltatalflanke innerhalb des Silberek-Marmorzuges in 1430 m Seehöhe. Sie weist gemäß der Beschreibung von GRESSEL & HUBER (1982) eine Länge von 60 m und eine Tiefe von 55 m auf. Es wird vermutet, dass die „präglazial“ angelegte Höhle von glazialen Schmelzwässern überformt wurde, wovon auch Sande in der Höhle zeugen.

Im Einzugsgebiet des tief eingeschnittenen Sifflitzgrabens treten innerhalb der Karbonatzüge des Goldecks kleinere Höhlen auf (POSCH-TRÖZMÜLLER, 2005). Eine Besonderheit stellt eine verstürzte Höhle („Höhlenruine“; in der Karte als Höhle eingetragen) im Sifflitzgraben in 1040 m Seehöhe und damit 400 m über Drautalniveau dar. Der dort in einem südseitigen Seitengraben, etwa 20 m oberhalb des Sifflitzbaches aufgeschlossene feingeschichtete, rostbraune Höhlenlehm, auf dem das verstürzte Höhlendach liegt, weist einen hohen Kaolinit-Gehalt sowie Spuren von Gibbsit und Goethit auf. Diese Minerale wurden wahrscheinlich unter (sub-)tropischen Verwitterungsbedingungen, deutlich vor dem Quartär, auf der damaligen Landoberfläche gebildet. Später erfolgte eine Umlagerung und letztlich die Ablagerung als Höhlenlehm (POSCH-TRÖZMÜLLER, 2005).

Steinbruch

Mit dem Steinbruchsymbol sind in Betrieb befindliche Abbaue auf Festgesteine gekennzeichnet (siehe Kapitel 8.3.1.).

Kataklasit (136)

Als Kataklasit sind spröde deformierte Gesteine aus Störungszonen ausgewiesen, wenn diese eine in der Karte ausscheidbare Mächtigkeit erreichen. Sie können aus allen auf dem Kartenblatt auftretenden Festgesteinen hervorgegangen sein. Am Aufbau der Kataklasezonen sind verschiedene Tektonite in unterschiedlichem Ausmaß beteiligt. Das Spektrum reicht von kataklastisch zerbrochenen Gesteinen über kohäsionslose Kakirite bis zu schwarzen Ultramyoniten.

6.2. Subpenninische Decken des Tauernfensters

6.2.1. Venediger-Deckensystem

6.2.1.1. Prävariszische Gesteinskomplexe und Altkristallin

„Prävariszische Gesteinskomplexe“ ist ein informeller, am Kartenblatt Spittal a.d. Drau erstmals verwendeter, lithostratigraphischer Ordnungsbegriff. Mit diesem werden alle jungproterozoischen, altpaläozoischen und unterkarbonen Kristallinkomplexe des Venediger-Deckensystems bezeichnet. Die bisher verwendeten Begriffe Altes Dach und Altkristallin sind nur für einzelne Teile der in diesem Kapitel zusammengefassten Gesteinskomplexe zutreffend. Diese Bezeichnungen haben aber als informelle Begriffe weiter Bestand und werden auch in den nachfolgenden Texten zur Erläuterung der Kartenlegende verwendet. Daher werden beide Begriffe nun noch kurz definiert.

Als Altes Dach werden all jene Teile der prävariszischen Gesteinskomplexe bezeichnet, in denen man noch heute deutliche primäre Intrusionskontakte mit Zentralgneisen erkennt. Mit dem informellen Begriff Altkristallin bezeichnet man

ganz allgemein Gesteinskomplexe, die einer starken, zumindest amphibolitfazialen, vormesozoischen Metamorphose unterworfen waren und die trotz der nachfolgenden intensiven alpinen Überprägung (Tauernkristallisation) noch gesichert nachweisbare Relikte der voralpinen Metamorphose aufweisen.

6.2.1.1.1. Reißbeck-Komplex

Das Altkristallin des Reißbeck-Komplexes überlagert als mehrere hundert Meter mächtige Einheit die Orthogneise des Gößkerns. Dies ist im Gelände eindrücklich zu sehen. Richtet man nämlich vom oberen Gößgraben oder vom Radlbachtal aus den Blick in Richtung Reißbeck, so erkennt man ganz deutlich über den gewaltigen, hellen Steilwänden der Gößgranitoide die dunklen Felswände der Gesteine des Reißbeck-Komplexes. Es handelt sich dabei um die nachfolgend beschriebenen migmatischen Bändergneise, Migmatite und Amphibolite, die den Gipfelkamm des Kleinen und des Großen Reißbecks aufbauen.

Der Name Reißbeck-Komplex geht auf die Bezeichnung „Reißbeckmulde“ zurück, welche sich bereits bei EXNER (1954) findet. EXNER definierte diesen Gesteinskomplex in späteren Arbeiten (EXNER, 1980a) als Altes Dach des Gößkerns. EXNERS Auffassung ist vor allem an der Nordgrenze des Reißbeck-Komplexes gut begründet. Hier erkannte dieser Autor den Draxel-Komplex als perfekt kartierbaren Leithorizont, der den Reißbeck-Komplex vom Tonalitgneis trennt. An der Südgrenze des Reißbeck-Komplexes hingegen fehlt der Draxel-Komplex über weite Strecken. Hier dokumentierten CLIFF et al. (1971) in ihrer geologischen Karte der Reißbeck- und der südlichen Ankogelgruppe, dass auch die Edukte der zum Hochalmkern gehörenden Granitgneise und der Tonalitgneis in die Gesteine des Reißbeck-Komplexes intrudieren. Diese Darstellung wurde auch in das aktuelle Kartenbild übernommen. Daher ist der Reißbeck-Komplex als Altes Dach zu definieren, welches den Gößkern räumlich vom Hochalmkern trennt.

Amphibolit (135)

Im Gebiet Zaubernock – Reißbeck treten innerhalb der migmatischen Bändergneise meter- bis zehnermetermächtige, lagenförmige Amphiboliteinschaltungen auf. In einigen Bereichen entwickelt sich eine Gneis-Amphibolit-Wechselfolge, die bis zu 50% aus Amphibolit bestehen kann. Aber auch mehrere Zehnermeter, z.T. über hundert Meter mächtige Amphibolitkörper sind innerhalb des Reißbeck-Komplexes keine Seltenheit. Der Amphibolit ist teils grün-weiß gesprenkelt, zeigt deutlich erkennbare Feldspatkörner und gabbroide Struktur. Teilweise ist er feinkörnig und dunkelgrün ausgebildet. Weiters konnte feinkörniger, reichlich Feldspat und Biotit führender Biotitamphibolit beobachtet werden. Der größte Amphibolitkörper befindet sich zwischen Stapniksee und Riekkentörl. Er entspricht dem zuletzt genannten Typus.

Charakteristisch für den überwiegenden Teil aller Amphibolite sind gelbliche bis grüne Hornblende, Plagioklas, Minerale der Epidotreihe (Pistazit – Klinozoisit), ferner Chlorit, \pm Quarz, z.T. Biotit, untergeordnet Karbonat, Titanit und Opakes sowie vereinzelt Granat. Da die alpine Metamorphose (Tauernkristallisation) amphibolitfaziale Bedingungen erreichte, wurde der ursprüngliche variszische Mineralbestand zur Gänze überprägt.

Bändergneis, verbreitet migmatisch und Migmatit (134)

Bei den Migmatiten handelt es sich meist um hellgraue bis graue Gneise, die teilweise deutlich gebändert, teilweise schlierig entwickelt sind. Nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung sind sie als Zweiglimmergneis, als Biotit-Plagioklasgneis oder als Biotit-Hornblendegneis zu bezeichnen. Der Zweiglimmergneis, mit meist schon makroskopisch erkennbarem Alkalifeldspat, bildet verbreitet Schlierenmigmatit und Nebulit. Alte Paragneisstrukturen gehen über stromatitische Partien in Diatexitgneis über. Gelegentlich sind auch daumennagel-

große Anreicherungen von Hellglimmern (Cordieritpseudomorphosen) zu beobachten. Der schlierige Biotit-Plagioklasgneis zeigt prächtige, dunkle, biotitreiche Paläosombereiche. Teilweise sind auch noch Schollen der alten Paragneise erkennbar, die in diatektischen Bereichen schwimmen. Die Neosombereiche sind abhängig von der Zusammensetzung der Edukte als Aplitgneis, Aplitgranitgneis, Granodioritgneis oder leukokrater Tonalitgneis ausgebildet. Bereichsweise sind die schlierigen Migmatite auch als Biotit-Hornblendegneis entwickelt. Ihr Mineralbestand kann wiederum mit hauptsächlich Plagioklas und in Nestern angereichertem Quarz, Biotit, \pm Hornblende angegeben werden. Ferner kann man reichlich Epidot und Titanit bereits mit der Lupe erkennen. Die Homogenisierung von Paläo- und Neosom führt hier bereichsweise zu quarzdioritischem bis tonalitischem Nebulit.

In den migmatischen Bändergneisen wechsellagern dunkle und helle Lagen im Dezimeter- bis Meterbereich. Handstücke aus den dunklen Lagen sind als Biotit-schiefer und Biotit-Hornblendegneis anzusprechen. Die konkordanten, hellen Lagen sind meist als Aplitgneis, zu einem geringen Teil aber auch als leukokrater Tonalitgneis entwickelt. Ihnen fehlt meist der Kalifeldspat. Der Plagioklas enthält oft reichlich Füllungsmikrolithen und ist, bedingt durch die tauernkristalline Metamorphose, durchwegs als Oligoklas ausgebildet. Mit freiem Auge erkennt man Biotit, fallweise Hornblende, farblose Quarz-Feldspat-Anreicherungen, mitunter gelbgrüne Epidotlagen, Granat und verhältnismäßig selten Hellglimmer. Die Korngröße erreicht nur wenige Millimeter. Selten und nur stellenweise treten in den Bändergneisen Kalifeldspat führender Aplitgranitgneis und Granodioritgneis auf. Die Bändergneise zeigen oft prächtige Falten. Die Elongation von Biotit und Hornblende verläuft parallel zur Faltenachse (EXNER, 1980a).

Es wird angenommen, dass die Stoffmobilisation der leukokraten Neosome und die Bildung der migmatischen Gesteine des Reißbeck-Komplexes zeitlich eng mit der Intrusion des Gößplutons und der variszischen Regionalmetamorphose verbunden waren.

Zum Reißbeck-Komplex gehören auch große Mengen leukokrater Orthogneise. Sie sind als bis zu 10 Meter mächtige konkordante Lagergänge in die Bändergneise intrudiert oder durchschlagen als diskordante Gänge die älteren Strukturen der Migmatite. Auch kleinere Intrusivkörper trifft man nahezu überall im Reißbeck-Komplex. Mineralogisch und textuell bestehen diese leukokraten Orthogneise aus dem exakt gleichen Material wie die Neosome der Migmatite bzw. die hellen Lagen der Bändergneise. Granit-, Granodiorit- und leukokrater Tonalitgneis wurden beobachtet. Aplitgranit- und Aplitgneis bildeten aber die überwiegende Mehrzahl der angetroffenen Orthogneiskörper. Große Vorkommen der Letztgenannten wurden gesondert mit der Legendennummer 121 in der gegenständlichen Geologischen Karte dargestellt und unter den Zentralgneisen gelistet.

6.2.1.1.2. Storz-Komplex (Altpaläozoikum)

Der Storz-Komplex (= Storzserie bei EXNER [1971a]) ist ein Teil jenes Alten Daches der Zentralgneise, in den die ursprünglich südlichsten Teile des Hochalm- und des Hölltor-Rotgüldenkerens intrudierten. Bei diesen Gesteinen handelt es sich hauptsächlich um verschiedene, z.T. migmatische Biotit-Plagioklasgneise, daneben kommen aber auch Hornblendegneise, Amphibolite und Glimmerschiefer vor.

Während der alpinen Gebirgsbildung wurden Teile dieses Alten Daches vom Hauptkörper abgeschert und nach Nordosten geschoben. Als Storz-Decke überlagert ein Teil des Storz-Komplexes nun die mesozoischen Gesteine der Silberbeck-Zone. Der größte Teil der Storz-Decke befindet sich am Kartenblatt 156 Muhr. Am Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau kann sie von der nördlichen Blattschnittgrenze bis ins Maltatal verfolgt werden. Weiter nach Süden fehlen die mesozoischen Deckenscheider (Silberbeck-Zone). Lediglich am Grat zwischen dem westlichen Bartelmann und dem Roten Nock kartierte EXNER (1980a) in der geo-

metrischen Fortsetzung der Silbereck-Zone einen geringmächtigen Quarzit, den er als „dem Lantschfeldquarzit ähnlich“ klassifizierte. Letztlich endet hier die gesicherte Großstruktur der Storz-Decke.

Im südlich und danach im westlich anschließenden Bereich Radlbachtal – Roßkopf – Reinitzer Sonnblick bzw. Gmeineck – Böse Nase – mittleres Mühlbachtal bilden die Gesteine des Storz-Komplexes einen Verband mit den Zentralgneislamellen des Hochalmkerns.

Serpentinit, Talkschiefer, Tremolitfels (133)

Am Roßkopf, in der Stoder-Nordwand und südöstlich des Reinitzer Sonnblicks wurden kleinere Vorkommen von Serpentinit und Serpentinitbegleitgesteinen kartiert. Diese treten im Verband mit Amphibolit oder als Linsen im Glimmerschiefer bzw. im Paragneis auf. Der Serpentinit ist ein massiges, schwarz-grün gesprenkeltes Gestein. Unter dem Mikroskop sind hauptsächlich Antigorit, untergeordnet Talk und Tremolit sowie ferner auch Karbonat, Chlorit und Opakerz zu erkennen. Bei den Serpentinitbegleitgesteinen handelt es sich um Talkschiefer, Talk-Ankeritschiefer und recht massig ausgebildeten Tremolit-Chloritfels. Letzgenannter führt bis 3 cm großen Tremolit und bis zu 5 mm große Magnetitaggregate (EXNER, 1980a).

Amphibolit (132)

Nördlich des Maltatales ziehen Amphibolite von der Faschaunleiten durch das Faschaunertal zum Ballonwald und zum nördlichen Wandfuß des Maltatales zwischen Feistritz und Malta. Es handelt sich um die südliche Fortsetzung des grobkörnigen Albit-Epidotamphibolits, der am Kartenblatt Muhr einen wichtigen Leit-horizont bildet (EXNER, 1980a). Das grün-weiß gesprenkelte Gestein ist massig bis schiefrig entwickelt. Grüne Hornblenden von 0,5 bis 5 cm Länge wechseln intersertal mit leistenförmigen, gelblich grünen Gesteinspartien, welche in massigen Bereichen noch Formen der ursprünglichen Feldspäte erkennen lassen. Unter dem Mikroskop können jedoch keine Relikte der ursprünglichen Feldspäte mehr erkannt werden. Sie wurden zur Gänze in feinkörnigen xenomorphen Plagioklas und feinkörnigen Epidot umgewandelt. Die Hornblende ist farblos bis hellgrün bzw. hellgelb bis grün und häufig staubförmig pigmentiert (entmischt nach einer ursprünglichen Fe/Ti-reicheren Hornblende). Weiters sind Epidot, Biotit, Chlorit (sekundär nach Hornblende und Biotit), Muskovit (als Neubildung meist undeformiert) und selten Quarz sowie Illmenit, Pyrit, Titanit und Karbonat zu erkennen.

Feinkörniger und grobkörniger, feldspatarmer Epidotamphibolit wurde von MEYER (1977) aus dem Bereich des Stoders beschrieben. EXNER (1980a) berichtete über im Bereich der Bösen Nase auftretenden Granatamphibolit. Weiters beschrieb er im Gebiet des Roßkopfes feinkörnigen, dunkelgrünen Amphibolit und dünne Biotitamphibolitbänder.

Quarzdioritgneis (Bartlmann) (131)

Der Quarzdioritgneis des Bartlmanns (der Bergrücken des Bartlmanns befindet sich 4,5 km WSW des Ortes Malta), ein schwarz-weiß gesprenkeltes, mittelkörniges Gestein mit flächigem Parallelgefüge, wurde von EXNER (1980a) wegen seiner homogenen Beschaffenheit als Orthogneis interpretiert. Im Handstück zeigen die millimetergroßen Feldspatäugen (Oligoklas) eine deutliche Elongation. Die Lineation wird durch die zeilenförmige Anordnung von hellen und dunklen Gemengteilen verstärkt. Im Dünnschliff können neben Oligoklas, Quarz, Hornblende, Biotit noch Chlorit und Epidot sowie akzessorisch Titanit, Orthit, Hellglimmer, Opakes (Erz), Apatit und Zirkon erkannt werden.

Der Quarzdioritgneis, wie ihn EXNER in seiner Kartierung erfasste, unterscheidet sich vom Tonalitgneis durch einen höheren Anteil mafischer Gemengteile.

Von den typischen Amphiboliten unterscheiden ihn das schwarz-weiß gesprenkelte dioritische Aussehen und der beträchtliche, bereits mit der Lupe erkennbare Quarzgehalt.

Paragneis, z.T. migmatisch, untergeordnet Migmatit (130)

Unter den Paragneisen sind Biotit-Plagioklasgneise und epidotreiche Plagioklasgneise mit Biotit und/oder Chlorit hervorzuheben. Es handelt sich vorrangig um helle, z.T. gelblich-bräunliche, leicht grünliche, fein bis mittelkörnige Gesteine. Der jeweilige Farbeindruck wird stark von den Mineralen Albit bzw. Oligoklas, Biotit, Quarz, Epidot, Chlorit und Muskovit bestimmt. Unterschiedliche Prozentsätze der genannten Minerale als Haupt- und Nebengemengteile bestimmen auch den genauen petrologischen Namen der jeweils untersuchten Probe dieser Gesteine. Die meist feinkörnigen Paragneise sind zumeist deutlich geschiefert. Entsprechend der Intensität der Deformation sind sie im Meter- bis Zehnermeter-Bereich gebankt oder im Zentimeter-Bereich dünnplattig entwickelt.

Bereiche mit Hornblende führenden Lagen ergänzen diesen vielfältigen Gneistyp. Die Hornblendegneise sind meist durch ansehnliche Hornblende- und Biotitgehalte dunkelgrün-weiß oder schwarzgrün-weiß gesprenkelt. Damit kommen sie im Farbeindruck den Amphiboliten recht nahe, sind aber von diesen durch ihren beachtlichen, bereits mit der Lupe deutlich erkennbaren Quarzgehalt gut zu unterscheiden.

Gneise mit Augentextur und diverse migmatische Gneise bzw. Migmatite sind ein weiterer wichtiger Bestandteil des Storz-Komplexes. Das Paläosom der migmatischen Gneise besteht aus Biotit-Epidot-Chlorit-Albit-Gneis, das Neosom aus Aplitgneis. Auch Bändergneise sind eine Folge der Migmatisierung, aber bei weitem nicht so häufig anzutreffen wie im Reißbeck-Komplex. Daneben ist noch eine bereichsweise starke, diskordante, aplitische Durchaderung zu erwähnen.

6.2.1.1.3. Kareck-Komplex (Altpaläozoikum)

Der Kareck-Komplex tritt im Hangenden des Storz-Komplexes auf, ist gegen diesen unscharf begrenzt und besteht im Blattbereich Spittal a.d. Drau aus phyllonitischem Gneis und Prasinit.

Die Bezeichnung Kareck-Komplex geht auf EXNER (1971a) zurück, der diese Gesteine „nach dem schönen, westlich des Katschberges gelegenen Aussichtsgipfel“ als „Kareckserie“ bezeichnete. EXNER vermutete, dass diese Gesteine aus regressiv metamorphen, stark tektonisierten (ehemals altkristallinen) Gesteinen des Storz-Komplexes entstanden, schließt aber die Beteiligung von paläozoischen Schiefen und Prasiniten, „der Habach-Gruppe FRASLS (1958) vergleichbar“, nicht aus.

Im Kareck-Komplex befinden sich im Bereich des Kartenblattes zahlreiche stillgelegte Gold- und Silberbergbaue vom Typus Schellgaden*).

Stark verschieferter, epimetamorpher Gneis und Prasinit (129)

Der am Blatt Spittal a.d. Drau maximal 200 m mächtige Kareck-Komplex besteht hauptsächlich aus phyllonisiertem Gneis und Prasinit, enthält aber auch fragmentarische Reste von altkristallinem Paragneis, Migmatit und Amphibolit. In den postkristallin deformierten (phyllonisierten) Gesteinen sind die Minerale Albit, Epidot, Chlorit und Serizit unter schwach metamorphen Bedingungen teilweise rekristallisiert (EXNER, 1980a). Dieses nun in einigen Bereichen millimetergroße Albitblasten führende Gestein ist petrologisch als Albitgneis, Epidot-Albit

*) Die goldhaltigen, Kies führenden Quarz-Lagergänge vom Typus Schellgaden werden als Mobilisate der Phyllonisation betrachtet (EXNER, 1980a). Der genannte Autor beschreibt in jener Arbeit auch die genaue Lage der alten Bergbaue „Millionenloch“ und „Silberloch“ im Bereich Feistrizbach – Ballonwald, des alten Goldbergbaues bei Dornbach sowie der Bergbaue im Radlgraben.

gneis oder Chlorit-Serizit-Albitschiefer zu bezeichnen. Daneben treten auch Serizit-Quarzschiefer und Chloritschiefer auf. Die Prasinite und Chlorit-Prasinite führen neben Albit, Epidot und Chlorit noch beachtliche Mengen von Hornblende und teilweise auch Biotit.

6.2.1.1.4. Draxel-Komplex (Jungpaläozoikum)

Die Bezeichnung Draxel-Komplex geht auf EXNER (1971a) zurück, der diese Schiefer aufgrund ihrer typischen Ausbildung im Kambereich Draxelnock – Klampfererköpf (am Nordrand des Kartenblattes Spittal a.d. Drau gelegen) „Draxel-Serie“ nannte. Entdeckt wurde diese Glimmerschieferzone von ANGEL (1939). ANGEL & STABER (1942, 1952) kartierten sie vom Hohen Gößkar bis zum Klampfererköpf und auf Kartenblatt 156 Muhr an der W-Flanke des Maltatales bis zur Oberen Aichholzer Alm. EXNER (1980a) fand ihre Fortsetzung an der E-Flanke des Maltatales (Blatt 156 Muhr) und am Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau bei der Schlüsselhütte, im Kohlschlagwald, am Gipfel der Tandspitze, am Tandspitze-NE- und am Tandspitze-SE-Grat. In der Reißbeckgruppe wurde der Draxel-Komplex im obersten Riekenal nahe der westlichen Blattschnittgrenze von CLIFF et al. (1971) kartiert. Entsprechende (Granat-)Glimmerschiefer beschrieb EXNER (1980a, 1984) auch aus der südlichen Reißbeckgruppe in seinen Profilen vom Reinitzer Sonnblick und vom Roßkopf.

(Granat-)Glimmerschiefer (127), stellenweise mit Graphitquarzit (128)

Der Draxel-Komplex besteht aus (Granat-)Glimmerschiefern mit wechselnden Quarz- und Feldspatgehalten. Typisch für diese Metasedimente sind zyklische Wechsellagerungen zwischen dezimeterdicken, feldspat- und quarzreichen Glimmerschiefern und zentimeterdünnen, dunklen, glimmerdominierten, Granat führenden Lagen. Durch diese Wechsellagerungen und lokal beobachtbaren Gradierungen drängt sich die Vermutung einer Korrelation dieser Metasedimente mit unterkarbonen Flysch-Formationen förmlich auf.

Nur stellenweise sind die Metasedimente des Draxel-Komplexes aplitisch injiziert (z.B. westlich Höhennock, Reinitzer Sonnblick). Ganz vereinzelt treten auch Migmatite und Amphibolite auf. Die Mächtigkeit der (Granat-)Glimmerschiefer beträgt meist einige Zehnermeter, kann aber infolge tektonischer Anschoppung maximal 250 m erreichen. Bereichsweise sind geringmächtige (zentimeter- bis dezimeterdünne) Lagen von Graphitquarzit eingeschaltet. Die ca. 800 Meter östlich der Winterleiten in der Karte verzeichneten Graphitquarzitbänke im Granatglimmerschiefer sind stark gefaltet und erreichen maximal 3 Meter Mächtigkeit.

Hauptgemengteile sind stets Biotit, Hellglimmer, Quarz, Albit bzw. Oligoklas oder Andesin (abhängig von der alpinen Überprägung) und Chlorit (EXNER, 1980a). Daneben sind reichlich Porphyroblasten von Granat (3 mm bis max. 4 cm groß und stets idiomorph ausgebildet), etwas Epidot und Graphit bzw. Opa-kerz zu beobachten. Der Hellglimmer ist oft mit Biotit parallel verwachsen. Wenn der Granat und der Hellglimmer mengenmäßig im Gestein zurücktreten, kommt es zur Ausbildung von dunklen Biotitschiefern, die z.T. auch mehrere Millimeter große Albit- bzw. Oligoklasblasten führen.

6.2.1.2. Zentralgneise (metamorphe Plutonite, Jungpaläozoikum)

Der übergeordnete Sammelbegriff Zentralgneis ist seit den Anfängen der geologischen Erforschung der Hohen Tauern eingeführt. Diese Bezeichnung wird für alle sauren bis intermediären, metamorphen, mehr oder weniger deformierten bzw. geschieferten plutonischen Gesteine verwendet. Nach heutigem Kenntnisstand handelt es sich um variszische, multiple Intrusionen, die in einigen Fällen bereits variszisch metamorph und tektonisch deformiert wurden. Alle Zentralgneise wurden während der alpinen Gebirgsbildung wiederum metamorph überprägt (Tauernkristallisation) und mehr oder weniger intensiv tektonisch defor-

miert. Es sind Zentralgneise mit aplitischer, granitischer, granodioritischer, tonalitischer und granosyenitischer Zusammensetzung bekannt.

Die größeren, regional zusammenhängenden, alpin mehr oder weniger stark deformierten Vorkommen werden als Zentralgneis-„Kerne“ bezeichnet (ehemalige variszische Plutone). Bekannte Beispiele aus den östlichen Hohen Tauern sind der Gößkern, der Hochalmkern und der Hölltor-Rotgüldenkern. Wenn man die äußere Form oder besser das Erscheinungsbild der Zentralgneiskerne in der geologischen Karte betrachtet, dann zeigen manche von ihnen unregelmäßige Fortsätze. Diese werden „Lappen“ oder „Zungen“ genannt (z.B. Venedigerlappen und Habachzunge in den mittleren Hohen Tauern). Extrem tektonisch deformierte und dabei in die Länge gezogene Teile werden als „Lamellen“ bezeichnet (z.B. Sonnblicklamelle). Die Zentralgneiskerne sind, beurteilt nach den heutigen Aufschlussverhältnissen, die tektonisch tiefsten Anteile der Ostalpen.

Die Zentralgneisvorkommen am Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau werden in ihrer überwiegenden Mehrheit entweder dem Gößkern oder dem Hochalmkern zugeordnet. Am Südrand des Tauernfensters unmittelbar an der westlichen Blattschnittgrenze bei Mühldorf im Mölltal befinden sich noch einige wenige Aufschlüsse mit Augengneisen, die zur Sonnblicklamelle gehören.

6.2.1.2.1. Granitoide des Gößkerns

Das tief eingeschnittene Tal des Radlbachs und der Gößgraben zeigen eindrücklich die Ausmaße der Granitoide des Gößkerns (aufgeschlossene Mächtigkeit mehr als 1500 m). Der Gneisdom des Gößkerns, ein alpin metamorpher, variszischer Pluton ist – beurteilt nach den heutigen Aufschlussverhältnissen – die tektonisch tiefste Einheit der südöstlichen Hohen Tauern. Dieser große Orthogneiskörper ist petrologisch nicht einheitlich aufgebaut. Grob charakterisiert besitzt er einen granitischen Innenbereich und einen granodioritischen Rand. EXNER (1980a) erkannte und dokumentierte diese durch magmatische Differenzierung verursachte Zonierung. Der genannte Autor entwickelte und beschrieb auch die entscheidenden Erkenntnisse über die relativen Altersbeziehungen der Gößgranitoide.

Biotitgranitgneis, mittel- bis grobkörnig, z.T. porphyrisch, untergeordnet Granodioritgneis (126)

Das älteste Gestein der Gößgranitoide ist der Granodioritgneis (EXNER, 1980a). Er tritt unter anderem im nordöstlichen peripheren Teil des Gößkerns auf und enthält hier zahlreiche Septen des Alten Daches (migmatischen Bändergneis, Biotit-Hornblendegneis und Amphibolit des Reißbeck-Komplexes). Die Grenzen zwischen den Gesteinen des Reißbeck-Komplexes und dem Granodioritgneis sind oft unscharf. Schollen von Bändergneis und Amphibolit schwimmen in den Granitoiden des Gößkerns und zeigen migmatische Auflösungserscheinungen zu basischen Fischen und zu Nebulit.

Im Granodioritgneis überwiegt der Plagioklas deutlich gegenüber dem Kalifeldspat. Der Kalifeldspat kann lokal als hypidiomorpher, gedrungener, prismatischer Kristall Größen bis 3 cm erreichen. Ansonst ist dieser graue Gneis mittelkörnig und recht einheitlich beschaffen. Der Granodioritgneis führt merklich mehr Biotit als der Biotitgranitgneis und ist schon im Gelände durch seine dunklere Farbe von Letztgenanntem zu unterscheiden.

Der Granodioritgneis ist vorzüglich längs der Gößfälle und im Bereich der Steinbrüche im Maltatal (Koschach, Pflüghof, Molzinger) aufgeschlossen, wo er von EXNER (1980a) und MARSCHALLINGER (1987) petrologisch untersucht wurde. Er steht auch im Gößstollen zwischen Stollenmeter 3760 und dem Nordportal an (EXNER, 1980a). Hier wurde er auch von CLIFF et al. (1981) beprobt und geochronologisch untersucht. Diese Zirkondatierungen erbrachten ein Intrusionsalter von 313 ± 10 Millionen Jahren.

In einigen wenigen Bereichen nimmt der Kalifeldspatgehalt extrem ab, sodass diese Proben in der Einstufung nach STRECKEISEN (1967, 1973) in das Feld der Tonalite fallen. MARSCHALLINGER (1987) beschreibt aus dem Bereich der Gößfälle ein solches Vorkommen „tonalitischer Varietäten des Granodioritgneises“.

Der im Vergleich zum Granodioritgneis etwas jüngere Biotitgranitgneis baut im nordöstlichen Teil des Gößkerns die zentralen Bereiche, das mittlere Gößtal und das obere Radltal auf. Weiters bestehen große Areale im Südwesten des Gößkerns, zwischen den Mühldorfer Seen und dem Maißbachtal aus diesem Gesteinstyp. Mengenmäßig betrachtet ist der mittel- bis grobkörnige Biotitgranitgneis das Hauptgestein der Gößgranitoide. Er ist zwar merklich heller als der eingangs beschriebene Granodioritgneis, führt aber trotz allem noch reichlich Biotit. Der Biotitgranitgneis des Gößkerns ist jedenfalls biotitreicher und daher dunkler als die Granitgneise des Hölltor-Rotgülden- und des Sonnblickkerns.

Aufgrund zahlreicher Dünnschliffuntersuchungen gibt EXNER (1980a) für den Biotitgranitgneis folgende Hauptgemengteile an: Der dominierende Glimmer ist hellgelber bis braungrüner Biotit, der mitunter pleochroitische Höfe zeigt. Der Kalifeldspat ist im Biotitgranitgneis der vorherrschende Feldspat. Er bildet in der Grundmasse meist kleine xenomorphe Körner oder porphyrische \pm idiomorphe bis 3 cm große Kristalle, z.T. Karlsbader Zwillinge. Die Mikroklingitterung ist zu meist flau, selten hart. Aderperthit ist nur manchmal zu beobachten, lokal an Störungszonen auch Fleckenperthit. Der Plagioklas ist meist klein, selten bis 1 cm. Meist zeigen sich xenomorphe, selten hypidiomorphe kurzprismatische Formen. Die Kernbereiche der Plagioklase sind häufig polysynthetisch verzwillingt. Quarz bildet in der Grundmasse meist xenomorphe Körner, mitunter auch kleine rundliche „Tropfen“ im Plagioklas und Kalifeldspat. Myrmekit ist meist vorhanden. Hellglimmer tritt nur sehr selten als Hauptgemengteil, und zwar in Form selbständiger Glimmerscheiter neben Biotit am Rande der Kalifeldspataugen auf. Meist ist der Hellglimmer nur sekundär an Spaltrissen der Feldspäte oder als Mikrolith im Plagioklas vorhanden. Ferner sind noch Chlorit, sekundär nach Biotit, Titanit, Apatit und Orthit zu beobachten. Fallweise treten auch Epidot, Granat, Opakerz, Zirkon, Hämatit und Karbonat auf.

Die jüngsten Gesteine der Gößgranitoide sind Aplit- und Pegmatitgneise. Einige von diesen sind Granat führend. Dieses junge Ganggefüge durchschlägt teils als Lagergänge teils als diskordante Gänge die eingangs beschriebenen Gößgranitoide und die Gesteine des Alten Daches.

6.2.1.2.2. Granitoide des Hochalmkerns

Der Hochalmkern erstreckt sich über ein weites, auf den Kartenblättern 156 Bad Hofgastein, 156 Muhr, 181 Obervellach und 182 Spittal a.d. Drau gelegenes Gebiet. Seine äußere Form ist über diesen großen Bereich bogenförmig in N-SSE-Richtung in die Länge gezogen. Die Abgrenzung des Hochalmkerns von den Gößgranitoiden erfolgt am Nordrand des Gößkerns, gestützt auf die Kartierungen von EXNER (1939a, 1939b, 1971b, 1972, 1979 und 1980a) sowie von ANGEL & STABER (1942, 1952), durch den Glimmerschieferzug des Draxel-Komplexes. Dieser wichtige Leithorizont fehlt aber über weite Strecken an der Südabdachung des Gößkerns. Wie hier das aktuelle Kartenbild des Blattes 182 Spittal a.d. Drau zeigt, intrudierten die Edukte der Granitgneise des Hochalmkerns großflächig in die Gesteine des Reißbeck-Komplexes. Daher ist am Südrand des Gößkerns der Reißbeck-Komplex nicht nur als Altes Dach des Gößkerns zu definieren, sondern auch als jenes des Hochalmkerns. Die Gesteinszüge des Reißbeck-Komplexes bilden hier eine Zone, die über weite Strecken den Gößkern vom Hochalmkern trennt. Das Kartenbild zeigt weiters recht anschaulich, dass die Granitgneise des Hochalmkerns gemeinsam mit den Gesteinen des Reißbeck-Komplexes den Gößkern überlagern. Diese zusammenhängende Großstruktur besteht regional betrachtet aus einer südwestlich des Gößkerns ge-

legenen Wurzelzone und aus, in nordöstlicher Richtung über den Gößkern geschoben, Schuppen und Gneislamellen. Die nördlich und westlich des Gößkerns gelegene Hauptmasse des Hochalmkerns wurzelt in tiefen Grundgebirgsstrukturen und nimmt in Relation zum Gößkern eine autochthone Position ein. Lediglich die lang gezogenen Gneislamellen, die sich von der Südspitze des Hochalmkerns vom Seebachtal weiter nach Osten über den Bergrücken des Hochecks in das Reinitzbachtal und weiter bis über das Gmeineck hinaus erstrecken, haben die Form von Antiklinalen, die z.T. dem Gößkern aufgeschoben sind. Ihre nordöstliche Fortsetzung, die Zentralgneis-Lamellen des Roten Nocks und der Gspitzen Wand, nehmen eine allochthone Position in Bezug zum Gößkern ein.

Lithologisch setzt sich der Hochalmkern aus zahlreichen unterschiedlichen Granitgneisen sowie aus dem Granodiorit- und Tonalitgneis zusammen. Geschonte, nur geringfügig deformierte Zentralgneistypen mit primären Strukturen und Texturen sind im zentralen Teil des Hochalmkerns, im obersten Maltatal und zwischen der Hochalmspitze und der Großelendscharte weit verbreitet (dieser Bereich befindet sich auf den Kartenblättern 155 Bad Hofgastein und 156 Muhr). Auch musterhaft erhaltene Intrusionskontakte sind aus diesem Gebiet bekannt. HOLUB & MARSCHALLINGER (1989) gelang es hier, eine in sich konsistente Intrusionsfolge zu erstellen und die relativen Altersbeziehungen der variszischen Granitoide des Hochalmkerns zu dokumentieren. Von CLIFF (1981) durchgeführte geochronologische Untersuchungen (Zirkondatierungen) erbrachten ein Intrusionsalter von 314 ± 7 Millionen Jahren für den nachfolgend beschriebenen Tonalitgneis. Dadurch zeigte dieser Autor, dass die älteren Teile der Granitoide des Hochalmkerns ähnliche absolute Alterswerte besitzen wie die Granitoide des Gößkerns.

Granodioritgneis und Tonalitgneis (125)

Wenn man das Kartenblatt Spittal a.d. Drau betrachtet, erkennt man, dass der aus Granodiorit- und Tonalitgneis bestehende Gesteinskörper in vier Gebieten auftritt. Ein Vorkommen ist an der Ostseite des Maltatales verzeichnet. Zwei weitere Vorkommen befinden sich nördlich des Gößgrabens, unmittelbar an der nördlichen Blattschnittgrenze, westlich des Höhenocks und nördlich der Winterleiten. Mehrere kleine Aufschlüsse wurden unmittelbar an der westlichen Blattschnittgrenze, im oberen Riekkental, im Bereich südlich der Unteren Mooshütte und nördlich der Schoberspitze verzeichnet. Insgesamt stellen die erwähnten vier Vorkommen Teile eines größeren, zusammenhängenden, flach lagernden Intrusivkörpers dar. Seine weitläufige, sichelförmige Form erkennt man erst, wenn man die auf den Kartenblättern 156 Muhr und 181 Obervellach befindlichen Anteile gemeinsam mit jenen auf unserem Kartenblatt betrachtet.

Der Granodioritgneis und der Tonalitgneis sind mittelkörnige, schwarz-weiß gesprenkelte Gesteine. Biotit, Feldspäte, Quarz, gelbgrüner Epidot und lokal bis millimetergroße, braune Titanite sind mit freiem Auge erkennbar. Deutliche Schieferung und Lineation (Elongation des Biotits und Zeilenbau) sind meist vorhanden. Dieser Gesteinstyp führt eine schwarmartig auftretende Generation zentimeter- bis zehnermetergroßer dioritischer Schollen, die in Richtung der Lineation längste Umrisse zeigt. Eine bereichsweise entwickelte Schlierigkeit wird von unvollständig aufgelösten Schollen migmatischer Zweiglimmergneise verursacht. Ein dichtes Gangnetz konkordanter und diskordanter Aplit- und Pegmatitgneise durchzieht in einigen Bereichen den Granodioritgneis und den Tonalitgneis.

Der mikroskopischen Beschreibung von EXNER (1980a) ist Folgendes zu entnehmen: In allen untersuchten Proben war der Plagioklas der vorherrschende Feldspat. Die Plagioklase sind polysynthetisch verzwilligte, leistenförmige Oligoklase (21–31 % An) mit dichter, prächtig entwickelter und meist zonar angeordneter Mikrolithenfülle. Ihr primärer, magmatischer Chemismus hat sich weit-

gehend den Bedingungen der alpinen, amphibolitfaziellen Überprägung angepasst. Eine jüngere Plagioklasgeneration baut das feinkörnige Mörtelgefüge am Rande der großen Plagioklasleisten auf. Es handelt sich um xenomorphe, kaum oder nicht verzwilligte, ungefüllte oder schwach gefüllte Körner. In den stark deformierten Teilen dieser Orthogneise erfolgte eine komplette Neubildung der Plagioklasse. Sie bilden dort rundliche Blasten niedrigen Anorthitgehaltes (häufig Albit) mit fehlender oder schwacher Mikrolithenfüllung und mit helizitischen Einschlusszügen der übrigen Gemengteile. Nur in diesen Neubildungen ist ein einfacher, inverser Zonarbau zu beobachten, während ein solcher dem gesunden Orthogneis fehlt.

Der Kalifeldspat steht dem Orthoklas nahe (fehlende oder flauere Mikroklingitterung, fehlende oder schwache Entmischung). Er ist jünger als die Plagioklasleisten, umschließt oder verdrängt sie. Fehlt Kalifeldspat dem Gestein, so handelt es sich um die quarzdioritische Variante des Gneises. Sie ist megaskopisch ziemlich dunkel. Der Tonalitgneis weist meist recht geringe Kalifeldspatgehalte auf. Durch kontinuierliche Übergänge geht dieser in den helleren Granodioritgneis über. Jener ist zwar auch durch die volumetrische Vormacht des Plagioklasses gekennzeichnet, doch tritt Kalifeldspat in ihm mit bis zu 20 Vol.-% auf und bildet bis 2 cm große Leisten mit Karlsbader Zwillingen. Im Gelände ist eine Unterteilung dieses Gesteinskörpers nach quarzdioritischem, tonalitischem und granodioritischem Mineralbestand nicht sinnvoll. Die Untereinheiten gehen nämlich stets unregelmäßig ineinander über und sind nur schwer voneinander abgrenzbar.

Der Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis olivgrün (seltener rehbraun). Pleochroitische Höfe um Einschlüsse sind selten. Idiomorphen Apatit, geregelt und auch ungeregelt, findet man häufig als ursprünglich magmatischen Einschluss im Biotit. Ferner treten Titanit und Sagenit, die bekannten Entmischungen des Biotits auf. Hornblende fehlt stets. Quarz der normalen Generation zeigt Einschlüsse von Rutilnadelchen. Die ältere Generation bildet Tropfenquarze im Plagioklas und Kalifeldspat. Myrmekit ist in den Kalifeldspat führenden Proben meist reichlich vorhanden.

Unter den Akzessorien ist das Fehlen von Granat bemerkenswert. Reichlich und mitunter millimetergroß sind Orthit, Epidot, Titanit und Apatit vorhanden. Zirkon tritt nur untergeordnet auf. Opakes Erz fehlt häufig. Chlorit (sekundär nach Biotit) kommt in geringen Mengen vor.

Augengneis (mittel- bis grobkörniger Biotitgranitgneis mit Augentextur) (123)

Die nachfolgende lithologische Beschreibung der Granitgneise des Hochalmkernes stützt sich einerseits auf die Arbeit von CLIFF et al. (1971) und andererseits auf die Publikationen von EXNER (1980a, 1984). Der überwiegende Teil der am Kartenblatt Spittal a.d. Drau vorkommenden Granitgneise des Hochalmkernes wurde tektonisch stark überprägt. Vor allem die alpine Deformation war hier, am Südrand des Hochalmkernes, wenn man sie mit jener in seinem zentralen Bereich um die Hochalmspitze vergleicht, bedeutend intensiver. Dabei veränderten sich viele der ursprünglich granitischen Texturen. Die Zentralgneisvarietäten liegen uns daher heute hauptsächlich als Augengneis (mittel- bis grobkörniger Biotitgranitgneis mit Augentextur) oder als deutlich geschieferter, feinkörniger, leukokrater Granitgneis vor.

Im Gebiet, das sich von der Grübelwand über die Schoberspitze, den mittleren Mühldorfer Graben zum Bergkamm Gurglitzten – Hocheck – Kleine Leier und weiter nach Osten bis in den Bereich Gmeineck – Schwalbenfeld erstreckt, treten überwiegend Augengneise auf. Es handelt sich um die schon eingangs genannten Biotitgranitgneise mit Augentextur, die verbreitet mittelkörnig, selten grobkörnig entwickelt sind. Der Durchmesser ihrer Kalifeldspat-Augen beträgt meist ca. 1 cm (in den seltenen grobkörnigen Partien bis 3,5 cm). Der Biotit ist in der Matrix meist gleichmäßig verteilt. In vielen Vorkommen sind auch große Hellglimmer zu

beobachten, die als sekundäre Bildungen die Kalifeldspatäugen umhüllen. CLIFF et al. (1971) berichteten von graduellen Übergängen der biotitreichen Augengneise in porphyrische Granitgneise, die sie unter anderem südlich der Kleinen Gößspitze erkannten. Diese Beobachtungen geben einen wichtigen Hinweis, der uns die Einbindung dieser „Augengneise“ in die neuere, auf den Studien von HOLUB & MARSCHALLINGER (1989, 1990) basierende Granitgneistypologie und Intrusionsabfolge des Hochalmkernes ermöglicht. Vermutlich entspricht ein großer Teil der mittel- bis grobkörnigen, biotitreichen Augengneise dem „Hochalmporphyrgranit“, der von den beiden bereits zuvor genannten Autoren vortrefflich charakterisiert wurde. EXNER (1983) bezeichnete dieses Gestein am Kartenblatt 156 Muhr als „grobkörnigen Granitgneis des Hochalm-Kernes“ bzw. als „mittelkörnige Randfazies des Hochalm-Granitgneises“ und lieferte in seiner Arbeit über die Geologie der zentralen Hafnergruppe (EXNER, 1982) eine genaue Dünnschliffbeschreibung dieser Zentralgneisvarietät.

Das in der geologischen Karte dargestellte Augengneisareal ist, wie CLIFF et al. (1971) weiters berichteten, im Ganzen recht inhomogen zusammengesetzt. Eine Beteiligung der älteren „Flasergneisgeneration“ (Großelendflasergranit nach HOLUB & MARSCHALLINGER [1989, 1990]) am Aufbau von Teilen des Augengneisareals erscheint recht wahrscheinlich, kann aber nicht mit Sicherheit bestätigt werden. Die biotitreichen Augengneise enthalten bereichsweise Einschlüsse der migmatischen Bändergneise des Reißbeck-Komplexes, und im oberen Teil des Mühldorfer Grabens zahlreiche tonalitische Xenolithe (CLIFF et al., 1971).

Feinkörniger, leukokrater Granitgneis, lokal mittelkörniger, leukokrater Augengneis (124)

Die zuvor beschriebenen Augengneise (Biotitgranitgneise mit Augentextur) werden von jüngeren, feinkörnigen, leukokraten Granitgneisen durchschlagen. Dies ist z.B. im Bereich Schoberboden – Schoberspitze an der westlichen Blattschnittgrenze des gegenständlichen Kartenblattes in prächtigen Aufschlüssen zu sehen. Die Hauptmasse der leukokraten, feinkörnigen Granitgneise bilden im Gebiet zwischen Zaubernock, Reißbeck und Kammwand mehrere Intrusivkörper im Reißbeck-Komplex. Diese haben die Form kleinerer lakkolitischer Körper oder mächtiger Lagergänge. Die Kontakte zu den anderen Zentralgneisvarietäten des Hochalmkernes und zu den Gesteinen des Alten Daches sind meist scharf und diskordant. Der feinkörnige, leukokrate Granitgneis führt oft Schollen älterer Nebengesteine bzw. ist von solchen merklich kontaminiert.

Die Farbe des leukokraten Granitgneises variiert je nach Biotitgehalt von hellgrau bis mittelgrau. Seine meist deutliche Schieferung und Lineation zeigt sich in der Elongation der Biotite und einer z.T. zeilenförmigen Anordnung der Quarze und der Feldspäte. Sein Mineralbestand kann mit vorrangig Plagioklas sowie weiters mit Kalifeldspat und Quarz in annähernd gleicher Menge angegeben werden. Biotit kann bis etwa 5 Vol.-% erreichen. Im STRECKEISEN-Diagramm belegt er ein Feld granitischer bis granodioritischer Zusammensetzung. Weiters sind Helliglimmer, Epidotminerale, Chlorit, Granat, Titanit sowie Zirkon, Apatit und Monazit im Dünnschliff zu beobachten. Der Helliglimmergehalt hängt stark vom Deformationsgrad des Gesteins ab, ist aber meist deutlich unter 5 Vol.-%.

Im Gebiet um den Riekener Sonnblick beobachteten CLIFF et al. (1971), dass die leukokraten, feinkörnigen Granitgneise im Hangenden von mittelkörnigen leukokraten Augengneisen überlagert werden. Es waren keine scharfen Kontakte zu erkennen. Der Übergangsbereich der beiden Orthogneise war eher durch eine Wechsellagerung im Dezimeter- bis Meterbereich beider Varietäten gekennzeichnet. An einigen Stellen konnten Sie nur durch das Vorkommen von Kalifeldspatäugen und von augenfreien Lithologien unterschieden werden. Die Lokalarbeiter hatten aber im Generellen den Eindruck, dass die Verbandsverhältnisse intrusiv sind, wobei der Augengneis der relativ ältere Zentralgneistyp ist.

Schönangergneis (Zweiglimmergranitgneis) (122)

Eine Sonderstellung unter den Zentralgneisen der östlichen Hohen Tauern besitzt der Schönangergneis, ein Zweiglimmergranitgneis, der südlich des Stapniksees mit einer Apophyse das Kartenblatt Spittal a.d. Drau erreicht. Von diesem speziellen Orthogneis ist nämlich bekannt, dass er sowohl die Gößgranitoide wie auch die Granitoide des Hochalmkerns durchschlägt.

EXNER (1980a) untersuchte erstmals den von DEMMER anlässlich seiner Kartierung des Schönangerkars entdeckten Zweiglimmergranitgneis. DEMMER erkannte und kartierte die diskordanten Kontakte des hellen, homogen zusammengesetzten Granitgneises zu den Nebengesteinen (zu den Granitoiden des Gößkernes und zum Reißbeck-Komplex). Die Korngröße der Hauptgemengteile beträgt zumeist 1 bis 3 mm, wobei Biotit und Hellglimmer selbständige und gleich große, kaum deformierte Blättchen bilden. Im Gegensatz zu den meisten Hellglimmer-Vorkommen in den Tauern-Zentralgneisen ist der Hellglimmer hier nicht als eine sekundäre, im Zuge der Deformation von Feldspäten etc. (Füllungsmikrolithe, lidförmige Scheiter um Feldspatagen) zustande gekommene Bildung erkennbar, sondern als selbständiger Gemengteil. Dieser megaskopische Eindruck wird auch durch das mikroskopische Bild bestätigt (gut abgegrenzte, kaum deformierte Hellglimmerleisten mit Einschlüssen von Quarz, Apatit und Epidot). Grauer Quarz und farbloser Feldspat bilden die übrigen Hauptgemengteile des recht hellen Granitgneises, der stets flächiges und lineares (Elongation beider Glimmer) Parallelgefüge erkennen lässt.

Einige Jahre nach den von DEMMER und EXNER durchgeführten Arbeiten kartierten HOLUB & MARSCHALLINGER (1989) im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt das Gebiet des Hohen Gößkars nahe der Gießener Hütte (dieses Gebiet liegt auf den Kartenblättern 181 Obervellach und 155 Bad Hofgastein, aber sehr nahe der Blattschnittgrenze des Kartenblattes 182 Spittal a.d. Drau). Sie erkannten, dass der Schönangergneis hier den Tonalitgneis und den Hochalm-Porphyrgranit mit scharfen diskordanten Kontakten durchschlägt.

Das ganze Erscheinungsbild des Schönangergneises weist sowohl in feldgeologischer wie auch in mikrostruktureller Hinsicht auf einen spätvariszischen Zweiglimmergranit-Stock hin. Auch für das tektonische Verständnis des Zentralgneisareals, welches vom Hochalmkern und vom Gößkern gebildet wird, erwiesen sich die zuvor beschriebenen Beobachtungen als recht wertvoll. Sie belegen nämlich, dass der Hochalmkern und der Gößkern bereits variszisch eng benachbart waren und auch heute in diesem Abschnitt noch in relativer Autochthonie positioniert sind.

Aplitgneis, Aplitgranitgneis (121)

Aplitgneisgänge findet man praktisch in allen kleineren und größeren Orthogneiskörpern unseres Kartenblattes. Sie können lokal z.T. in großer Zahl auftreten. Die Mächtigkeit der Gänge reicht vom Zentimeter- bis in den Zehnermeter-Bereich. Das aplitische Ganggefüge ist aber ein integrativer Bestandteil des jeweiligen Orthogneisvorkommens und wurde in der aktuellen geologischen Karte nicht eigens dargestellt. Sinngemäß gilt dies auch für die Pegmatitgneise.

Die am Kartenblatt 182 dargestellten Aplitgneise und Aplitgranitgneise befinden sich nahezu ausschließlich im Verband mit den Altkristallinkomplexen. Ihre weiteste Verbreitung zeigen diese leukokraten, feinkörnigen Orthogesteine im Reißbeck-Komplex. Sie sind hier als bis zu 10 Meter mächtige konkordante Lagergänge in die Bändergneise intrudiert oder durchschlagen als diskordante Gänge die älteren Strukturen der Migmatite. Auch kleinere aus Aplitgranitgneis bestehende Intrusivkörper trifft man nahezu überall im Reißbeck-Komplex. Ihre genaue Beschreibung erfolgt daher gemeinsam mit den übrigen Gesteinseinheiten des Reißbeck-Komplexes (siehe daher Beschreibung „134 Bändergneis, verbreitet migmatisch und Migmatit“ des Reißbeck-Komplexes).

6.2.1.2.3. Sonnblicklamelle

Die Orthogneise des Sonnblickkernes werden in der Mallnitzerschucht tektonisch zu einer geringmächtigen Gneislamelle reduziert. Die Sonnblicklamelle kann als dünne, maximal 300 m mächtige Fortsetzung des Sonnblickkernes über Obervellach hinaus 16 km weiter in südöstlicher Richtung parallel zur Mölltallinie bis in den Bereich von Mühldorf verfolgt werden. Das Auskeilen der im Mühldorfertal am Fuße der Klinzerschlucht noch einige Zehnermeter mächtigen Sonnblickgneislamelle erfolgt dann unter der Moräne im Gebiet zwischen Mühldorfertal und Taborgraben (EXNER, 1962).

Augengneis (Granitgneis mit Augentextur) (120)

Am gegenständlichen Kartenblatt findet man in einem lokal eng begrenzten Gebiet, zwischen dem Mündungsbereich des Mühldorfer Grabens und der westlichen Blattschnittgrenze den Augengneis der Sonnblicklamelle. In einigen Aufschlüssen liegt er in grobkörniger, biotitreicher Ausbildung vor und führt bis 2 cm große Kalifeldspatagen. Die meist länglichen Augen sind teils eckig, teils sind sie zerschert oder gerollt. Manchmal sind sie auch zu dünnen Plättchen ausgewalzt. Kleinkörnige Quarz-Feldspatzeilen und Biotit-Muskovitfasern sind oft ringförmig um die Kalifeldspäte angeordnet. Stark phyllonitisierte Bereiche des Orthogneises sind hellglimmerreich und feinschiefer entwickelt.

Die Hauptgemengteile des Augengneises sind: Kalifeldspat, Quarz, Plagioklas (Albit), Biotit und in einigen Dünnschliffen auch Muskovit. Ferner: Titanit, Klinozoisit, Orthit mit Klinozoisitrand, Chlorit (sekundär aus Biotit), Apatit, Zirkon und Karbonat. Der Kalifeldspat bildet einerseits große, eckig zerbrochene oder eiförmig abgerundete Individuen von Mikroklin-Aderperthit mit Einschlüssen von gefülltem Plagioklas. Fleckenperthit und Schachbrettabit erkennt man in kleinen Körnern des Grundgewebes. Die polysynthetischen Zwillinglamellen der Plagioklasse sind häufig verbogen. Quarz ist bereichsweise postkristallin stark deformiert. Das Gestein ist bezüglich der Feldspäte und eines Teils der Glimmer und Quarze postkristallin deformiert. Ein anderer Teil der Glimmer und Quarze ist nach der Durchbewegung rekristallisiert (EXNER, 1962).

6.2.1.3. Ausläufer der Silbereck-Zone (nördlich des Maltatales)

Die Silbereck-Zone besteht aus post-variszischen Metasedimenten, die primär-stratigraphisch dem spätvariszisch erodierten Granitpluton des Hölltor-Rotgüldenkernes (bzw. mit ihren südlichsten Ausläufern dem Hochalmkern) aufliegen. Sie wird tektonisch von der Mureckgneis-Decke und von der Storz-Decke überlagert.

BECKE (1908) berichtete bereits über die Gesteine der „Silbereckscholle“. Später wurden diese von EXNER (1939b, 1940 bzw. 1982) als „Silbereckmulde“ bzw. „Silbereckserie“ bezeichnet. Namensgebend war und ist jedenfalls das südöstlich des Unteren Rotgüldensees gelegene 2804 m hohe Silbereck, wo diese aus mehreren Gesteinsgruppen bzw. Gesteinsformationen bestehenden Metasedimente am vollständigsten entwickelt sind. Die Silbereck-Zone umfasst eine geringmächtige basale Abfolge (?Oberkarbon bis Untertrias) aus Graphitquarzit, Geröllquarzit, Arkosequarzit und Lantschfeldquarzit, darüber kompakte Karbonatgesteine und schließlich Kalkschiefer, dunklen Phyllit, Brekzien und Karbonatquarzit. Der aus Karbonatgesteinen bestehende Mittelabschnitt (= „Silbereckmarmor“) wurde von EXNER (1982, 1983), „da er große Dolomittkörper im geologischen Verband mit dem Kalkmarmor fand“, als Mitteltrias aufgefasst. THIELE (1980) interpretiert jenen als Oberjura-Äquivalent des Hochstegenmarmors. Auf Grund neuer publizierter Fossilfunde (HÖFER & TICHY, 2005) von der Typokalität am Silbereck ist der größte Teil des „Silbereckmarmors“ nun letztendlich gut abgesichert als Oberjura einzustufen.

Dünnpaltiger, blassgrüner Quarzit (nordwestlich Bartlmann; Untertrias) (119)

Das einzige Vorkommen, eine 1,5 Meter dünne Lage dieses feinkörnigen, grünlichen Quarzits, der „dem Lantschfeldquarzit nicht unähnlich ist“, wurde am Grat zwischen dem westlichen Bartlmann und dem Roten Nock von EXNER (1980a) kartiert. Aufgrund seiner großen tektonischen Bedeutung (Liegendgrenze der Storz-Decke) wurde der Quarzit auch in der aktuellen Geologischen Karte Blatt Spittal a.d. Drau verzeichnet.

Silbereckmarmor („Malm“) (118) und Kalkschiefer (Kreide) (117)

Zwischen Feistritz im Maltatal und der nördlichen Blattschnittgrenze überlagern die Ausläufer der Silbereck-Zone den Granitgneis des Hochalpkernes. Es handelt sich um gering mächtige (0,5 bis maximal 10 Meter) tektonisch stark fragmentierte Schollen und Karbonatgesteinsbänder, die aus grauem Kalkschiefer und farblosem, grobkörnigem Kalkmarmor (Silbereckmarmor) bestehen (EXNER, 1954, 1980a).

6.2.1.4. Rote-Wand-, Modereck-Decke und Murtörl-Schrovin-Schuppe

6.2.1.4.1. Murtörl-Formation (Jungpaläozoikum)

Das am Kartenblatt 156 Muhr gelegene Murtörl, als bekannter Übergang vom Mur- ins Großartal, diente EXNER (1971a) als namensgebende Lokalität für die „Murtörlserie“. Sie wurde von EXNER umfassend beschrieben und in mehreren Profilen dargestellt. Entsprechend den von STEININGER & PILLER (1999) empfohlenen Richtlinien für lithostratigraphische Einheiten, erfüllt sie weitgehend die zur Definition einer „Formation“ geforderten Voraussetzungen.

Als Ablagerungsalter vermutete EXNER (1971, 1983, 1989, 1990) Jungpaläozoikum. Vor allem deshalb, da in der gesamten Murtörl-Formation keine granitischen oder aplitischen Intrusionen auftreten. Somit wird durch die zahlreichen Kartierungen und Geländebeobachtungen gut begründet, dass die Sedimentation der Protolithen erst nach der variszischen Intrusion der Zentralgneise erfolgte, vermutlich im Oberkarbon oder im Perm.

Am Blatt Spittal a.d. Drau ist die Murtörl-Formation lediglich 10 bis 50 Meter mächtig. Sie bildet jedoch vom N-Rand des Kartenblattes bis in die SE-Flanke des Gemeinecks, also auf ca. 16 Kilometer streichender Länge, einen durchgehend verfolgbaren Gesteinszug, der einen wichtigen, leicht kartierbaren Leithorizont darstellt.

Schwarzphyllit, dunkler Albit- und Biotitblastenschiefer (116)

Die Murtörl-Formation besteht vorwiegend aus Schwarzphyllit, lokal mit Graphitquarzit und dunklem Albitblastenschiefer mit auffälliger Albitblastese. Die Albitblasten erreichen mehrere Millimeter Durchmesser. Biotit wurde im Stoder-Ostkamm und im Gemeineck-Südostgrat nachgewiesen (MEYER, 1977). Der Biotit ist als Querbiotit entwickelt und neben Albitblasten treten hier bereits Oligoklasblasten auf. Sowohl die Albit/Oligoklas- wie auch die Biotitblasten der dunklen Schiefer sind spätkinematisch im Zuge der alpidischen Metamorphose gewachsen. Weiters sind Derivate von intermediären Vulkaniten (Prasininit und Chlorit-Serizit-Quarzschiefer, südlich der Berfried-Hütte, am aktuellen Kartenblatt nicht dargestellt, EXNER, 1980a) in Form von dünnen Lagen in die Schwarzphyllite und Blastenschiefer eingeschaltet.

6.2.1.4.2. Schrovin-Gruppe (Perm und Trias)

Unter der Bezeichnung Schrovin-Gruppe werden in den östlichen Hohen Tauern alle Metasedimente der Perm- und Trias-Zeit zusammengefasst. Ihr Name

basiert auf der Publikation von EXNER (1971a), der die „Schrovineinheit“ nach dem südwestlich von Fell im Zederhaustal gelegenen, weithin sichtbaren Schrovinkopf benannte. Vergleicht man nun diese lithostratigraphische Gliederung mit jener, die in den mittleren Hohen Tauern und in den Zillertaler Alpen gebräuchlich ist, dann zeigt sich, dass die Schrovin-Gruppe folgende zwei Gesteinsformationen umfasst:

- 1) Wustkogel-Formation (nach FRASL [1958]; sie umfasst die siliziklastischen Metasedimente des Perms und der Untertrias.)
- 2) Seidlwinkl-Formation (nach CORNELIUS & CLAR [1935, 1939] bzw. FRASL & FRANK [1964, 1966]; sie umfasst die Kalkmarmor-, die Dolomitmarmor-, die Rauwacke- sowie die Gips- und Quartenschiefer-Vorkommen der Mittel- und der Obertrias).

6.2.1.4.2.1. Wustkogel-Formation (Perm und Untertrias)

EXNER (1990) parallelisierte den Perm- und den Untertriasanteil der Schrovineinheit mit der Wustkogel-Formation. Diese Gesteinsformation wurde von FRASL (1958) nach dem 2507 m hohen Wustkogel benannt. Dieser eher unscheinbare Berg der Glocknergruppe befindet sich im Hintergrund des Seidlwinkltales nordöstlich des Hochtöres. Sein Gipfelaufbau besteht fast zur Gänze aus den siliziklastischen Metasedimenten des Perms und der Untertrias.

Am Kartenblatt Spittal a.d. Drau bildet die Wustkogel-Formation einen bedeutenden Leithorizont und ist über eine weite Strecke, von der nördlichen Blattschnittgrenze bis zum Reinitzbachtal, immer im Hangenden der zuvor besprochenen Murtörl-Formation zu verfolgen. Lediglich westlich des Reinitzbachtals liegt sie tektonisch unmittelbar über dem Amphibolit des Storz-Komplexes. Ihre Mächtigkeit schwankt dabei von 6 bis 40 Meter, lokal (im Bereich zwischen der Neuschitzer Wiesen und dem Südostgrat des Gmeinecks) erreicht sie durch tektonische Anschoppung bis zu maximal 500 Meter Mächtigkeit.

Einige wenige, sehr kleine Vorkommen treten noch am Südrand des Tauernfensters nahe dem Mölltal auf. Es handelt sich um die letzten Ausläufer der Rote-Wand-, Modereck-Decke, die zwischen der westlichen Blattschnittgrenze und dem Taborgraben gefunden wurden (EXNER, 1984).

Albitblastenschiefer, Arkosegneis bzw. Arkosequarzit und dünnplattiger, blassgrüner Quarzit (Perm und Untertrias) (115)

Die Albitblastenschiefer sind helle, grünliche bis grünlich graue, stets deutlich geschieferte Gesteine, deren Edukte Arkosen waren. Die ihren Namen bestimmenden Albitblasten sind durchschnittlich zwischen 2 und 4 mm, maximal 6 mm groß. Sie enthalten meist reichlich Phengit, der für die grünlichen Farben verantwortlich ist. Weitere Hauptgemengteile sind Quarz und Serizit. Daneben können bereichsweise Biotit und Chlorit beobachtet werden. Akzessorien sind Kalzit, Apatit, Titanit, Zirkon, Turmalin, Hämatit und Opakes. Lokal führen die Albitblastenschiefer auch größere Mengen von Chloritoid.

Recht häufig treten auch Phengit führende Arkosegneise und Arkosequarzite auf. Es handelt sich um weiß-grünlich gesprenkelte, plattige bis grob gebankte Gesteine. Sie sind durchwegs quarzreicher und schichtsilikatärmer als die zuvor beschriebenen Albitblastenschiefer. Zudem enthalten sie massenhaft reliktsche Kalifeldspäte.

Die dichten, relativ feinkörnigen, blassgrünen, dünnplattigen Quarzite werden von EXNER (1980a) mit dem Lantschfeldquarzit der Radstädter Tauern verglichen. Sie repräsentieren den Untertriasanteil dieser Gesteinsformation. Manchmal führen sie auch Gerölle, wie EXNER (1980a) im entlang der Maltabergstraße aufgenommenen Profil beobachtete. Vereinzelt treten auch dezimeterdünne Lagen von Graphitquarzit und tektonische Schürlfinge von Augengneis und Prasinit im Verband mit der Wustkogel-Formation auf.

6.2.1.4.2.2. Seidlwinkl-Formation (Mitteltrias bis Obertrias)

Vollständige Profile der aus flachmarinen Kalken, Dolomiten und Evaporiten hervorgegangenen Seidlwinkl-Formation findet man im oberen Seidlwinklital, in den mittleren Hohen Tauern. FRASL & FRANK (1964) geben das Normalprofil der Karbonatgesteine der „Seidlwinkltrias“ wie folgt an: Über dem plattigen, hellgrünen Quarzit der Untertrias (oberster Teil der Wustkogel-Formation) folgt ein relativ mächtiger, massiger, weiß-gelblicher, zuckerkörniger Kalkmarmor (Mitteltrias), der in seinem basalen Teil dünne, recht charakteristische Phyllitflatschen führt. Dünne Lagen von Bänderdolomit sowie von Dolomitschlierenkalk und mächtiger, gelblicher Glimmerdolomit schließen die Mitteltriasschichtfolge ab. Rauwacke mit Gips und eine oberste graue Dolomitlage werden ins Karnium gestellt. Die höhere Obertrias ist nicht mehr karbonatisch entwickelt, sondern ist durch Abkömmlinge von ehemals tonig-, schluffig-, sandigen Sedimentgesteinen („Quartenschiefer“, hellgraue Chloritoidphyllite, und helle, karbonatfreie, massige Quarzite) vertreten. Fossilfunde aus den mittleren Hohen Tauern (Dietersbachtal: *Diplopora annulata* (SCHAFHÄUTL) (BOROWICKA, 1966: Beschreibung in TOLLMANN, 1977) und den Zillertaler Alpen (Bereich Penken – Gschößwand: Gastropodenschalen [KRISTAN-TOLLMANN, 1962]) und Kalkwandstange: Crinoidenstielglieder (FRISCH, 1975b) sichern die zuvor erläuterte stratigraphische Einstufung der Karbonatgesteine gut ab.

Kalkmarmor, Dolomitmarmor (114)

Am Kartenblatt Spittal a.d. Drau treten Dolomitmarmor und Kalkmarmor der Seidlwinkl-Formation nur in Form weniger metermächtiger, tektonischer Schollen auf. Es handelt sich um die letzten Ausläufer der Rote-Wand-, Modereck-Decke, die nahe dem Taborgraben gefunden wurden (EXNER, 1984).

6.2.1.4.3. Brennkogel-Formation (Kreide)

Der Name Brennkogel-Formation basiert auf den Publikationen von FRASL & FRANK (1964, 1966), die Bündnerschiefer einer charakteristischen lithologischen Ausbildung nach dem nördlich von Heiligenblut gelegenen 3018 m hohen Brennkogel benannten. Diese Bearbeiter stellten die „Brennkogelfazies“ in den Lias bis Dogger, da sie annahmen, dass ihre Sedimentation unmittelbar an jene der „Seidlwinkltrias“ anschließt. Wegen der auffallenden lithologischen Analogie zwischen der Kaserer-Formation des westlichen Tauernfensters und der Brennkogel-Formation der Seidlwinkl- bzw. der Rote-Wand-, Modereck-Decke des mittleren Tauernfensters schlug THIELE (1980) eine teilweise Parallelisierung beider Formationen vor, indem er auch für die „Brennkogelserie“ einen kreidezeitlichen Anteil postulierte. Neuere lithostratigraphische Überlegungen (LEMOINE, 2003) scheinen darauf hinzuweisen, dass der Hauptanteil der Brennkogel-Formation in der Kreide abgelagert wurde.

Dolomitbrekzie (Taborgraben; ?„Dogger“ oder ?Unterkreide) (113)

Eine lediglich vier Meter mächtige Dolomitbrekzie tritt am aktuellen Kartenblatt in einem lokal eng begrenzten Bereich, innerhalb der Rote-Wand-, Modereck-Decke auf. Die Aufschlüsse befinden sich im unteren Teil des Taborgrabens, östlich von Mühldorf. Die Dolomitbrekzie bildet hier einen tektonisch stark reduzierten Verband mit anderen permo-mesozoischen Metasedimentgesteinen der Rote-Wand-, Modereck-Decke (EXNER, 1984). Lithologisch handelt es sich um eine Feinbrekzie mit Komponenten aus Dolomit und nicht näher identifizierten, Feldspat führenden Gesteinsklasten. Die Matrix besteht aus Dolomit, Quarz, Hellglimmer und untergeordnet Opakem. Genetisch könnte es sich um eine im Synrift-Stadium abgelagerte Bildung, also um einen relativ älteren („Dogger“) Teil der Bündnerschiefer-Gruppe handeln. Aber auch ein Unterkreide-Alter wäre vorstellbar, nämlich unter der Bedingung, dass die Brekzie die stratigraphische

Basis der Karbonatquarzite in der Brennkogel-Formation bildet (siehe Karbonatquarzit [111] der Brennkogel-Formation).

Dunkler Phyllit (112), Karbonatquarzit (111)

Die Hauptgesteine der Brennkogel-Formation sind üblicherweise dunkle, kalkfreie bzw. kalkige Phyllite, und helle, feinkörnige Karbonatquarzite. Am Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau kommen diese Gesteine in einem lokal eng begrenzten Gebiet, innerhalb der Rote-Wand-, Modereck-Decke nahe beim Ort Mühldorf vor. Die dunklen Phyllite sind jenen des Glockner-Deckensystems lithologisch recht ähnlich (siehe daher Beschreibung Legendenummer 103). Die hellen feinkörnigen Karbonatquarzite weisen meist einen nur geringfügigen Karbonatgehalt auf. Bedingt durch die leicht herauswitternden feinen Karbonatkörner, lassen sich im Quarzit oft Lagen mit gradierter Schichtung und flyschartige Zyklen erkennen. Seltener sind Karbonatquarzite mit hohem Karbonatgehalt (30% bis max. 50% Karbonat). Sie treten lediglich in den stratigraphisch liegenden Teilen der Karbonatquarzite auf. Aus jenem Teil sind auch metamorphe Brekzien bekannt, deren Komponenten vorwiegend aus Karbonatgesteinen bestehen. Ihre Matrix ist entweder phyllitisch oder quarzitisches ausgebildet.

6.3. Penninische Decken des Tauernfensters

6.3.1. Glockner-Deckensystem

6.3.1.1. Tektonische Leitgesteine innerhalb des Glockner-Deckensystems

Plagioklasblastenschiefer und heller Granatglimmerschiefer, z.T. Staurolith führend (109), heller Chloritoidphyllit (110)

Zwischen den Orten Mühldorf und Lehdorf am Kartenblatt Spittal a.d. Drau befinden sich im südlichsten Teil des Glockner-Deckensystems mehrere Meter bis Zehnermeter mächtige Lagen von Plagioklasblastenschiefern und mineralreichen, hellen Glimmerschiefern. Diese Gesteine wurden von EXNER (1984) kartiert und näher petrographisch bearbeitet. Örtlich beobachtete er Übergänge und Wechsellagerungen dieser speziellen Gesteine mit dem Schwarzschiefer und interpretierte sie deswegen „teilweise als Elemente der Bündnerschiefer-Gruppe“, welche von einer amphibolitfaziellen Metamorphose geprägt wurden. Andere Teile interpretierte er jedoch als „permische oder ältere paläozoische, tektonisch in die Bündnerschiefer eingeschuppte Gesteine“. EXNER erwähnt Oligoklasblasten führende Schiefer, Granatglimmerschiefer mit bis zwei Zentimeter großen Granaten, Staurolith-Granatglimmerschiefer sowie biotit- und feldspatfreie, helle Chloritoidphyllite mit über ein Zentimeter großen Granaten und Stilpnomelan.

6.3.1.1.1. Wustkogel-Formation und Seidlwinkl-Formation

(siehe auch Kapitel 6.2.1.4.2.1.)

Dünnplattiger, blassgrüner Quarzit, lokal Arkosegneis (Perm – Untertrias) (108)

Dünne, stark zerscherte Lagen von leicht grünlichem, Phengit führendem Arkosegneis, grauem Albitblastenschiefer und dünnplattigem, blassgrünem Quarzit der Wustkogel-Formation markieren gemeinsam mit Karbonatgesteinsschollen der Seidlwinkl-Formation als wichtige tektonische Leitgesteine innerhalb des Glockner-Deckensystems die Basis der Kolm-Decke.

Kalkmarmor, Dolomitmarmor (107), Rauwacke (Mitteltrias – Obertrias) (106)

Dünne Lagen und Schollen von Mittel- und Obertrias-Karbonatgesteinen wurden von MEYER (1977), EXNER (1984) und ELSNER (1991) inmitten des Glockner-Deckensystems auskartiert. Folgende der Seidlwinkl-Formation zugeordnete Lithologien wurden von den zuvor genannten Autoren beobachtet: gelblicher bis ockerfarbener, selten farbloser Dolomitmarmor, oft brekziös zerbrochen, Hellglimmer führender Kalkmarmor, Bänderkalkmarmor mit dünnen Rauwackelagen, Kalkmarmor-Serizitphyllit-Rauwacke-Wechselfolge und gelblich angewitterte, z.T. Fuchsit führende Rauwacke. Diese Gesteine der Seidlwinkl-Formation sind meist meter- bis maximal wenige Zehnermeter mächtig und stecken mit unregelmäßigem Streichen und Einfallen im stark phyllonitierten Nebengestein der Bündnerschiefer-Gruppe. Dieses ist meist als Chlorit führender, teilweise als quarzreicher, kalkiger Phyllonit ausgebildet. Die Karbonatgesteinsschollen der Seidlwinkl-Formation treten oft im Verband mit den zuvor beschriebenen siliziklastischen Gesteinen der Wustkogel-Formation auf und markieren gemeinsam mit jenen als wichtige tektonische Leitgesteine innerhalb des Glockner-Deckensystems die Basis der Kolm-Decke.

6.3.1.2. Bündnerschiefer-Gruppe (Oberjura und Kreide)

Der Name Bündnerschiefer weist schon auf die weitgehende Ähnlichkeit dieser Gesteine mit den Schiefen des schweizerischen Graubündens hin, deren Alter (Jura bis Alttertiär) in den West- und Zentralalpen durch zahlreiche Fossilien bestens bestimmt wurde. Spärliche Fossilfunde in den nur durch niedrig temperierte Grünschieferfazies überprägten Gesteinen der Bündnerschiefer-Gruppe des Tauernnordrandes bestätigten jedenfalls ein Oberjura- bis Unterkreide-Alter. So machten KLEBERGER et al. (1981) den Fund eines *Lamellaptychus* cf. *rectocostatus* (PET.) aus Kalkschiefern der Bündnerschiefer-Gruppe bekannt (Drei-Brüder-Nordflanke zwischen Fuschertal und Wolfbachtal, im Bereich der Blattsgrenze der Kartenblätter 124 Saalfelden und 154 Rauris). Weiters gelang es REITZ et al. (1990), durch Pteridophytensporen den Nachweis von Unterkreide in den Fuscher Phylliten (Gebiet zwischen Spatalm und Penkkopf nordöstlich Großarl; am Südteil des Kartenblattes 125 Bischofshofen) zu erbringen. LEMOINE (2003) hält es, gestützt auf lithostratigraphische Parallelierungen, für sehr wahrscheinlich, dass auch höhere Unterkreide und Oberkreide am Aufbau der Bündnerschiefer-Gruppe des Tauernfensters beteiligt waren.

Prasinite, Grünschiefer, Amphibolit (105)

Am Kartenblatt Spittal a.d. Drau treten die Prasinite als mächtige, im Streichen weithin verfolgbare Gesteinszüge, meist im Verband mit den Kalkglimmerschiefern auf. Lithologisch können sie als kräftig grüne bis gelblichgrüne, üblicherweise sehr zähe Gesteine beschrieben werden. Bemerkenswert ist ein im Handstück oder im Aufschlussbereich deutlich erkennbarer, hoher Epidotgehalt, der sowohl gleichmäßig verteilt im Gestein (gelblich grüne Farbe) auftritt als auch oftmals in leuchtenden Adern und Schlieren vorkommt. Albit ist mit freiem Auge nicht einwandfrei erkennbar, zumal er durch die zahlreichen Einschlüsse oft grün gefärbt ist. Biotit ist verbreitet und tritt z.T. in bemerkenswerten Gehalten auf. Geringfügig ist auch Karbonat in dünnen Lagen vorhanden. Der am aktuellen Kartenblatt auftretende Prasinite ist ein regionalmetamorphes Gestein folgender Zusammensetzung: Als Hauptgemengteile sind Albit, Minerale der Epidotreihe (Klinoisit-Pistazit), Chlorit und aktinolithische Hornblende zu nennen. Daneben treten noch Quarz, Biotit, Muskovit, Karbonat, Titanit, Apatit und Erz in wechselnden Prozentsätzen in Erscheinung.

Die Grünschiefer besitzen merklich geringere Albit- und Epidotgehalte, aber deutlich mehr Chlorit als die zuvor beschriebenen Prasinite. Sie bilden meist grüne bis grüngaue, gut geschieferte Gesteinspakete. Manche Grünschiefer zeigen

eine auffällige, über mehrere Zehnermeter Mächtigkeit anhaltende, feinlagige (im mm- bis cm-Bereich sichtbare) Bänderung. Diese kann mehr oder minder deutlich gefaltet sein. Die Bänderung wird vielfach als Hinweis für tuffogene oder tuffitische Edukte interpretiert. Diese aus gering mächtigen Tuffen und Tuffiten hervorgegangenen Metabasite sind ihrerseits mit den homogenen, sicherlich aus metamorphen Basaltlaven entstandenen Prasiniten verbunden.

Amphibolit, der zumindest Oligoklas führt, wird von EXNER (1984) vom Bergücken des Plankogels aus den südlichen Teilen des Glockner-Deckensystems beschrieben. Dieser wurde von einer deutlich höheren Regionalmetamorphose (oberste Grünschieferfazies bis Amphibolitfazies) überprägt als die weiter östlich und nördlich gelegene Hauptmasse der Metabasite.

Kalkglimmerschiefer (Glimmermarmor und Kalkschiefer mit vereinzelt dünnen Lagen von dunklem Phyllit), untergeordnet Karbonatquarzit (104)

Der Gepflogenheit der meisten Tauerngeologen folgend wird die Bezeichnung Kalkglimmerschiefer als gesteinskundlich zusammenfassender Kartierungsbegriff für die Glimmermarmore und Kalkschiefer der Bündnerschiefer-Gruppe verwendet. Diese Gesteine bauen am Kartenblatt Spittal a.d. Drau einen großen Teil des Glockner-Deckensystems auf.

An der Oberfläche von sandig angewitterten Felspartien der Kalkglimmerschiefer finden sich meist lichtbraune Farbtöne mit z.T. leicht gelblichem Anflug. Im frischen Bruch dominieren stets grauweiße bis graublauere Farben. Die Kalkglimmerschiefer bestehen hauptsächlich aus Kalzit, Glimmer (Phengit, Paragonit und Margarit) und Quarz, die in sehr variablen Prozentsätzen hier den Glimmermarmor und dort den Kalkschiefer aufbauen. In einigen Bereichen sind Phlogopit, Chlorit (meist mit Hellglimmer verwachsen) und Dolomit weitere Bestandteile dieser aus kalkigen und mergeligen Sedimenten hervorgegangenen Gesteine. Wo Feldspat im Kalkglimmerschiefer vorhanden ist, handelt es sich abhängig von der metamorphen Überprägung um Albit- oder Oligoklasblasten. Die Letzteren besitzen z.T. Andesinkerne, wie EXNER (1984) in den südlichen Teilen des Glockner-Deckensystems nahe dem Möll- und dem Drautal zwischen den Ortschaften Mühdorf und Lehdorf beobachtete. Ferner sind graphitisches Pigment, Titanit, Rutil, Turmalin, Zoisit und Opakes unter dem Mikroskop zu erkennen.

Die Glimmermarmorzüge innerhalb der Kalkglimmerschiefer gliedern sich im Aufschlussbereich in Bänke und Platten. Der Glimmer tritt zumeist in Einzelblättchen mit 2 bis 5 mm Durchmesser im gleichmäßig körnigen Kalzitgewebe auf. Der gesamte Glimmergehalt (Hellglimmer, Phengit und Phlogopit) liegt im Glimmermarmor meist unter 10%. Weit verbreitet ist eine rhythmische Bänderung im Zentimeter- bis Dezimeter- und/oder im Meter-Bereich. Sie beruht auf geringen Unterschieden in der Pigment-, in der Glimmer- und in der Quarzführung, verursacht von primär sedimentär angelegten, stofflichen Variationen.

Der Kalkschiefer ist mit dem Glimmermarmor durch kontinuierliche Übergänge verbunden. Der Hellglimmergehalt wie auch der Quarzgehalt ist deutlich höher als bei dem zuvor beschriebenen Gestein. Im Regelfall sind zusammenhängende Glimmerhäute oder dünne Glimmerlagen ausgebildet, die auch stärker pigmentiert sind als die Karbonatzwischenmassen. Somit liegt ein gut spaltendes, dünnplattiges Kalkgestein mit erheblichem Glimmergehalt vor. Vielfach sind auch flachlinsige Gefüge entwickelt. Dünne Lagen (nur einige Dezimeter bis maximal wenige Meter messende Horizonte) von dunklem, Kalk führendem und kalkfreiem Phyllit wurden dem Kalkglimmerschiefer zugerechnet. Mächtigere Züge dunkler Phyllite wurden in der geologischen Karte mit eigener Signatur dargestellt (siehe nachfolgende Beschreibung „dunkler Phyllit“).

Geht der Karbonatgehalt im Kalkglimmerschiefer stark zurück, dann liegen Karbonatquarzite und bei entsprechender Metamorphose auch Granat-Muskovit-

schiefer vor. Nur wenige Dezimeter bis maximal einige Meter mächtige Lagen dieser Lithologien treten in den Kalkglimmerschiefern des gegenständlichen Kartenblattes auf. Sie konnten aus Maßstabsgründen verständlicherweise nicht dargestellt werden.

Dunkler Phyllit,

untergeordnet Schwarzschiefer und chloritreicher Phyllit (103)

In den Kalkglimmerschiefern der Bündnerschiefer-Gruppe sind vielfach dunkle Phyllite bzw. Granat, Biotit und Oligoklasblasten führende Schwarzschiefer eingeschaltet, die durch grünschiefer- bis amphibolitfazielle Metamorphose aus schwarzen Tönen entstanden sind. Die dunklen Phyllite treten häufig in enger Wechsellagerung mit Kalkschiefern auf bzw. zeigen kontinuierliche Übergänge in diese. Dünne Lagen der dunklen Phyllite wurden von den Kalkschiefern nicht abgetrennt bzw. in die Signatur der Kalkglimmerschiefer subsumiert. Mächtigere, mehrere Zehnermeter messende und in Streichrichtung über etliche Hundert Meter verfolgbare Züge der dunklen, phyllitischen Bündnerschiefer wurden in der geologischen Karte dargestellt. Lithologisch handelt es sich hauptsächlich um dunkelgraue, feinblättrige Phyllite, die verbreitet kalkfrei, z.T. aber auch kalkarm sind. Unter dem Mikroskop erkennt man feinkörnige, quarzreiche Lagen, die mit breiten Lagen aus Serizit-Muskovitgewebe, z.T. mit eingelagertem Chlorit wechseln. Weiters sind Albit und \pm Kalzit sowie Opakes und akzessorisch Turmalin zu bestimmen. Die bereits einleitend erwähnten mineralreichen Schwarzschiefer mit Granat (bis 8 mm), Biotit und Oligoklasblasten beobachtete EXNER (1984) nahe dem Mühl Dorfertal. Die alpidische Metamorphose war hier im südlichen Teil des Glockner-Deckensystems (nahe dem Möll- und dem Drautal) intensiver als im weiter nordöstlich zwischen dem Reinitzbach und (dem Ort) Malta gelegenen Teil.

Helle, zumeist grünliche, chloritreiche Phyllite kartierte MEYER (1977) im Gebiet Neuschitz – Sparberkopf. Sie zeigen ebenfalls wie die zuvor beschriebenen dunklen Phyllite fließende Übergänge in Kalkschiefer, bestehen hauptsächlich aus Chlorit, Serizit und Quarz und wurden mit den übrigen phyllitischen Metasedimenten der Bündnerschiefer-Gruppe in der geologischen Karte dargestellt.

6.3.2. Schuppen der Nordrahmenzone mit unterostalpinen Schollen (Bereich Torscharte und Ebenwald)

6.3.2.1. Perm- und Trias-Schollen

Dünne Lagen und Schollen von Gesteinen des Alpinen Verrucano, des Lantschfeldquarzits sowie von Rauwacke, Kalkmarmor und Dolomitmarmor treten im engen, tektonisch stark reduzierten Verband mit Serpentiniten innerhalb der Nordrahmenzone auf. Es handelt sich um winzige Fragmente der Unterostalpinen Radstädter Tauern, die eine Melange mit penninischen Serpentiniten und dunklen Phylliten der Bündnerschiefer bilden.

Alpiner Verrucano (Perm) (102)

Graue bis grünlichgraue Albitblastenschiefer, helle Arkosegneise, graue, z.T. leicht grauviolette Serizit-Quarzschiefer und grünliche Serizit-Chloritphyllite bilden den maximal 20 Meter mächtigen Alpinen Verrucano (Perm) im Bereich Dornbach – Ebenwald.

Lantschfeldquarzit (Untertrias) (101)

Der dichte, relativ feinkörnige, blassgrüne, dünnplattige Lantschfeldquarzit (Untertrias) ist meist nur einige wenige Meter mächtig, in Ausnahmefällen er-

reicht er maximal 10 Meter Mächtigkeit. Im Bereich Dornbach – Ebenwald ist er eng mit dem Alpenen Verrucano verknüpft. Im Bereich südlich der Torscharte bildet er die Basis der Nordrahmenzone.

Rauwacke (Anisium) (100)

Das größte und einzige in der aktuellen geologischen Karte verzeichnete Vorkommen der gelbbraun verwitternden Rauwacke befindet sich am Ostabhang des Ebenwaldes zum Radlbach hin. Hier erreicht die Rauwacke auch ihre größte Mächtigkeit von maximal 10 Metern und führt auffällig giftig grün gefärbte Chromglimmer (Fuchsit), was angesichts des nahen, im Hangenden lagernden Serpentinits leicht zu erklären ist.

Dolomitmarmor, Kalkmarmor (Anisium) (99)

Der weiße bzw. grau gebänderte, zuckerkörnige Kalkmarmor und der gelbe Dolomitmarmor treten meist in engem Verband auf, wobei der Dolomit mengenmäßig meist recht deutlich dominiert. Lediglich ein einziges Vorkommen, nämlich jenes im Radlbachtal, besteht überwiegend aus Kalkmarmor. Das bedeutendste Vorkommen der mitteltriassischen Karbonatgesteine befindet sich 4 km nordwestlich von Gmünd bei Dornbach im Maltatal. Die schroffen Felswände, der oberhalb des Ortes gelegenen großen Dolomitscholle sind bereits von weitem leicht zu erkennen. Sie bildet eine Synklinale im Lantschfeldquarzit, fällt klippenförmig steil nach Osten ein und ist mit einer Mächtigkeit von rund 60 Metern die größte des ganzen Gebietes.

6.3.2.2. Bündnerschiefer-Gruppe (Oberjura und Kreide)

(siehe auch Kapitel 6.3.1.2.)

Serpentinit, Ultrabazit (98)

Zwei Vorkommen ultrabasischer Gesteine sind für die Definition einer eigenständigen Nordrahmenzone und deren Abtrennung von der Katschbergzone im Bereich des Kartenblattes Spittal a.d. Drau recht bedeutsam. Es sind dies ein südlich der Torscharte, unmittelbar an der nördlichen Blattschnittsgrenze gelegener Serpentinitspan und der westlich von Gmünd ausgedehnte, stark serpentinierte Ultrabazitkörper des Ebenwaldes.

Um den winzigen Ausläufer des Serpentinits der Torscharte in der aktuellen geologischen Karte in lesbarer Form darstellen zu können, musste seine tatsächliche Größe graphisch stark übertrieben werden. Ein von EXNER (1980a) südlich der Torscharte aufgenommenes Profil zeigt diesen dünnen, stark verquetschten Serpentinitspan und enthält Angaben über seine wahren Dimensionen.

Der wesentlich größere, stark serpentinierte Ultrabazitkörper des Ebenwaldes ist 50 bis 80 Meter mächtig und nimmt ein Areal von rund 2,5 km² ein. Er erstreckt sich von der Südseite des Maltatales über den Ebenwald ins Radlbachtal, keilt aber rund einen Kilometer nördlich des Radlbachs aus. Er stellt einen der größten Serpentinitskörper des gesamten Tauernfensterrahmens dar (EXNER, 1980a). Die Aufschlussverhältnisse im Bereich des Ebenwaldes sind allerdings infolge von Hanggleitmassen, kleinen Felsstürzen, Moränenbedeckung und dichter Vegetation meist schlecht und lediglich entlang der zahlreichen Forststraßen sowie in den Gräben westlich von Brochendorf einigermaßen ansprechend.

EXNER (1980a) nennt zwei bereits im Handstück unterscheidbare Varietäten. Einen dunkelgrünen, feinkörnigen Antigorit-Serpentinit mit bis 5 mm großen schwarzen Einsprenglinge die freisichtig erkennbare Spaltflächen aufweisen. Neben den schwarzen Einsprenglingen enthält dieser auch zahlreiche farblose Flecken von 1 bis 8 mm Durchmesser. Es handelt sich um einen Klinopyroxen-Amphibol-Chlorit-Antigorit führenden Ultrabazit. Der Klinopyroxen ist teils noch erhalten, teils entlang der Spalttrisse von Antigorit durchsetzt. Teilweise sind auch nur mehr Pseudomorphosen nach Pyroxen mit Längung der Antigoritblättchen in

Richtung der Spaltrisse des ehemaligen Pyroxens zu erkennen. Ferner lassen langsäulige, farblose, leicht bräunlich bestäubte Amphibole und kleinblättriger Antigorit noch Formrelikte von ursprünglichen Pyroxenen (eventuell Orthopyroxenen) erahnen. Weitere Bestandteile sind Chlorit und Opakes sowie untergeordnet Titanit und Klufschysoitil.

Die andere Ultrabasisvarietät ist ein grüner, feinkörniger, einsprenglingsfreier Serpentin, der hauptsächlich aus kleinblättrigem, teils regellos situiertem, teils gitterförmig geordnetem Antigorit besteht. Umrisse von Pseudomorphosen sind nicht erkennbar (wahrscheinlich ein ehemaliger Olivinfels). Weitere Bestandteile sind Opakes, Talk und Klufschysoitil. Mit Asbest gefüllte Klüfte findet man an vielen Stellen des Ultrabaskörpers.

Dunkler Phyllit (97)

Das einzige Vorkommen dieses Gesteins am Kartenblatt Spittal a.d. Drau, das tektonisch zu den Schuppen der Nordrahmenzone gerechnet wird, ist eine dünne 6 bis 20 Meter mächtige Lage, die vom Bereich Dornbach bis ins Radlbachtal verfolgt werden kann. Der nur schwach metamorphe, dunkelgraue, feinschichtige Phyllit ist verbreitet kalkarm, kann aber z.T. auch kalkfrei ausgebildet sein. Er weist deutliche lithologische Ähnlichkeiten mit den Fuschler Phylliten des Tauern-Nordrandes, aber auch mit den dunklen Phylliten innerhalb des Glockner-Deckensystems auf.

Entlang der Basis der schon eingangs erwähnten Lage dunklen Phyllits wird im Bereich Ebenwald die Nordrahmenzone von den Kalkglimmerschiefern des Glockner-Deckensystems abgetrennt.

6.4. Ostalpine Decken

6.4.1. Unterostalpin der Katschbergzone

Glimmerschiefer und Paragneis (retrograd überprägt) (94), quarzitisches (95), Granat führend (96)

Die retrograd überprägten Glimmerschiefer und Paragneise zeigen in unterschiedlichem Maße Relikte einer höhergradigen Metamorphose. Diese sind als Hellglimmer- oder Feldspatporphyroblasten, Pseudomorphosen nach Granat und Biotit sowie als strukturelle Relikte vorhanden. Je nach Grad der strukturellen Überprägung zeigen die Gesteine eine z.T. mehrphasige Verfallung, Grenulationen, mitdefinierte Quarzmobilisatlagen und unruhige Schieferungsflächen. Der wechselnde Mineralbestand bewirkt eine graue, grünliche oder bräunliche Farbe. Unter dem Mikroskop ist zu erkennen, dass Granat teilweise oder vollständig in opake Eisenhydroxide, Albit, Serizit und Chlorit umgewandelt ist. Der ehemalige Biotit wurde zu opakem Erz und Chlorit abgebaut. Neben polysynthetisch verzwilligtem Plagioklas finden sich auch Alkalifeldspäte mit Mikroklingitterung. Die Matrix besteht aus feinschuppigem Hellglimmer, Quarz, Albit und opakem Erz. Letzteres ist einerseits fein verteilt, tritt aber auch als Pseudomorphosen nach Rutil auf. Weitere akzessorische Gemengteile sind Apatit, Zirkon, Rutil, und graphitisches Pigment. Die am besten erhaltenen Kristallinanteile der Katschbergzone finden sich im tektonisch hangenden Anteil im Süden, im Bereich des Eckberges und Kolmberges. Sie bestehen aus Gneisen, Glimmerschiefern und Granatglimmerschiefer. Die Glimmerschiefer sind manchmal graphitisch und enthalten lagenweise bis zu 3 mm große Granatporphyroblasten. Im Liesertal sind grusig verwitternde Gneise anzutreffen.

Amphibolit (93)

Die Amphibolite sind zumeist feinkörnig, straff geschiefert und zeigen einen plattigen Bruch. Mitunter ist eine gute Regelung der Hornblendekristalle zu be-

obachten. Sie führen deutliche Mengen an Plagioklas und Quarz, mit Epidot/Klinozoisit ist ein häufiger Nebengemengteil vorhanden. Als akzessorische Gemengteile treten Ilmenit, Hämatit, Pyrit und Apatit sowie sekundärer Chlorit auf.

Grünschiefer (92)

Das Gestein ist durch den Wechsel von dünnen weißen und grünen, chloritreichen Lagen gekennzeichnet. Es bricht vorzugsweise entlang der chloritreichen Lagen, wobei auf den Schieferungsflächen ein deutliches Streckungslinear zu erkennen ist. Im Dünnschliff ist zu erkennen, dass die hellen Lagen aus Quarz, Albit und Kalzit aufgebaut sind. In den chloritreichen Lagen ist untergeordnet auch Serizit vorhanden. Dazu kommen Epidot, der zum Teil größere Aggregate bildet, sowie Akzessorien in Form von opaken Erzphasen (Ilmenit) und Apatit. Hinweise auf ein älteres höher metamorphes Stadium sind nicht zu erkennen (KIESLINGER, 1956, S. 48).

Das Gestein wurde im Galgenbichlbruch bei Unterkreuschlach (NE von Gmünd) als Baustein abgebaut.

Phyllonit (retrograd metamorpher Glimmerschiefer und Paragneis) (91)

Bei den Phylloniten handelt es sich um phyllonitisierte Glimmerschiefer und Paragneise, die je nach Intensität der Durchbewegung ein etwas unterschiedliches Aussehen zeigen. Weit verbreitet sind mylonitische, silbergrau gefärbte, feinkörnige Phyllonite mit seidigen, ebenen bis leicht welligen Schieferungsflächen. Diese hellglimmerreichen Gesteine zeigen eine Wechsellagerung von glimmer- und quarzreichen Lagen und einen blättrigen oder dünnplattigen Bruch. Bei höherem Quarzgehalt entstehen gröber brechende, quarzitisches Typen. An Schieferungs- und Kluffflächen sind zumeist violette bis rostrote Verfärbungen durch Eisenhydroxide zu beobachten, welche auf einen z.T. deutlichen Pyritgehalt zurückzuführen sind. Unter dem Mikroskop erkennt man einen Mineralbestand aus Hellglimmer, Quarz, Albit und Chlorit. Akzessorisch ist Epidot, zonierter Turmalin, opakes Erz, Eisenhydroxide und ein wechselnder Gehalt an graphitischem Pigment vorhanden.

Katschberg-Quarzphyllit (progressiv metamorphes Altpaläozoikum) (90)

Unter den prograden Phylliten werden wellig-flächig geschieferte Gesteine zusammengefasst, die je nach Modalgehalt der Gemengteile Serizit, Chlorit, Quarz, Karbonat, Albit und graphitisches Pigment eine silbergraue oder dunkelgraue Farbe zeigen. Diese weisen eine intensive Wechsellagerung bis in den cm- und dm-Maßstab auf. Neben den dominierenden graphitisch pigmentierten Serizit-Quarz-Phylliten finden sich quarzreiche und feldspatreiche Varietäten. Häufig ist Pyrit in Form derber Massen oder als bis zu 5 mm große, selten auch bis zu 10 mm große würfelige Kristalle vorhanden. Dieser Pyritgehalt führt zu einer rostbraunen Verwitterungsfarbe.

Graphitquarzit, z.T. graphitischer Bänderkalk (Silur) (89)

Die Graphitquarzite brechen plattig und färben schwarz ab. Sie zeigen einen stofflichen Lagenbau, der durch unterschiedlich starke Anreicherung von Quarz, Graphit und Hellglimmer entsteht. Mit ihnen verbunden sind gebänderte, im dm- bis m-Bereich gebankt Kalzitmarmore, welche bis 30 m mächtige, intern deformierte Schollen bilden (EXNER, 1939b). Innerhalb der Bänke ist eine Wechsellagerung von je nach Graphitgehalt hell- bis dunkelgrauen Lagen vorhanden. Bisweilen finden sich wenige Meter mächtige Lagen, welche auf Grund eines hohen Graphitgehaltes schwarz gefärbt sind. Neben Kalzit und Graphit finden sich kleine undulös auslöschende Quarzkörner, Hellglimmerblättchen und würfelige Pyritkristalle. Aus den Gesteinen gewonnene Conodonten ergaben ein silurisches Sedimentationsalter (SCHÖNLAUB et al., 1976).

Eisendolomit (Silur) (88)

Primäre Typen des „Eisendolomites“ sind feinkörnig und auf frischen Bruchflächen dunkel-blaugrau, während oft auch in Lagen auftretende rekristallisierte Typen grobkörnig und im frischen Zustand hellgrau sind. Beide Typen zeigen eine rostbraune Verwitterungsfarbe. Die Körper sind wenige Meter mächtig, manchmal brekziös und von metamorph mobilisierten Quarzadern durchzogen. Sie haben eine maximale Mächtigkeit von 5 m. Der „Eisendolomit“ besteht aus Dolomit und Ankerit, nach EXNER (1942) kann die Rekristallisation auch zur Bildung von spatigem Magnesit führen. Weiters ist etwas Quarz, Hellglimmer und Fuchsit vorhanden (EXNER, 1939b, 1942; HÄUSLER et al., 1995). Typisch ist auch das Auftreten von ca. 1 mm großen, idiomorphen, einfach verzwilligten Plagioklaskristallen, die offensichtlich authigen gebildet wurden (NOWOTNY, 1976). Aus einem „Eisendolomit“ südwestlich der Katschberghöhe konnten silurische Conodonten gewonnen werden (SCHÖNLAUB et al., 1979).

Lantschfeldquarzit (Untertrias) (87)

Der Lantschfeldquarzit ist ein weißer bis gelblicher feinkörniger Quarzit. Meistens ist auf den Schieferungsflächen etwas farbloser Serizit, grünlicher Phengit oder Chlorit vorhanden. Die Wechsellagerung von glimmerreicheren und -ärmeren Lagen ist für einen dünnplattigen Bruch verantwortlich. Der Lantschfeldquarzit ist aus einem reifen Sandstein hervorgegangen.

Rauwacke (Anisium) (86)

Die Rauwacke ist ein grau bis ocker anwitternder Zellenkalk. Er enthält gelegentlich Brocken von Serizitschiefer, die von EXNER (1989) als metamorphe Tonschiefer des ehemals marinen salinaren Milieus gedeutet wurden. Mit Bezug auf ihre Position zwischen dem Lantschfeldquarzit und den Kalk- und Dolomitmarmoren werden die Rauwacken als metamorphe Äquivalente der Reichenhaller Rauwacke interpretiert (TOLLMANN, 1977; EXNER, 1990).

Kalkmarmor (Anisium) (85)

Die Kalzitmarmore haben zumeist dunkelgraue, seltener auch hellgraue oder rosa Farbe. Weiters finden sich gebänderte Kalzitmarmore, Marmore mit Dolomitschlieren und brekzierte Marmore. Im basalen Teil finden sich manchmal Serizit- und Kalkschieferlagen. Die Einstufung ins Anisium ist durch Fossilfunde in den Decken der Radstätter Tauern gesichert (TOLLMANN, 1977), wodurch die Gesteine als metamorphe Äquivalente der Gutenstein Formation interpretiert werden können (TOLLMANN, 1977; EXNER, 1990).

Dolomitmarmor (Anisium) (84)

Bei den Dolomitmarmoren (Anis) handelt es sich um hellgrau und dunkelgrau gebänderte Gesteine mit rostbrauner, z.T. grusiger Verwitterung. Hangende Anteile zeigen eine starke Verquarzung und Hellglimmerüberzüge auf den Schieferungsflächen (NOWOTNY, 1976).

6.4.2. Oberostalpine Decken

6.4.2.1. Prijakt-Polinik-Komplex

(Granat-)Glimmerschiefer, Zweiglimmerschiefer, Paragneis (82), quarzitisch (83)

Die in diesem Abschnitt zusammengefassten Gesteine bestehen in unterschiedlichen Mengenverhältnissen aus Biotit, Muskovit, Quarz, Plagioklas und Granat. Sie zeigen untereinander eine Wechsellagerung sowie laterale Übergänge. Die Glimmer sind in allen Typen zumeist recht grobschuppig (ca. 1–2 mm).

Es sind kaum Anzeichen einer retrograden Überprägung zu erkennen, was sich bereits im Gelände an den fast immer frisch erhaltenen, braunen Biotitkristallen erkennen lässt.

In den straff geschieferten muskovitreichen Granatglimmerschiefern und Zweiglimmerschiefern sind die Granatporphyroblasten mehrere Millimeter und bis zu 1 cm groß und bisweilen idiomorph ausgebildet, während sie in den plattig brechenden Biotit-Plagioklas-Paragneisen zumeist nur wenige Zehntelmillimeter Durchmesser erreichen und zumeist xenomorph sind. In den Glimmerschiefern tritt Biotit einerseits eingeregelt in der Matrix auf, grobschuppiger Biotit findet sich aber auch in den Druckschatten um Granat und als Querbiotit.

Quarzit, Muskovit-Quarzit (81)

Helle Quarzite und zum Teil granatführende, feldspatfreie Glimmerquarzite bilden wenige Zentimeter bis mehrere Meter mächtige Einschaltungen mit lateralen Übergängen innerhalb der Glimmerschiefer und Paragneise (DEUTSCH, 1985). In der Karte sind nur besonders mächtige Züge dargestellt.

Amphibolit (80)

Die Amphibolite bilden wenige Dezimeter bis 15 m mächtige Linsen und Lagen. Es handelt sich dabei um straff geschieferte, Biotit führende Zoisit-Amphibolite, welche teilweise Chlorit sowie Titanitsäume um Rutil führen. Weiters finden sich nur undeutlich geschieferte, grobkörnige und nahezu feldspatfreie Granat-Amphibolite (DEUTSCH, 1985). Gegen die Glimmerschiefer und Paragneise weisen die Amphibolite zumeist einen bis zu 30 cm breiten Reaktionssaum auf. Dieser baut sich um die Zoisit-Amphibolite aus Schiefen bestehend aus Hornblende, Biotit, Chlorit, Granat, Quarz und Titanit auf. In diesen ist zumeist reichlich Apatit vorhanden. Um die Granat-Amphibolite baut sich der Reaktionssaum aus hellen Gneisen, bestehend aus Plagioklas, Granat, Biotit, Rutil und etwas Epidot/Klinozoisit auf.

Orthogneis (79)

Helle, feinkörnige und zum Teil mylonitische Orthogneise bilden 8–10 m mächtige Züge, welche zumeist über längere Strecken zu verfolgen sind. Reste des magmatischen Mineralbestandes sind Mikroklin, Quarz, Oligoklas, Hellglimmer und etwas feinschuppiger Biotit. Dazu kommen metamorph gebildeter Chlorit und idiomorphe Granatkristalle.

6.4.2.2. Millstatt-Komplex

Paragneis, Glimmerschiefer, z.T. Staurolith und/oder Disthen führend, mit geringmächtigen Pegmatitgneislagen (77), quarzitisches (78)

Es handelt sich um z.T. grobkörnige, quarzreiche bis quarzitisches, hellglimmerbetonte Paragneise und Zweiglimmerschiefer mit unterschiedlichem Gehalt der Hauptgemengteile Quarz, Feldspat, Muskovit und Biotit. Zumeist zeigen die Gesteine bereits im Handstück einen Lagenbau aus glimmerreichen und quarzreichen Lagen. Weiters sind mm- bis cm-dicke Quarzmobilisatlagen vorhanden. Im Handstück ist oft kleiner, xenomorpher Granat erkennbar. Staurolith bildet sowohl schmale bis über 1 cm große Säulen als auch bis maximal 2 cm große, längliche Aggregate, die größtenteils oder vollständig in Hellglimmer und Quarz umgesetzt sind (ERTL, 1984b).

Nur im Dünnschliff zu erkennen sind in einigen Gesteinen auftretende Minerale und typische Gefügemerkmale: Selten auftretender Disthen findet sich in Form von Blasten, aber auch als Aggregate aus kleinen Einzelkörnern. Von HERITSCH (1927) wurde das Auftreten von Kalifeldspatporphyroblasten beschrieben. Typisch sind dünne Granatsäume zwischen Plagioklas und Biotit.

In manchen Bereichen sind pegmatoide Glimmerschiefer mit zentimeterdicken Quarz-Feldspatlagen und grobblättrigem Hellglimmer anzutreffen. In der Umgebung dieser pegmatoiden Glimmerschiefer sowie um die eingeschalteten Pegmatitgneise (71) kann reichlich Turmalin vorhanden sein.

(Granat-)Glimmerschiefer (76)

Die Granatglimmerschiefer bestehen aus einer grobkörnigen Matrix aus Muskovit, Biotit, Quarz und Plagioklas. Darin finden sich Granatporphyroblasten mit Korngrößen bis über 5 mm. Von NOWAK (1986) sind aus dem südlichen Teil der Einheit Granatkristalle mit zwei bzw. drei optisch und chemisch unterscheidbaren, zeitlich getrennten Wachstumsphasen beschrieben worden. Auch Staurolith und Disthen sind manchmal in zwei Generationen vorhanden, zumeist wurden sie jedoch während der letzten prägenden Metamorphose gebildet. Der Disthen findet sich einerseits als mehrere Millimeter große Porphyroblasten, andererseits als Haufwerke. Letztere sind zum Teil um stark resorbierte Granatkristalle anzutreffen und werden ihrerseits von einem Hellglimmersaum mit einzelnen radialstrahlig angeordneten Disthenkriställchen umgeben.

Serpentinit (östlich Seeboden) (75)

Der Serpentinit ist ein massiges, schwarz-grün gesprenkeltes, feinkörniges Gestein. Es ist feinstückig brechend und zeigt eine rotbraune Verwitterungsfarbe.

Quarzit (74)

Zum Teil granatführende Glimmerquarzite bilden immer wieder zentimeter-, maximal mehrere Meter mächtige konkordante Einschaltungen oder sind mit den Paragneisen und Glimmerschiefern durch laterale oder vertikale Übergänge verbunden. Daneben finden sich hellgraue, splittrig brechende Muskovit-Quarzite.

Amphibolit (73)

Bei den Amphiboliten lassen sich nach Textur und Mineralbestand verschiedene Typen unterscheiden, die jedoch oft wechsellagern und nicht flächenhaft in der Karte ausgeschieden werden können. Einerseits finden sich plattig brechende, straff geschieferte Typen mit einem engen Lagenbau aus hornblende- und plagioklasreichen Lagen, andererseits sind grobkörnige, flasrige oder auch massige Typen anzutreffen. Letztere haben manchmal einen höheren Feldspatgehalt und können zum Teil als Hornblendegneise angesprochen werden. Sie sind wahrscheinlich aus Gabbros hervorgegangen. Neben Hornblende und Plagioklas sind in manchen Amphiboliten Biotit, Epidot, Granat, Quarz, Karbonat und Sulfide zu erkennen (ERTL, 1984b).

Orthogneis (72)

Helle, feinkörnige und zum Teil mylonitische Orthogneise bilden Lagen in den Paragneisen und Glimmerschiefern im nordwestlichsten Teil des Millstatt-Komplexes. Sie zeigen einem Mineralbestand aus Mikroklin, Quarz, Oligoklas und Hellglimmer. Biotit ist kaum vorhanden.

Pegmatit, Pegmatitgneis (Perm), Sp = Spodumen führend (bei Edling) (71)

Die Pegmatitgneise sind helle Gesteine, deren Mineralbestand sich aus Mikroklin, Albit, Quarz, Muskovit, Turmalin (Schörl) und Granat zusammensetzt. Sie bilden wenige Zentimeter dicke konkordante Lagen, aber auch bis zu etliche Zehnermeter mächtige und mehrere hundert Meter lange Körper innerhalb der Paragneise und Glimmerschiefer (77). Die einzelnen Mineralkörner erreichen in den Pegmatiten eine Größe bis zu mehreren Zentimetern. Ein Pegmatitgneiskörper bei Edling führt als zusätzlichen Hauptgemengteil Spodumen (LUECKE & UCIK, 1986). Des Weiteren wurden Beryll, Apatit, Ferrotantalit, Ferrotapiolit, Columbit,

Zirkon und Zinnstein als primär magmatische Pegmatitminerale beschrieben. Einige der Pegmatite zeichnen sich durch hohe Phosphorgehalte bis zu 1 Gew.-% aus. In diesen kommen zahlreiche sekundäre Phosphatminerale vor (WALTER, 1998).

Nach geochronologischen Altersdatierungen intrudierten die Pegmatite im Perm (SCHUSTER et al., 2001).

6.4.2.3. Radenthein-Komplex (inklusive Aineck-Theuerlnock-Serie)

Paragneis (70)

Die Paragneise sind plattig brechend, feinkörnig und zeigen makroskopisch einen Mineralbestand aus Biotit, Plagioklas und Quarz. Untergeordnet ist etwas Muskovit, kleiner xenomorpher Granat und an Störungszonen auch Chlorit vorhanden.

(Disthen-, Staurolith-)Granat-Glimmerschiefer, z.T. phyllonitisch (68), quarzitisches (69)

Makroskopisch zeigen die Granatglimmerschiefer eine silbergraue, feinkörnige Hellglimmermatrix, die zumeist eine deutliche Grenulation aufweist. Granat bildet oft idiomorphe, lokal bis zu mehrere Zentimeter messende Porphyroblasten. Biotit ist zumeist sehr untergeordnet vorhanden, in manchen Typen ist postkinematischer Albit in Druckschatten oder als vereinzelt Blasten in der Matrix vorhanden. Vor allem entlang der Deckengrenze zum Unterostalpin findet sich retrograd gebildeter Chlorit innerhalb der Matrix und um die Granatporphyroblasten. Die Gesteine zeigen einen unregelmäßigen Bruch und unregelmäßige, häufig verfaltete Quarzmobilisatlagen. In der feinschuppigen Hellglimmermatrix finden sich manchmal Kyanit und Staurolith sowie Biotit, Ilmenit und Chlorit.

Die Granatkristalle des Radenthein-Komplexes erscheinen optisch einphasig und zeigen chemische Zonierungen, die auf ein progrades Wachstum hinweisen (SCHIMANA, 1986; THEINER, 1987; KOROKNAI et al., 1999; SCHUSTER & FRANK, 2000). Lediglich westlich von Lieserhofen findet sich eine Lokalität mit eindeutig zweiphasigem Granat, welcher z.T. sehr schöne Atollformen bildet (MEYER, 1977).

Quarzit (67)

Die Quarzite bilden nur wenige Meter mächtige Lagen. Es handelt sich um helle, eckig brechende Gesteine mit ausgeprägter Schieferung. Reine Quarzite sind selten, zumeist enthalten sie in unterschiedlichem Maße Muskovit sowie etwas Biotit, Granat oder Chlorit.

Amphibolit, Chloritschiefer (66)

Amphibolite treten als konkordante Lagen auf. Auf Grund eines wechselnden Modalgehaltes an Amphibol, Plagioklas, Granat, Biotit und Hellglimmer lassen sich mittel- bis grobkörnige Amphibolite, Granatamphibolite, Biotit führende Amphibolite, Hellglimmer führende Amphibolite und Hornblende-Garbenschiefer unterscheiden. Als akzessorische Gemengteile sind Quarz, Ankerit, Ilmenit und Pyrit enthalten. Nahe der Deckengrenze zum Unterostalpin sind die Amphibolite oft deutlich chloritisiert und zu Grünschiefer oder Chloritschiefer umgewandelt. Die Biotit führenden Amphibolite sind straff geschiefert. Die Biotitporphyroblasten liegen in der Schieferung und erreichen bis zu 5 mm im Durchmesser. Derartige Gesteine sind an der Westseite des Tschierweger Nocks immer wieder anzutreffen.

Die Hellglimmer führenden Amphibolite sind von besonderem Interesse, da Ca-Amphibol und Hellglimmer nur in einem relativ kleinen P-T-Bereich stabil sind. Im Zuge der Druckentlastung nach dem Metamorphosehöhepunkt wurde

die druckbetonte Paragenese aus Ca-Amphibol und Hellglimmer in unterschiedlichem Maße umgewandelt. In hellglimmerreichen Typen ist oft die Umwandlung von Amphibol in Biotit zu beobachten, in amphibolreichen Typen wird Hellglimmer zu Plagioklas, Biotit und Chlorit abgebaut.

Marmor (65)

Bei den Marmoren handelt es sich zumeist um mittel- bis grobkörnige, weiße Kalzitmarmore mit deutlichem Muskovit- und Quarzgehalt, wobei die Silikatminerale zumeist in Lagen angereichert sind.

Metakieselschiefer (östlich Stubeck) (64)

Der Metakieselschiefer ist durch seine schwarze Farbe und die frischen Granatporphyroblasten in einer extrem feinkörnigen Matrix gekennzeichnet. Der Mineralbestand setzt sich aus Quarz, Hellglimmer, Graphit und Granat zusammen. Die Metakieselschiefer erreichen mehrere Meter Mächtigkeit und sind auf die Kuppe nordöstlich der Karscharte begrenzt (GENSER, 1992).

6.4.2.4. Bundschuh-Priedröf-Komplex

Paragneis, vorwiegend biotitreich und quarzitisch (63)

Die Paragneise sind zumeist feinkörnig, biotitdominiert und quarzreich. Sie zeigen eine Mineralzusammensetzung von Granat, Biotit, Plagioklas (Albit und Oligoklas), Muskovit und Quarz. Selten sind klinkzoisitreiche oder graphitisch pigmentierte Gneise anzutreffen.

Die Granatkristalle haben eine Korngröße von etwa zumeist <1 mm. Optisch kann man manchmal einen einschlussreichen, manchmal idiomorphen Kern von einem einschlussarmen Rand unterscheiden. Die Kerne zeigen eine flache Elementverteilung mit niedrigen CaO-Gehalten (3–5 Gew.-%), während die Ränder wesentlich höhere CaO-Gehalte (6–8 Gew.-%) bei niedrigeren FeO- und MgO-Gehalten und niedrigerem X_{Mg} aufweisen (THEINER, 1987; KOROKNAI et al., 1999; SCHUSTER & FRANK, 2000). In den hangendsten Teilen, direkt unter den transgressiv auflagernden mesozoischen Metasedimenten fehlen die jüngeren Granatränder.

Staurolith-Granat-Glimmerschiefer (62)

Die Staurolith-Granat-Glimmerschiefer enthalten entweder dunkelbraunen Staurolith oder graue Pseudomorphosen nach Staurolith, welche bis zu 20 mm lang und 5 mm dick sein können. Die Pseudomorphosen bestehen aus feinschuppigem Hellglimmer, Chlorit und opakem Erz, manchmal ist auch etwas Chloritoid vorhanden (THEINER, 1987). Granatporphyroblasten sind randlich resorbiert und daher xenomorph und erreichen bis zu 15 mm im Durchmesser. Die Matrix ist mittel- bis grobkörnig und besteht aus Muskovit, Biotit, etwas Plagioklas (Albit und Oligoklas) sowie Quarz, welcher auch als Mobilisatlagen vorhanden ist. Das Gestein ist verfaltet und häufig ist eine Granulation zu beobachten.

In den Staurolith-Granatglimmerschiefern finden sich Pegmatitgneislagen, welche eine Mächtigkeit bis zu 2 m erreichen. Neben Feldspat und Quarz führen sie Hellglimmer, Biotit und Turmalin. Die benachbarten Glimmerschiefer sind stellenweise von Quarz-Feldspat-Äderchen durchtränkt, welche bis zu 3,5 cm große Turmalinkristalle enthalten können (EXNER, 1980b).

Granat-Glimmerschiefer (60), quarzitisch (61)

In den Granatglimmerschiefern erreichen die Granatkristalle zumeist bis 5 mm, sehr selten aber auch bis zu 2 cm im Durchmesser. Die Porphyroblasten sind einschlussreich und ihre chemische Zonierung entspricht jener der Paragneise. Die Matrix ist mittel- bis grobkörnig und besteht aus Muskovit, Biotit, etwas Plagioklas

(Albit und Oligoklas) sowie Quarz, welcher auch als Mobilisatlagen vorhanden ist. Das Gestein ist verfaltet und häufig ist eine Grenulation zu beobachten.

Quarzit (59)

Mit steigendem Quarzgehalt entwickeln sich aus den quarzitischen Granat-Glimmerschiefern hellbraun gefärbte Zweiglimmerquarzite, welche bisweilen auch etwas Granat führen. Beim größten Teil der Quarzite handelt es sich aber um harte, splittrig brechende und hellgrau gefärbte Muskovit-Quarzite. Als untergeordnete Gemengteile kann Plagioklas, Chlorit, Turmalin, Apatit und Pyrit vorhanden sein. Höhere Gehalte an Pyrit führen zu einer rostbraunen Verwitterungsfarbe, bedingt durch Eisenhydroxidbeläge (MEYER, 1977).

Metagabbro (nördlich Tschiernock) (58)

Metagabbros treten als mehrere Meter mächtige Gänge bzw. als Blockfelder auf. Je nach Deformationsgrad erscheinen sie als grobkörnige, textuell perfekt erhaltene Metagabbros, in welchen die magmatischen Mineralphasen bis 2 cm Größe erreichen, als flaserige Metagabbros oder als mylonitische Metagabbros. Die ehemaligen Pyroxene sind durch große, im Dünnschliff fast farblose Hornblendekristalle ersetzt, während die Plagioklasdomänen hauptsächlich aus Klinozoisit und etwas Quarz bestehen. Daneben findet sich wenig Hellglimmer, Biotit, Chlorit und bis mehrere Millimeter große Titanitaggregate. Von MEYER (1977) wurden diese Gesteine als Hornblende-Klinozoisitfels beschrieben.

Amphibolit, Hornblendefels (57)

Die Amphibolite lassen sich nach MEYER (1977) grob in zwei Gruppen teilen: Einerseits finden sich feinkörnige, straff geschieferte Typen mit guter Regelung der Hornblendekristalle und einem plattigen Bruch. Diese führen deutliche Mengen an Plagioklas und Quarz. Epidot/Klinozoisit ist ein häufiger Nebengemengteil, der bis zu 15 Vol.-% erreichen kann. Häufiger sind jedoch massigere, hornblendereiche und zumeist grobkörnige Typen. Sie können in wechselnder Menge Granat und/oder Biotit führen, wobei diese Minerale manchmal lagenweise konzentriert sind. Titanit ist immer vorhanden und erreicht bis zu 10 Vol.-%. In beiden Typen können als akzessorische Gemengteile Ilmenit, Hämatit, Pyrit und Apatit sowie etwas sekundärer Chlorit auftreten.

Aplitgneis (56)

Beim Aplitgneis im Drehtal handelt es sich um mehrere ca. 1 m mächtige Plagioklasaplitlagen. Diese sind stark geschiefert, führen pleochroitischen, grünen Hellglimmer (wahrscheinlich Phengit) und Albitblasten und zeigen Übergänge zu Weißschiefern (EXNER, 1980b).

Bundschuh-Orthogneis (Granitgneis, meist augig) (55)

Bei den Bundschuh-Orthogneisen zeigen vor allem die zentralen Bereiche flaserige bis stängelige Texturen mit Kalifeldspat-Augen, während in den Randbereichen oft plattig brechende Orthogneismylonite zu finden sind. Der Mineralbestand setzt sich aus Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz und grünlichem, phengitischem Muskovit zusammen.

Die Alkalifeldspäte bilden bis zu 3 cm lange und 1 cm dicke Phänokristalle. Unter dem Mikroskop zeigen sie eine harte Mikroklingitterung, Fleckenperthit und Umwandlungen zu Schachbrettalbit. Plagioklas bleibt klein und tritt mengenmäßig zurück. Grobblättriger bis ca. 3 mm großer Biotit mit Einschlüssen von magmatischem Zirkon und Apatit ist reichlich vorhanden. Weitere Hauptgemengteile sind grobblättriger Hellglimmer und xenomorpher Quarz. Als Akzessorien finden sich opakes Erz, Chlorit (sekundär nach Biotit), Rutil, Titanit, Apatit, Zirkon, Epidot sowie sekundäres Karbonat mit Limonit.

6.4.2.5. Gaugen-Komplex

Granat-Glimmerschiefer, Zweiglimmerschiefer, Paragneis, z.B. Staurolith führend, retrograd metamorph (53), quarzitisch (54)

Die Zweiglimmerschiefer bis -gneise zeigen unruhig gewellte Schieferungsflächen und unregelmäßigen Bruch. Eingelagerte Quarzmobilisatlagen sind zu meist isoklinal verfaultet. Im Handstück lassen sich grobschuppige, zerglittene Muskovitpakete, Biotit, Plagioklas und Quarz erkennen. In einzelnen Glimmerschieferlagen ist Granat mit bis zu 1 mm Durchmesser recht häufig, maximale Durchmesser der Granatporphyroblasten werden mit 1 cm angegeben. Staurolith ist nur von einer Stelle an den Nordostabfällen des Goldecks beschrieben (DEUTSCH, 1977). Die Schieferungs- und Kluffflächen zeigen manchmal rostbraune Anflüge von Eisenhydroxiden.

Unter dem Mikroskop zeigen die Granatkristalle keine Hinweise auf ein polyphases Wachstum. Der Staurolith ist randlich serizitisiert und von chloritführenden Rissen durchzogen. Als akzessorische Gemengteile sind Turmalin, Zirkon, Apatit, Titanit, Pyrit und opakes Erz vorhanden. Sehr untergeordnet sind graphitreiche Granatglimmerschiefer vorhanden.

In stärker retrograden Typen wird der Biotit und Granat zusehends chloritisiert, während der Plagioklas zu Serizit abgebaut wird. Die Gesteine haben dadurch eine grünlich-silberige Farbe. An Schieferungs- und Kluffflächen sind rostbraune Eisenhydroxide vorhanden, die dem Gestein eine typische Verwitterungsfarbe verleihen. Die Gesteine zerbrechen zu dezimetergroßen oft plattigen Stücken. Im hangendsten Bereich, nahe der Grenze zu den Phylliten des Goldeck-Komplexes, aber auch an zahlreichen internen Störungszonen sind die Gesteine feinstückig kataklastisch zerbrochen.

Bei höherem Quarzgehalt entwickeln sich aus den Zwei-Glimmergneisen verschiedene muskovit- oder biotitdominierte quarzitisches Gneise. Diese bilden unterschiedlich mächtige Lagen aus feinerkörnigen, quarzitischen Gneisen, die jedoch nicht immer flächendeckend ausgeschieden werden können.

Kohlenstoffreicher Granat-Glimmerquarzit (52)

Es handelt sich um graphitisch abfärbende, ziemlich dünnplattige und splitterig brechende Gesteine, die von Quarzmobilisatgängen durchschlagen sind. Sie erreichen eine Mächtigkeit von etwa 10 m. Im Dünnschliff ist zu erkennen, dass die Gesteine aus Quarz (bis 55 %), Muskovit, Biotit, Chlorit und Granat aufgebaut sind. Der Granat bildete ehemals subidiomorphe Porphyroblasten, welche jedoch größtenteils zu Chlorit und Serizit abgebaut sind (HEINZ, 1987).

Quarzit, Glimmerquarzit (51)

Am häufigsten finden sich dunkelgrau bis braun, manchmal rostig anwitternde Quarzite, welche auf den Schieferungsflächen gut eingeregelt Muskovit und Biotit führen und von Granatporphyroblasten durchsetzt sind. Auch Plagioklas, Chlorit und Pyrit sind in geringen Mengen vorhanden. Untergeordnet finden sich weißgelbliche, splitterig brechende Muskovitquarzite.

Albitblastenschiefer (50)

Es handelt sich um Granat-Muskovitschiefer mit bis zu wenigen Millimeter großen Albitblasten. Die Albitblasten überwachsen eine mylonitische Schieferung, welche von einer Grenulation erfasst wurde. Granat ist in der Matrix nur als Formrelikte erhalten, während er innerhalb der Albitblasten nur entlang von Rissen chloritisiert ist (DEUTSCH, 1988b).

Amphibolit, Granat-Amphibolit, Hornblende-Garbenschiefer (49)

Nach DEUTSCH (1977) lassen sich die Amphibolite nach Textur und Mineralbestand in verschiedene Typen gliedern, welche jedoch oft wechsellagern und nicht immer flächenhaft in der Karte ausgeschieden werden können. Am häufigsten finden sich plattig brechende, straff geschieferte Typen mit einem engen Lagenbau aus hornblende- und plagioklasreichen Lagen, welche graubraune oder grünliche Verwitterungsflächen zeigen. Seltener sind grobkörnige, flasrige oder auch massige Typen anzutreffen (z.B. Baldramsdorfer Bach, Sh. 1040 m). Letztere zeigen bis zu 4 mm große Hornblendekristalle, fleckig verteilte Quarz-Plagioklas-Aggregate und an einigen Stellen Karbonat in größeren Konzentrationen. Dieser Typ ist wahrscheinlich aus einem grobkörnigen Diabas oder Gabbro hervorgegangen. Weiters finden sich Granat-Hornblendefelse (z.B. Amphibolitlinsen zwischen Schreigraben ca. 1100 m Sh. und Raunachgraben Sh. 1225 m). Die Hornblende bildet in diesen zähen, dunkelgrünen Gesteinen isometrische, nur undeutlich geregelt Kristalle, Granat findet sich als ca. 3 mm große Blasten und Plagioklas ist kaum vorhanden. Im Übergang zu den Nebengesteinen treten lokal Hornblende-Garbenschiefer auf. Sie sind gut geschiefert, feldspatreich und zeigen einen stofflichen Lagenbau. Die Hornblende ist in Form von gut in der Schieferung eingeregelten, nadeligen Kristallen vorhanden, welche zum Teil garbenartige Aggregate bilden.

Neben Hornblende und Plagioklas sind in den verschiedenen Amphibolittypen Biotit, Epidot, Granat, Quarz, Karbonat, Rutil, Ilmenit, Titanit, Apatit und Sulfide in unterschiedlichem Maße vorhanden. Begründet durch das mengenmäßige Hervortreten bestimmter Minerale wurden von DEUTSCH (1977) des Weiteren massive Biotitamphibolite und gebänderte Epidotamphibolite unterschieden.

Kalksilikatlagen innerhalb von Glimmerschiefern sind als wenige Zentimeter dicke Lagen aus dem Raunachgraben (Sh. 1050 m, W-Flanke) beschrieben. Sie werden aus Granat, Hornblende, Plagioklas, Quarz und etwas Muskovit aufgebaut und zeigen einen symmetrischen Zonarbau (DEUTSCH, 1977).

Kalkmarmor, massig, weiß, grau, z.T. gebändert (47), Dolomitmarmor (48)

Im hangendsten Teil des Gaugen-Komplexes sind bis über 100 m mächtige Marmore vorhanden. Sie bilden eine Lage, die sich von Lind im Oberdrautal quer über den Sifflitzgraben bis zum Matzenkofel und bis nahe zum Durlachgraben verfolgen lässt. Hier wird sie an der Störung zum südwestlich angrenzenden Goldeck-Komplex abgeschnitten. Bei Kleinsaß erscheinen die Marmore erneut, wobei sie in diesem Gebiet durch ein SW-NE-streichendes Störungssystem tektonisch vervielfacht auftreten.

Es handelt sich um grau-weiß gebänderte Kalzitmarmore und rein weiße oder gelbliche Kalzitmarmore. Während die meisten Marmore fein- bis zuckerkörnig sind, erscheinen die rein weißen Kalzitmarmore auch grobkörnig. In Letzteren sind stellenweise mehrere Millimeter große Muskovitblättchen zu erkennen. Aus den Marmoren ist das Auftreten von fraglichen Crinoiden-Resten beschrieben (DEUTSCH, 1977). Untergeordnet finden sich mit Silikatmineralen verunreinigte dolomitische Marmore. Begleitet werden die Marmore manchmal von bis zu 1 m mächtigen Kalk-Glimmerschiefern. Diese verwittern rostig braun und zeigen auf den Schieferungsflächen bis zu 3 mm große Muskovitblättchen. Die Kalk-Glimmerschiefer bilden die Übergänge zu den Nebengesteinen, finden sich aber auch als Lagen innerhalb der Marmore.

Orthogneis (46)

Der Orthogneis ist leukokrat, straff geschiefert, bankig brechend und zeigt beichsweise ein ausgeprägtes Streckungslinear. Beim überwiegenden Teil handelt es sich um Augengneise mit bis zu 2 cm großen Mikroklinaugen. Neben den

Kalifeldspatauge lassen sich makroskopisch etwa 1–2 mm große Muskovitblättchen in einer Matrix aus Feldspat und Quarz erkennen. Immer wieder sind konkordante Quarzlagen mit einer Dicke bis zu 5 cm vorhanden. Im Bereich des Einödrabens sind die Gesteine von Kataklysezonen durchzogen.

Quarz-Muskovit-Phyllonit, retrograd metamorphe (Granat-)Glimmerschiefer, serizitreicher Chloritphyllit (45)

Mit dieser Ausscheidung sind Gesteine zusammengefasst, welche als abschließende prägende Bildungsphase eine intensive grünschieferfazielle Deformation erlebt haben. Beim Großteil handelt es sich um stark umgeprägte, diaphthoritische Glimmerschiefer und Paragneise des Gaugen-Komplexes (53, 54), im Liegenden der Marmore der Weißwände sind aber sicher auch Phyllite des Goldeck-Komplexes (41, 42) mit dieser Signatur belegt, da sie von Letzteren nicht mehr zu unterscheiden sind.

6.4.2.6. Goldeck-Komplex

Schwarzschiefer, graphitreiche Kieselschiefer und Quarzite (44)

Nach HEINZ (1987) sind die Schiefer dünnplattig bis dünnblättrig, tiefschwarz und färben ab. Im hangenden Teil sind sie mit graphitreichen Quarziten vergesellschaftet (HEINZ, 1987). Unter dem Mikroskop erkennt man einen engen Lagenbau aus quarz- und serizitreichen Lagen, welcher in enge, häufig durchgescherte Falten gelegt ist. Der Quarz ist gleichkörnig und mit Korngrößen von ca. 0,2 mm feinkörnig. Er zeigt glatte Korngrenzen. Das graphitische Pigment ist in den Körnern gleichmäßig verteilt. Im Gegensatz dazu ist das Pigment in den Glimmern unregelmäßig verteilt. In den glimmerreichen Lagen sind längliche Pyritkristalle vorhanden.

Bei zunehmendem Gehalt an Quarz gehen die graphitreichen Kieselschiefer in Quarzite über, welche zum Teil brekziiert sind. Auch diese zeigen einen un deutlichen Lagenbau mit durchgescherten Falten. Die Quarzkristalle sind grobkörniger, zeigen suturierte Korngrenzen und sind ungleichmäßig pigmentiert. Der Quarz in den rekristallisierten Scherzonen ist pigmentfrei.

Quarzit, Serizit-Chloritquarzit (43)

Quarzite bilden wenige Meter mächtige Lagen innerhalb der verschiedenen Phyllite (41, 42). Reine, weiße Quarzite sind selten, sind aber z.B. im Graben südwestlich von Kleinsäß anstehend. Zumeist jedoch sind Serizit und Chlorit in geringen Mengen vorhanden und lagenweise angereichert.

Quarzphyllit, Serizit-Chloritphyllit, Phyllit (41), quarzitisches (42)

Bei den Phylliten lassen sich eine ganze Reihe von Varietäten unterscheiden, welche sich durch unterschiedlichen Modalbestand der Hauptminerale Serizit, Quarz, Chlorit und Albit ergeben. Das Spektrum der Phyllite umfasst serizitreichen (Quarz-)Phyllit, Serizit-Chloritphyllit, quarzitisches Phyllit, karbonatischen Phyllit. Quarzmobilisate sind in allen Typen in unterschiedlicher Häufigkeit und mit einer Dicke bis zu 20 cm vorhanden. Als akzessorische Mineralphasen finden sich Turmalin, Pyrit und Eisenhydroxide sowie nur unter dem Mikroskop erkennbarer Epidot/Klinozoisit und Apatit.

Die (Quarz-)Phyllite sind dunkelgrau oder silbrig glänzend gefärbt, feinkörnig und dünnplattig brechend. Sie zeigen konjugierte Kink- und Chevron-Type-Falten. Außer feinschuppigem Hellglimmer und Quarz sind makroskopisch keine Mineralphasen erkennbar. Mit höheren Gehalten an Chlorit wechselt die Farbe zusehends ins Grünliche, ein höherer Quarzgehalt bewirkt einen gröberstückigen Bruch und erzeuht Typen zeigen eine rostige Verwitterungsfarbe.

Grünschiefer (Metadiabas, Metatuff, Metatuffit) (40)

Die unter dem Titel Grünschiefer zusammengefassten Metadiabase, Metatuffe und Metatuffite zeigen untereinander oft eine Wechsellagerung und laterale Übergänge (DEUTSCH, 1977; HEINZ, 1987).

Die Metadiabase fallen im Gelände durch ihr massiges Aussehen, die hellgrüne Verwitterungsfarbe und den splittrigen Bruch auf. Im frischen Bruch ist ein Lagengefüge bei hellgrünlichen Farben zu erkennen. Trotz der Feinkörnigkeit kann man Karbonat, Erzkörnchen, Hornblende und Chloritflecken ausmachen, wobei das Karbonat zumeist als unregelmäßige Schlieren auftritt. Unter dem Mikroskop ist ein Gefüge aus Chlorit, aktinolithischer Hornblende und Epidot zu erkennen, welches mit kleinen Albitporphyroblasten gespickt ist. Als Akzessorien treten Leukoxen, Pyrit, Hämatit und Apatit auf. Der makroskopische Lagenbau ist durch wechselnden Modalgehalt der Hauptminerale bedingt. Reste ehemaliger mafischer Gemengteile bilden Haufen aus Epidot, Klinozoisit und Leukoxen, welche oft von einem Quarzsaum umgeben sind. In den Metabasiten im Bereich des Goldeckgipfels sind in einzelnen Partien fluidale und blasige Gefüge reliktsch erhalten.

Die Metatuffe und -tuffite sind deutlich häufiger als die Metadiabase. Je nach Menge an detritärem Material der Hintergrundsedimentation sind sie etwas unterschiedlich ausgebildet. Die Metatuffe sind graugrün, eher massig und zeigen limonitische Anflüge auf den Verwitterungsflächen. An frischen Bruchflächen ist ein deutlicher Lagenbau aus plagioklas- und karbonatreichen Lagen und Lagen mit einer Vormacht an Chlorit, Epidot und Erz zu erkennen. Manche Typen enthalten bis zu 2 mm große Relikte magmatischer Plagioklase. Eingebettet in der Matrix finden sich dünne Quarzlinsen sowie plattgedrückte, bis zu 4 cm lange Lapilli. Immer wieder finden sich karbonatische Schlieren. Mit Zunahme der epiklastischen Beimengungen gehen die Metatuffe in Metatuffite über, ohne dass klare Abgrenzungen möglich sind. Die Metatuffite sind generell schiefrig und enthalten deutlich erkennbare Hellglimmerblättchen.

Kalkmarmor, fein- bis mittelkörnig, weiß, grau, gelblich, Kalkglimmerschiefer (38), Dolomit, z.T. eisenschüssig (39)

Es handelt sich um helle, massige Kalzitmarmore und gebankte Bänderkalkmarmor. Die massigen Marmore sind zuckerkörnig und haben eine weiße, rosa oder gelbliche Färbung. Sie bauen vor allem den Marmorzug der Weißen Wand auf. Die Bänderkalkmarmore sind im Millimeterbereich gebändert, wobei der Farbwechsel einerseits zwischen Weiß, Hellgrau und Dunkelgrau, andererseits zwischen Weiß und Braun stattfindet. Weiters sind stark graphitisch pigmentierte, dunkelgrau bis schwarze sehr feinkörnige Karbonate vorhanden. Auf den Bank- und Schieferungsflächen findet sich in unterschiedlichem Maße feinkörniger Quarz oder Hellglimmer. Neben den Kalzitmarmoren sind immer wieder feinkörnige Dolomite vorhanden. Im Anschlag zeigen die Dolomite eine weiße, bräunliche, hellgraue oder dunkelgraue Farbe. Je nach Eisengehalt verwittern sie entweder grau oder rostbraun, wobei Limonitkrusten entstehen. Die pigmentierten Gesteine sind oft von weißen Kalzitadern durchzogen. Im Verband mit den Marmoren treten auch Kalkphyllite mit rostiger Verwitterungsfarbe auf (DEUTSCH, 1977).

Aus einem Aufschluss bei Zlan (Blatt 199 Hermagor) konnten schlecht erhaltene Conodonten gewonnen werden. Diese lassen zwar keine genaue Alterseinstufung zu, belegen aber ein altpaläozoisches Sedimentationsalter (SCHÖNLAUB, 1979). Damit im Einklang steht auch die Beobachtung, dass im Bereich des Siflitzgrabens (800 m östlich Schwandlhütte) Marmore auftreten, die reich an Fossilschutt, hauptsächlich in Form von Crinoidenstielgliedern sind. Auch die an weißen Kalzitmarmoren gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse von 0,70856 und 0,70876 widersprechen einem altpaläozoischen Sedimentationsalter nicht.

6.5. Periadriatische Intrusiva

Tonalit-Gang (Durachgraben) (37)

Ungeschiefertes, helles, fein- bis mittelkörniges Ganggestein mit bis zu 1 cm großen Quarzphänokristallen. Makroskopisch ist weiters Plagioklas, Biotit und bis zu 1 mm großer, rot gefärbter Granat zu erkennen. Im Dünnschliff erkennt man die oben beschriebenen Minerale sowie vereinzelte Klinopyroxene als idiomorphe Phänokristalle in einer feinkörnigen Matrix. Die mafischen Gemengteile erweisen sich als großteils chloritisiert. In manchen Biotitkristallen sind Phrenitaggregate zu erkennen. Plagioklas zeigt eine konzentrische Zonierung sowie polysynthetische Verzwilligungen.

Alkalibasalt-Gang (36)

Dunkles, feinkörniges und ungeschiefertes Ganggestein mit makroskopisch sichtbaren Phenokristallen von Amphibol und Biotit. Weiters sind oft gefüllte Blasen Hohlräume oder eine feinkörnigere Randfazies vorhanden. Der Mineralbestand setzt sich aus Kaersutit, Titan-Pargasit-Hastingit, Biotit, Salit-Ti-Augit, und Alkalifeldspat zusammen (DEUTSCH, 1984). Der Gang im Durachgraben ist stark alteriert und ocker gefärbt.

6.6. Quartär

6.6.1. Pleistozän (Würm)

Schotter von St. Peter in Holz (Kies, Sand, z.T. konglomeriert; ?Vorstoßschotter des Würm-Hochglazials oder älter) (35)

Darunter versteht man ein bis zu 110 m mächtiges fluviatiles Sediment im Liegenden der Grundmoräne des Würm-Hochglazials, welches entlang der Nordseite der Drau von dem Rücken mit der namensgebenden Ortschaft St. Peter in Holz bis Oberdorf bei Spittal verbreitet ist (REITNER, 2005b, 2006). Beim Schotter von St. Peter in Holz handelt es sich um horizontal gelagerte, korngestützte, ungeschichtete, teils steinige Kiese. Üblicherweise liegt der Durchmesser des Größtkorns bei 15–20 cm, kann aber in Extremfällen 0,5 m erreichen. Die Gerölle sind generell als gerundet (Bandbreite: angerundet bis gut gerundet) zu klassifizieren. Teilweise erkennbare Imbrikationen (Dachziegellagerung von meist plattigeren Geröllen) weisen auf fluviatile Schüttungen in Richtung des heutigen Drautaales hin. Rinnenstrukturen mit trogförmig geschichteter Sandfüllung treten nur selten auf.

Das Geröllspektrum spiegelt das Einzugsgebiet der Drau bis Spittal a.d. Drau wider (ERTL, 1983): Kristalline Gesteine wie Ortho- und Paragneise, Phyllite (bzw. phyllonitische Glimmerschiefer) und Pegmatite als auch deutlich seltener Tonalite des Iseltales sowie Prasinite und Serpentinite dominieren. Der untergeordnete Anteil an permotriadischen Sedimentgesteinen (Kalke und Dolomite, rote Sandsteine und Brekzien) unterliegt größeren Schwankungen. Dementsprechend variiert auch die karbonatische Verkittung des Porenraumes, die als schwach ausgeprägte Talrandverkittung zu bezeichnen ist.

Prinzipiell ist festzuhalten, dass mit diesen Grobsedimenten eine fluviatile Akkumulation und damit Talbodenaufhöhung (Aggradation) der Drau vom Niveau der heutigen Drau bis etwa 110 m darüber dokumentiert ist. Der Sedimenttyp spricht für Ablagerungen eines „braided rivers“ unter kühlen bis kalten Klimabedingungen während des Würm (siehe Diskussion in Kapitel 5.4.). Ein „braided river“ ist ein Fluss, dessen verzweigtes Rinnensystem den gesamten Talboden umfasst. Moderne Analogien finden sich vor allem in der Arktis (z.B. in Spitzbergen). Während Niedrigwasser erfolgt dort der Abfluss nur über die seichten Rin-

nen, wogegen bei Hochwasser, z.B. nach der Schneeschmelze, nahezu der gesamte Talraum durchströmt wird

Die besten Aufschlüsse der Schotter von St. Peter in Holz befinden sich im Bereich der größten Sedimentmächtigkeit entlang des Forstweges nördlich Windschnurn.

Grundmoräne (inklusive Bereiche mit oberflächlich umgelagerter Moräne) mit Drumlin Hochglazial bis Spätglazial) (34)

Bei diesem an der Gletscherbasis gebildeten, das heißt subglazialen Sediment handelt es sich um einen ungeschichteten (= massiven) Diamikt. Darunter versteht man ein unsortiertes Gemisch aus Ton, Schluff, Sand und größeren Komponenten (= Geschiebe) in den Korngrößen von Kies, Steine und Blöcken. Üblicherweise liegen in der Grundmoräne die Geschiebe in der feinkörnigen Matrix „schwimmend“, ohne Kornkontakt zueinander, vor (= matrixgestützter Diamikt). Charakteristischerweise sind die Geschiebe aufgrund der Eisbewegung gekritzelt, geschrammt, poliert und teilweise facettiert. Weiters können eine Einregelung der Geschiebelängsachsen in der ehemaligen Eisflussrichtung sowie \pm horizontale Scherflächen auftreten. Die Lagerung einer typischen Grundmoräne ist infolge der Auflast in Kombination mit der Scherbeanspruchung an der Gletschersohle als sehr dicht zu bezeichnen; man spricht hier von einem überkonsolidierten Lockersediment.

Entsprechend der Herkunft des die Grundmoräne ablagernden Gletscherstromes variiert die Geschiebelithologie. Beispielsweise findet man Grundmoränen mit einem bunten Spektrum an Tauerngesteinen (Zentralgneis, Serpentin etc.) besonders an den Talhängen nördlich der Drau bzw. nördlich der Möll (ERTL, 1982, 1983; REITNER, 2006). Auch der Feinkorngehalt der Matrix unterliegt Schwankungen in Abhängigkeit vom glazial aufgearbeiteten Untergrund. Liegt zumeist eine stark schluffbetonte Matrix vor, so treten in den Zentralgneisgebieten wie auch zum Teil im Hangenden der Schotter von St. Peter in Holz und östlich davon höhere Sandgehalte auf.

Zudem ist zu betonen, dass in vielen Bereichen, insbesondere in Hanglagen, ein etwa einen Meter mächtiger, lockerer, meist sandiger Umlagerungshorizont die typische überkonsolidierte Grundmoräne überlagert.

Ein Drumlin ist ein länglicher, meist walfischrückenförmiger Hügel, der zumindest an der Oberfläche aus Grundmoräne besteht und dessen Längserstreckung die Eisflussrichtung anzeigt. Eine Häufung von Drumlins tritt dort auf, wo sich das Drautal weitet, wie die Beispiele bei Oleschitzen und Maria Bichl zeigen. Bei dem südlich Rojach auftretenden Musterexemplar ist klassischerweise das der Fließrichtung zugewandte Ende (Luvseite) steil, die abgewandte Leeseite dagegen flach geneigt (REITNER et al., 2005). Der Internbau der Drumlins kann sehr komplex sein und nicht nur mächtige Grundmoräne (wie im Zuge des Autobahnbaus mit 20 m Mächtigkeit erbohrt; siehe Bohrarchiv der Kärntner Landesregierung), sondern auch einen Kern aus Fels oder anderem Lockersediment beinhalten. So lassen die räumliche Verbreitung sowie geophysikalische Untersuchungen (siehe Kap. 7.) vermuten, dass zumindest der Drumlin südlich Rojachhof einen Kern aus den Schottern von St. Peter in Holz enthält.

Eine frische unverwitterte Grundmoräne ist generell als (Grund-)Wasserstauer zu bezeichnen. Hinsichtlich der geotechnischen Eigenschaften gilt die Grundmoräne als veränderlich festes Gestein (VAN HUSEN, 1986). Solange sie ihren natürlichen Wassergehalt nicht verliert, ist sie unempfindlich gegenüber Erosion durch Niederschlag und kann daher kurzfristig senkrecht geböscht werden. Folgt nach einer Austrocknung eine Befeuchtung, so verwandelt sich das Material in Schlamm und Steine.

Moränenstreu (33)

Ein mit „Moränenstreu“ gekennzeichnetes Areal weist eine lückenhafte (Grund-)Moränendecke auf, die an vielen Stellen den geologischen Untergrund erkennen lässt.

Erratischer Block (Zentralgneis, 31; Ostalpinen Eklogit, 32)

Dabei handelt es sich um ortsfremde Gesteinsblöcke von überwiegend einem und mehreren Metern Durchmesser, die mit bzw. überwiegend im Gletschereis transportiert wurden und an ihrem Fundort ausschmolzen. Die Zentralgneis-Blöcke dokumentieren den Einflussbereich der Gletscherströme aus den Hohen Tauern. Das größte Exemplar mit ~300 m³ befindet sich 800 m ENE' der Kirche von Treffling, in 1050 m über NN am Weg von Tangern zur Pichlhütte.

Im Bereich des Goldeckes findet man ostalpinen Eklogit im Verband mit Orthogneisen, nicht nur als Geschiebe in der Grundmoräne, sondern auch als Blöcke (POSCH-TRÖZMÜLLER, 2004, 2005).

Rundhöcker (30), Gletscherschliff (29)

Ein länglicher Festgesteinsrücken wird als Rundhöcker bezeichnet, wenn dessen gegen die Eisflussrichtung gewandte Seite (Luvseite) flach geschliffen vorliegt und die eisabgewandte Leeseite steil entwickelt ist. Der Millstätter Seenerücken ist eine Rundhöckerlandschaft, bei der allerdings aus Rücksicht auf die Lesbarkeit der Karte nur wenige Beispiele eingezeichnet werden konnten. Die dortige Morphologie ist ein Produkt der subglazialen Erosion im Würm-Hochglazial. Demgegenüber wurden die Rundhöcker bei Koschach im Maltatal letztmalig während des Gschnitz-Stadials (im Würm-Spätglazial) vom Maltagletscher überformt. Dort (siehe Kap. 9.6) wie auch im Oberdrautal und bei Millstatt (HERZOG, 1964; ERTL, 1983, 1985) treten Gletscherschliffe auf. Gletscherschliffe sind Felsoberflächen, die durch vom Gletscher mitgeführten Gesteinsschutt in der Fließrichtung geschrammt und zum Teil poliert wurden.

Staukörper am Eisrand mit Schlufflagen (28)

Es handelt sich hier um teilweise hochgelegene (bis mehrere 100 Meter über den heutigen Flussläufen), mächtige und im Idealfall terrassenförmige Lockerersedimentkörper. Sie dokumentieren die vorangeschrittene Sedimentverfüllung von Eisstauseen, die sich in der Eiszerfallsphase nach dem Würm-Hochglazial in Nischen am Rande der abschmelzenden Gletscher bildeten (Abb. 7). Klassischerweise erfolgte die Sedimentation durch ein Delta, das heißt durch einen im Grundriss fächerförmigen Vorbau fluviatiler Ablagerungen im Bereich einer Flussmündung in einen (Eisstau-)See. Der Bereich fluviatiler Prägung über dem (ehemaligen) Seespiegel besteht aus horizontal gelagerten groben Kiesen und Sanden, dem so genannten Topset (siehe auch Abb. 9). Mit der Mündung des Flusses in den See, an der Deltafront, erfolgt die Ablagerung der Bodenfracht als Foreset. Darunter versteht man schräg geschichtete Kiese und Sande (Neigung von 5° bis zu 30°; tw. mit Rippelschichtung). (Bänder-)Schlufflagen teilweise mit eingeschalteten Feinsandlagen bauen das Bottomset auf. Dieses dokumentiert den tiefsten und auch von der Deltafront entferntest gelegenen – somit am wenigsten durchströmten – Eisstauseeabschnitt, in dem die Ablagerung der Schwebstoffe (Suspensionsfracht) erfolgen konnte. Somit zeichnet die für die Delta-Sequenz charakteristische Abfolge – vom Hangenden zum Liegenden – von Topset, Foreset und Bottomset die Reduktion der Fließgeschwindigkeit und damit die Abnahme der Transportkraft im Bereich der Flussmündung nach.

Eine mustergültige Treppung von derartigen Eisrandterrassen, die das sukzessive Schwinden der Eiskörper und damit einhergehende Stauseespiegelabsenkungen anzeigt, liegt mit dem Lieserdelta bei Seeboden (LICHTENBERGER, 1953b; ERTL, 1982; HERZOG, 1964) vor. Dessen sedimentäres Inventar (Top- und

Foreset) ist in den Schottergruben südlich Kötzing zu studieren (siehe Kap. 9.4). Ebenso eindrucksvoll sind verschiedene Niveaus von Staukörpern im Raum Gmünd-Oberbuch zu sehen. Deren Form und Geröllspektrum (z.B. mit bis zu 20% Karbonat des Stangalm-Mesozoikums [SCHIERL, 1993]) belegen ebenso, dass es sich um eine Schüttung der Lieser handelt. Die letzte in diesem Raum verbliebene aktive Kiesgrube bei Oberbuch schließt das Topset auf (REITNER, 2006).

Generell findet man am Ausgang fast jedes Seitenbaches, insbesondere im Liesertal, Hinweise auf die vormalige Existenz von Eisstauseen. Beachtenswert sind die extrem grobkörnigen Kies-Blocklagen mit Komponenten von bis zu 1,5 m Durchmesser, die in der Grube Rachbauer an der orographisch rechten Rachenbachflanke aufgeschlossen sind. Diese Belege eines hochenergetischen Flussregimes werden als mögliche Hinweise auf einen Eisstauseeausbruch („glacier lake outburst flood“) im Zuge der Eiszerfallphase im frühen Spätglazial interpretiert (REITNER, 2006).

Größere Aufschlüsse von Schlufflagen (Bottomset) treten nur im Bereich Freßnitz (ehemalige Tongrube und Ziegelwerk; ERTL, 1982) sowie im Steinbrückenbach südlich Zelsach auf. In letzterem Fall ist das Vorkommen dieser Lithologie mit Rutschungen verbunden (REITNER, 2006a). In den dortigen Schluffen findet man auch „dropstones“, das sind meist glazial geformte Komponenten in Kiesgröße und z.T. größer. Deren Ablagerung erfolgte durch Ausschmelzen von Gesteinsmaterial aus Eisbergen bzw.-Schollen, welche von den im Eisstausee liegenden Gletscherrändern abbrachen (dieser Vorgang wird auch als „Kalben“ bezeichnet).

Auch im inneren Siflitzgraben, an der Westflanke des Goldecks, existieren die Reste eines ehemals mächtigen Staukörpers am Eisrand (POSCH-TRÖZMÜLLER, 2005). Aufschlüsse in den sandig-kiesigen Sedimenten zwischen 1140 und 1160 m über NN illustrieren mit chaotischer Schichtung sowie Rutschfalten die variierenden Ablagerungsbedingungen derartiger Eisstauseen.

Zu dem Ablagerungsmilieu gehören auch bruchförmige Versätze in den Ablagerungen infolge des Abschmelzens von einsedimentierten Toteisschollen (siehe unten). Das am besten dokumentierte Beispiel hierfür befindet sich auf Blatt Spittal a.d. Drau beim Kraftwerk Möllbrücke (DEMME, 1984), allerdings im Liegenden der rezenten Tafüllung der Drau (Abb. 10).

Kame (27)

Dabei handelt es sich um eine Verfüllung einer ehemaligen Hohlform auf bzw. zwischen abschmelzendem Eis (Abb. 7). Nach Verschwinden der Gletscher liegt dieses Lockersediment als Hügel (Vollform) vor – man spricht hier von Reliefumkehr. Der Kame südöstlich Feicht (LICHTENBERGER, 1953b; REITNER et al., 2005) ist die einzige derartige Bildung auf dem Kartenblatt aus der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial. In der ehemaligen Kiesgrube an der Straße zwischen Lendorf und Lieserhofen sind gegen Süden geschüttete Deltaforesets, bestehend aus Kies und Sand mit Einfallswinkeln von 30° bis ~40° aufgeschlossen. Die höheren Werte (>30°) überschreiten die üblichen Werte für kiesige Foresets und sind nur als Resultat einer syndementären (d.h. im Zuge der Sedimentschüttung erfolgte) Kippung infolge randlich abschmelzender Eiskörper zu interpretieren.

Toteisloch (26)

Markante Hohlformen in den gleichmäßig geneigten Terrassenflächen der Staukörper am Eisrand belegen, dass während des Eiszerfalls isolierte Gletscherkörper, so genanntes Toteis, im Zuge der raschen Ablagerungsprozesse einsedimentiert wurden. Geschützt durch die Sedimentüberlagerung konnte dieser Eiskörper verzögert abtauen, während die Deltasedimentation schon auf ei-

nem tieferen Eisstauseespiegelniveau erfolgte. Die eindrucksvollsten Beispiele befinden sich nördlich Lieserbrücke und südlich von Unterhaus in den Eisrandterrassen nördlich von Seeboden (ERTL, 1982; siehe auch Kap. 9.4).

Ehemaliger Abfluss, Trockental (25)

Täler ohne oberirdischen Abfluss werden als Trockentäler bezeichnet. Ein Beispiel bei Oberkreuschlach dokumentiert einen temporären, in Eisrandsedimenten eingeschnittenen Schmelzwasserabfluss während der Eiszerfallsphase. Dieser fiel im Zuge des weiteren Einsinkens der stauenden Gletscherkörper, der damit verbundenen Tieferlegung des Erosionsniveaus und der Nutzung anderer Abflusswege trocken. Gleiches gilt auch für den Raum östlich Lendorf zwischen Karlsdorf und Rojach, wo letztmalig ein Schmelzwasserabfluss aus dem Liesertal in Richtung Drautal außerhalb der Lieserschluht erfolgte (REITNER et al., 2005).

Im Falle des in das Festgestein tief eingeschnittenen und mäandrierenden Tales bei „Im Reifling“ (östlich Pusarnitz), das eine unverhältnismäßig breite Sohle aufweist, wird eine Formung durch subglaziale Schmelzwässer (d.h. an der Gletscherbasis) vermutet (REITNER, 2006).

Feinkörnige Ablagerungen (Schluff, Sand) in Schmelzwasserrinnen (24)

Die Sohlen der Trockentäler zwischen Karlsdorf und Lendorf sind nach der Kartierung von ERTL (1982) aus feinkörnigen Ablagerungen aufgebaut. Dabei handelt es sich wahrscheinlich zum Teil um das Bottomset von ehemals sehr ausgedehnten Eisstauseen, in welche die Schmelzwasserflüsse einschnitten (siehe Kap. 7.3). In manchen Fällen kann es sich auch um distale Schwemmfächerablagerungen der nördlichen Bäche handeln, die nach der Ausbildung der Rinne abgelagert wurden.

End- und Seitenmoräne (Spätglazial undifferenziert) mit Wallform (23)

Darunter versteht man den wallförmigen Sedimentkörper, den ein Gletscher an seinem Rand abgelagert. End- und Seitenmoränen zeichnen zumindest abschnittsweise die Ausdehnung der ehemaligen, über einen gewissen Zeitraum stationären Gletscherzunge nach. Das Sediment ist ebenso wie bei der Grundmoräne als Diamikt, d.h. als Gemisch aus Gesteins- und Mineralbruchstücken unterschiedlichster Größe (Schluff bis Blockgröße) zu bezeichnen. Die Ablagerung stammt von auf dem Gletscher (supraglazial) mitgeschlepptem sowie von subglazial transportiertem Material, das mittels Scherflächen an die Gletscheroberfläche gelangte. Dementsprechend variiert einerseits die Rundung bzw. der Grad der glazialen Formung der Komponenten von eckig, wie bei Hangschutt oder Felsturzmateriale, bis typisch glazial geformt, das heißt angerundet mit Kritzern und Schrammen (siehe auch Grundmoräne). Im Unterschied zur Grundmoräne ist das Sediment überwiegend locker gelagert und weist aufgrund von murenartigen Umlagerungsprozessen bei der Ablagerung am Gletscherrand einen zum Teil deutlich geringeren Feinsedimentgehalt auf. Gelegentlich kann daher auch eine grobe, der Moränenaußenseite parallele Schichtung beobachtet werden.

Die Seitenmoräne bei Hilpersdorf und jene bei Schloss Dornbach im Maltatal sind mit Staukörpern am Eisrand assoziiert und dokumentieren ansatzweise die Ausdehnung eines Haltes des Maltagletschers während der Eiszerfallsphase im frühen Spätglazial. In diesen Zeitraum fällt wahrscheinlich die Bildung der Endmoräne im Reinitzbach in ~1300 m über NN (REITNER, 2006). Deutlich jünger sind die weiteren spätglazialen Moränenwälle in den hochgelegenen Karen, wie etwa die schönen Beispiele aus der Reißbeckgruppe südlich des Gößgrabens, bei der Ritter- und Sameralm. Gleichartige Bildungen kleiner Lokalgletscher liegen nördlich der Ortschaft Malta, in der Faschaun (REITNER, in Vorbereitung) wie auch in der Goldeckgruppe (POSCH-TRÖZMÜLLER, 2004, 2005) vor.

End- bzw. Seitenmoräne (22) und Terrassenkies im Vorfeld der Endmoränen (21) bei Malta (Gschnitz ?)

Nordöstlich der Ortschaft Malta befindet sich ein mustergültiger Endmoränenwall, der sich von Schlatzing bis Feistritz zieht und das ehemalige Zungenbecken umgrenzt (EXNER, 1980a; REITNER, 2006). Reste eines äußeren Walles sind unmittelbar flussabwärts beiderseits der Malta zu erkennen. An beide Endmoränenzüge ist jeweils eine Schotterterrasse geknüpft, wobei flussabwärts von der Ortschaft nur mehr ein Terrassenniveau vorliegt. Diese Ablagerungen sind Ausdruck eines längeren stationären Gletscherhaltes des Maltagletschers samt Oszillation in einer spätglazialen Phase, als im Gletschervorfeld schon toteisfreie Bedingungen herrschten. Da diese Situation samt entsprechender Gletscherausdehnung Analogien mit der Situation bei Trins im Gschnitztal (Nordtirol), der Typlokalität für das Gschnitz-Stadial (IVY-OCHS et al., 2006) aufweist, gelten die Sedimente und Formen als Ausdruck desselben markanten Klimarückschlages vor etwa 15.900–15.400 a BP.

6.6.2. Pleistozän (Würm) – Holozän

Alter Schwemmfächer der Lieser und damit verknüpfte fluviatile Ablagerungen (20)

Es handelt sich um einen inaktiven Schwemmfächer der Lieser, dessen Oberfläche im Bereich des historischen Zentrums der Stadt Spittal a.d. Drau 10–15 m über dem heutigen Fluss liegt. An der orographisch linken Lieserseite ist ebenso eine – allerdings merkbar tiefere – Schwemmfächerform erkennbar. Diese verliert sich östlich des Friedhofs in einer breiten Terrasse (in 540 m über NN), welche sich über mehrere Kilometer bis Molzbichl verfolgen lässt. Die Geländestufen zur Drau weisen meist Sprunghöhen von 5 und 8 m auf.

Üblicherweise besteht das Material der Terrasse aus massigen, korngestützten, steinigen Kiesen bis Steinen mit bis zu 0,5 m großen, gut gerundeten Geröllen und gelegentlich erkennbarer Imbrikation (Dachziegellagerung). Die Lithologie der Klasten – (Ortho-)gneise, Serpentin, Amphibolit und Granat-Glimmerschiefer – verweist eindeutig auf eine Schüttung durch die Lieser (REITNER, 2006).

Im Bereich des Schwemmfächers, etwa 200 m NNE des ehemaligen Bürgerospitals (heute Technikum) wurde im Zuge eines Hausbaues ab 2,75 m (Sohle) eine Blocklage von Geröllen mit Durchmesser um 1 m angetroffen (mündl. Mitt. Dr. H. MÜLLER; Spittal a.d. Drau). Derartige Blocklagen mit Geröllgrößen bis zu 2 m (wie auch beim Bau des neuen Altersheimes angetroffen) bezeugen die enorme Schleppkraft der damaligen Lieser.

Der Schwemmfächer wurde vermutlich schon in der Eiszerfallsphase im frühen Spätglazial angelegt (REITNER, 2006). Da bis jetzt gesicherte Daten zum Entstehungsalter fehlen, kann auch eine holozäne Umgestaltung dieser vermutlich mehrphasigen Bildung nicht zur Gänze ausgeschlossen werden.

Blockgletscherablagerung, mit Wallform (19)

Dabei handelt es sich um Lockersedimentkörper mit einer durch grobe Blöcke charakterisierten Oberfläche, die ähnlich einem Lavastrom Fließstrukturen (als Wälle dargestellt) aufweisen. Ausgehend von Schutthalden lassen sich diese Sedimentkörper hangabwärts verfolgen, wo sie sich von ihrer Umgebung zum Teil mit eindrucksvollen, bis zehnermeterhohen Rampen abheben.

Das Material wurde durch einen Blockgletscher unter Permafrostbedingungen transportiert (siehe Blockgletscher). In der Folge schmolz dessen Poreneis aufgrund einer Klimaerwärmung und damit verbundenem höher Wandern der Permafrostgrenze aus. Der Sedimentkörper zeichnet noch heute mit seinen Wallformen die ehemalige Fließbewegung nach. Aufgrund der morphologischen Ähnlichkeit mit (aktiven) Blockgletschern ist auch der Begriff „reliktischer Block-

gletscher“ in der Literatur gebräuchlich^{*)}. Blockgletscherablagerungen sind damit Dokumente ehemaliger Höhenlagen des Permafrostes.

Blockgletscherablagerungen sind in der Reißbeckgruppe (LIEB, 1996, 2004, 2005) zum Teil auch unter der Waldgrenze, aber auch in der Umgebung des Stubecks zu finden (REITNER, in Vorbereitung). Die größten Areale mit reliktschen Blockgletschern treten in über 2000 m Seehöhe auf den nach Norden bzw. Nordwesten exponierten, gut abgeschatteten Kären, wie beispielweise nördlich des Kammes Hoheck – Gurglitzten – Böse Nase auf. Die meisten Bildungen dürften – wie auch in anderen Gegenden (z.B. Schobergruppe; BUCHENAUER, 1990) – altersmäßig der Jüngerer Dryas, einem prominenten Klimarückschlag im jüngsten Spätglazial zugeordnet werden. Bei einigen, sehr nahe der heutigen Permafrostgrenze (siehe unten) situierten Blockgletscherablagerungen kann ein holozänes Alter nicht ausgeschlossen werden. Demgegenüber befinden sich die tiefer gelegenen, eindrucksvollen Exemplare wie z.B. westlich Malta, im nordexponierten Kohlschlagwald in 1200 bzw. 1400 m über NN schon deutlich unter der Waldgrenze und sind daher sicherlich der Ältesten Dryas zuzurechnen. Gleiches gilt auch für die Blockgletscherablagerung auf der Südseite der Reißbeckgruppe beim Mühldorfer Graben in 1600 m über NN (REITNER, in Vorbereitung). Dort befindet sich am Forstweg auch der einzige Aufschluss auf Blatt Spittal a.d. Drau, wo der für Blockgletscher typische Zweischichtaufbau mit dünner grobblockiger Schicht am Top, unterlagert von einem feinkorndominierten, matrixgestützten Sand-Schluff-Feinkies-Material zu sehen ist.

**Zerrspalte (18), Abrisskante einer Massenbewegung (17),
Stark aufgelockerter und tiefgreifend bewegter Fels (16),
Rutschmasse (überwiegend oberflächennah) (15),
Blockwerk in Verbindung mit Massenbewegungen
(Fels- und Bergsturz, Sackung) (14)**

Diese Phänomene betreffen den Themenkomplex der gravitativen Massenbewegung.

Unter Zerrspalten werden mehr oder minder hang- bzw. kammparallele Gräben verstanden, welche sowohl im Fest- als auch im Lockergestein auftreten. Deren Genese wird mit einer Entspannung hin zur freien Oberfläche erklärt. Diese Bruchstrukturen folgen im Gestein überwiegend schon bestehenden, tektonisch angelegten Schwächenzonen wie Klüften und Schieferungsflächen. Sie zeigen daher oft einen gewundenen bis zick-zackförmigen Verlauf. Abrisskanten umgrenzen Nischen des vertikalen Massenabtrages und dokumentieren das im Verhältnis zur Zerrspalte fortgeschrittene Materialversagen.

Im Festgestein schließt unter der Abrisskante der tiefgreifend bewegte und stark aufgelockerte Fels an, der mit einer Übersignatur gekennzeichnet wurde und sich in den meisten Fällen auch räumlich abgrenzen ließ. Typisch für den Massenbewegungstyp Sackung (ZISCHINSKY, 1966, 1969) kennzeichnet dieser jene Hangbereiche, die bis in einige Zehnermeter Tiefe einer langsamen, kriechenden Verformung ausgesetzt waren und zum Teil noch sind. In manchen dieser Bereiche war der Gesteinsverband trotz offener Klüfte noch erkennbar, sodass auf der Karte auch die Lithologie unter der Übersignatur kenntlich gemacht wurde. Mit zunehmender Beanspruchung und damit verbundener Auflockerung erfolgt ein Übergang von diesem „geordneten Blockwerk“ zu Blockwerk bestehend aus Kluffkörpern, die regellos, mehr oder minder am Entstehungsort des Zerfalls vorliegen. Das Kriterium bis zu welchem Auflockerungsgrad noch die Festgesteinslithologie und ab wann das Material schon als Blockwerk darzustellen ist, wurde allerdings von den einzelnen Kartierern unterschiedlich gehand-

^{*)} Die Bezeichnung von Blockgletschern als fossil (= begraben) ist aufgrund der Geländeverhältnisse unzutreffend und daher abzulehnen.

habt. Insbesondere EXNER kennzeichnete die von tiefgreifenden Massenbewegungen erfassten Bereiche mit der Blockwerk-Signatur.

Ein schönes und weithin sichtbares Beispiel für eine Sackung mit Abrisskante und bewegter, leicht vorgewölbter Böschung sowie randlichen Zerrspalten befindet sich in der Reißbeckgruppe an der Südflanke der Bösen Nase. Diese Massenbewegung wurde durch das hangparallele Einfallen am Tauernfenstersüdrand begünstigt. Ähnliches lässt sich auch beim Stoder beobachten. Ausgedehnte Sackungen befinden sich auch im Ostalpin nördlich des Maltatales, wie zum Beispiel im Bereich Stubeck sowie in der Goldeckgruppe (POSCH-TRÖZMÜLLER, 2004, 2005; KOÇIU & POSCH-TRÖZMÜLLER, 2005; SCHUSTER & POSCH-TRÖZMÜLLER, 2005).

Eine tiefgreifende Kippung (international gebräuchlicher Begriff „Toppling“) ist ein Massenbewegungstyp im Festgestein, welcher im weitesten Sinn den Sackungen zuzuordnen ist. Auf Blatt Spittal a.d. Drau wird dieses Phänomen in zwei geologischen Situationen vermutet. So berichtet UCIK (2005d) von Kippungen („Riesenhakenwerfen“) in den Gesteinen der Schieferhülle an den unteren Abschnitten der steilen Mölltallnordseite. Ein weiterer Hinweis auf diesen Versagensmechanismus wurde an der Ostflanke des Ritteralmbaches, südlich des Lärchriegels, erfasst. Die dort dargestellten etwa N–S-streichenden Zerrspalten sollen den Ausbiss der steil in den Hang fallenden antithetischen Bewegungsflächen anzeigen.

Bei den tiefgreifenden Massenbewegungen (Sackungen) ist generell davon auszugehen, dass die durch glaziale Erosion übersteilten Hänge mit dem Schwinden des stützenden Eiskörpers instabil wurden. Somit ist der Beginn der Massenbewegungen an den Talflanken von Möll- und Liesertal in die Eiszerfallsphase zu setzen. Für Bereiche, die im Gschnitz-Stadial vergletschert waren, wie zum Beispiel im oberen Gößgraben, erscheint zumindest eine (Re-)Aktivierung nach diesem Stadial wahrscheinlich.

In glazialen und fluvioglazialen Lockersedimenten folgen unterhalb der muschelförmigen Abrisskante als geologische Körper eigens ausgewiesene Rutschmassen. Typischerweise handelt es sich um vergleichsweise kleinräumige Massenbewegungen mit begrenztem Tiefgang, die häufig einen morphologisch hervortretenden Randwulst aufweisen. Derartige Rutschmassen treten auch innerhalb der stark aufgelockerten Felsbereiche (Sackungen) als sekundäre Massenbewegungen auf (z.B. südlich der Tröbacher Alm, südlich Stoder).

Die Areale mit Blockwerk kennzeichnen neben den Sackungsbereichen jene Gebiete unter steilen Felswänden, wo sich Felsstürze ereigneten (EXNER, 1980a). Ein jüngerer derartiges Ereignis trat im Kohlschlagwald (westlich Malta) in der Nacht vom 11. auf den 12. Juli 1995 (mündl. Mitt. W. EGGER, Malta) auf: neben dem unbewachsenen Blockwerk zeugt davon noch eine frische und weithin sichtbare Abrisskante.

6.6.3. Holozän

Endmoräne vom Hochstand um 1850 (13); Moräne (Grund- und Ablationsmoräne) (12)

Die Endmoränen vom Hochstand um 1850 wurden von den Gletschern der Reißbeckgruppe am Ende einer längeren Phase mit im Vergleich zu heute kühlerem Klima abgelagert. Damit ist auch eine Größenordnung für die Maximalausdehnung der Gletscher im Holozän angezeigt. Die aufgrund des derzeit massiven Gletscherschwundes freigegebenen Areale werden überwiegend von Ablationsmoräne, d.h. von Material, das an der Gletscheroberfläche (supraglazial) transportiert wurde, bedeckt. Detaillierte Beschreibungen zu den heutigen Gletschern und ihrem Vorfeld finden sich bei LANG & LIEB (1993).

Blockgletscher, mit Wallform (11)

Darunter versteht man gefrorene Schuttmassen bzw. Schutt-Eis-Gemische, die sich infolge plastischer Deformation ihres Eises der Schwerkraft folgend langsam hang- bzw. talabwärts bewegen (BARSCH in LIEB, 1996). Blockgletscher sind ein Phänomen des diskontinuierlichen Permafrostes. Voraussetzung ist eine Eisübersättigung eines Lockersedimentkörpers (meist Schutthalden). Das heißt, das Eis weist in Form von Eislinen wie auch Interstitialeis (in den Hohlräumen) ein höheres Volumen auf als der Porenraum des Ausgangsmaterials (Hangschutt). Generell wird die Bildung von Blockgletschern durch grobblockig zerfallende Lithologien (z.B. Zentralgneis) gefördert (LIEB, 1996).

Die 19 auf Blatt Spittal a.d. Drau auftretenden intakten Blockgletscher (LIEB, 1996, 2005, KROBATH & LIEB, 2002) befinden sich alle in der Reißbeckgruppe. Als intakt werden sowohl aktive Blockgletscher, die noch fließen, als auch inaktive Blockgletscher, die zwar noch einen Eisgehalt haben, aber keine Bewegungen aufweisen, bezeichnet (LIEB, 1996). In der Karte wurden überwiegend nur Exemplare größer als 10 ha dargestellt. Die tiefsten Vorkommen sind nordexponiert und oberhalb von etwa 2500 m über NN anzutreffen. Alle Blockgletscher entwickelten sich aus Schutthalden und weisen eine lappen- bis zungenförmige Geometrie auf. Rücken und Furchen, die den Fließprozess nachzeichnen, charakterisieren das Oberflächenrelief.

Unterkühlte Schutthalde (Pflüghof im Maltatal) (10)

An der orographisch rechten Seite des Maltatales, nördlich des Pflüghofes, befindet sich eine von WAKONIGG (2006) im Detail untersuchte Schutthalde, deren Sedimentkörper Temperaturen beträchtlich unter dem Jahresnormalwert der Lufttemperatur der unmittelbaren Umgebung aufweist. Diese liegt auf Talniveau am Fuß einer Felsturzhalde bestehend aus groben Gneisblöcken. Ein derartiger Aufbau ermöglicht die Ausbildung eines Windröhrensystems (WAKONIGG, 1996), das heißt einer Wegsamkeit für eine Luftzirkulation, welche, je nach Temperaturdifferenz zur Außenluft, entweder aufsteigend (Winter- bzw. Nachtsituation) oder absteigend (Sommer bzw. Situation tagsüber) erfolgt (WAKONIGG, 2006). Dabei wird die Fußzone der Halde durch die einströmende Kaltluft im Winter bis deutlich unter den Gefrierpunkt abgekühlt. Dadurch kommt es im Frühjahr infolge einsickernden Schneeschmelz- und Regenwassers zur Bildung von Eis im Inneren der Blockhalde. So lange noch Eis im Inneren der Blockhalde vorhanden ist, bleibt die Temperatur des Systems und damit auch jene der ausströmenden Kaltluft nahe dem Nullpunkt und steigt erst nach völliger Eisabschmelzung auf höhere Werte. Anhand der Messungen im Zeitraum 2001–2004 wird an diesem Standort die Existenz von den Sommer überdauerndem Eis wenigstens in den oberflächennahen Teilen der Blockschutthalde ausgeschlossen (WAKONIGG, 2006).

Ein weiterer Hinweis auf eine unterkühlte Schutthalde liegt 300 m flussabwärts davon vor (WAKONIGG, 2006). In Summe dürfte dieses Phänomen häufiger auftreten. So wurde im Zuge der Errichtung der Kölnbreinsperre beim Stollenbau in 1700–1800 m über NN in einer grobblockigen Schutthalde zwischen Oberfläche und Felsen Eis über eine Strecke von etwa 20 m angetroffen (mündl. Mitt. Dr. W. DEMMER, Korneuburg).

Hangschutt – Schuttkegel (in Gneisarealen oft grobblockig) (9)

Hangschutt besteht aus eckigen Gesteinsbruchstücken unterschiedlicher Größe und tritt zumeist unterhalb von Steilwänden und Steilstufen auf, wo dieser eine überwiegend rein gravitative Ablagerung darstellt. Bei einem Schuttkegel wurde das Material in steilen Rinnen teils infolge episodischer Starkregenfälle, teils durch Lawinen transportiert. Die Materialbereitstellung erfolgte und erfolgt noch immer weitgehend durch Frostsprengung. Diese wirkt in erster Linie entlang

der wasserwegigen Trennflächen (Klüftung, Schieferung); daher ist der Hangschutt in den Arealen mit massigem, grobgeklüftetem Gneis (Zentralgneis, Orthogneis im Ostalpin) sehr grobblockig ausgebildet.

Sinterkalk (z.B. bei Trebesing und im Radlgraben) (8)

Dabei handelt es sich um zellig-poröse Kalkausscheidungen, die an Grundwasseraustritte, sprich Quellen gebunden sind. Die karbonathaltigen Wässer stammen im Falle des großflächigen Vorkommens bei Trebesing sowie der kleinräumigen im Radlgraben und nördlich Pusarnitz aus der Kalkglimmerschiefer und Marmor führenden Peripheren Schieferhülle des Penninikums (KIESLINGER, 1956; POLTNIG et al., 2005; REITNER, 2006, siehe auch Kapitel 8.2.).

Demgegenüber liegt das Vorkommen im Oberdrautal südlich Obergottesfeld oberhalb Kapelle Kote 599 (POLTNIG & PROBST, 1989a, b) am Rand des ostalpinen Gaugen-Komplexes, welcher ebenfalls Marmorlagen aufweist (siehe auch Kapitel 8.2.).

Moor, Vernässung (7)

Generell wurde auf Blatt Spittal a.d. Drau nicht zwischen Mooren (Torf) und Anmooren (Gemischen aus mineralischer und feinverteilter organischer Substanz bzw. geringmächtigen Torfen) unterschieden.

Typische Bereiche für Torfbildung liegen in den glazial geformten Bereichen vor, die von wasserundurchlässiger Grundmoräne ausgekleidet sind. So im Bereich des Millstätter Seenerückens, wo sich beim Egelsee ein Übergangsmoor befindet (STEINER, 1992). Östlich davon liegt mit dem Kranitzenmoos (bei SCHMIDT [1969] auch Kohlenmoor genannt) das einzige im österreichischen Moorschuttkatalog (STEINER, 1992) auf Blatt Spittal a.d. Drau vermerkte Hochmoor vor. Deseren Torfprofil wurde auch palynologisch untersucht (SCHMIDT, 1969).

Die Verbreitung der noch verbliebenen Vernässungen bis Niedermoore im Bereich des heutigen Talbodens der Drau zeichnet die verlandeten Altarme der einst mäandrierenden Drau nach (UCIK, 1989). Hier, wie auch in anderen Gebieten (z.B. ehemaliges „Lendorfer Moos“ westlich Rojach) führten Drainagierungen zum Verschwinden dieser Feuchtgebiete (ERTL, 1983, 1985).

Schwemmfächer, Murenkegel (6)

Am Ausgang von Seitentälern liegen deltaförmig sich verbreiternde Schüttungskörper vor. Diese wurden von periodisch bis episodisch abfließenden Niederschlagswässern gebildet. Murenkegel sind generell steiler entwickelt und haben einen grobkörnigeren Aufbau als Schwemmfächer. In beiden Fällen bestimmt die Lithologie des Hinterlandes das Geröllspektrum.

Die meisten Schwemmfächer und Murenkegel wurden schon im Spätglazial nach dem Eisfreiwerden angelegt. Sie sind der traditionell bevorzugte Siedlungsraum in den von Hochwässern betroffenen Tälern wie dem Drau-, Möll- und Maltatal. Es ist zu betonen, dass in vielen Fällen die flächige Sedimentation durch Wildbäche im Zuge von Hochwasser- und Mureneignissen bis in jüngste Zeit erfolgte (z.B. in den Jahren 1965/66 und 1983; Details siehe Archiv der Wildbach- und Lawinenverbauung, Villach) bzw. auch weiterhin auftreten kann.

Eine Besonderheit stellen die in den Millstättersee vorbauenden Schwemmfächer dar. So befindet sich bei Millstatt ein klassisches, von einem Schwemmfächer gebildetes Delta mit einem anhand der Höhenschichtlinien im See ersichtlichen, steilen Vorschüttbereich. Dieses stellt eine moderne Analogie für viele Deltabildungen in Eisstauseen dar (siehe Staukörper am Eisrand).

Terrassenkante, Geländekante (5)

Darunter versteht man steile Böschungsabschnitte am Rand von Lockersedimentkörpern. Meist sind diese durch fluviatile Erosion entstanden, wie beispiels-

weise im Zuge des Mäandrierens der Drau in der heutigen Drauebene. Bei den Staukörpern am Eisrand begrenzen die Terrassenkanten unterschiedliche Schüttungsniveaus in Eisstauseen am Rand eines abschmelzenden Gletschers. Dieses Tieferlegen der Sedimentations- und damit Erosionsniveaus ist anhand von Terrassentreppen nördlich Seeboden eindrucksvoll zu sehen.

Ablagerungen in Talkerben (Schluff, Sand, Kies, Wildbachschutt) (4)

Diese treten in kleinen Seitenbächen und entlang episodisch fließender Gerinne auf. Die meist sehr grobkörnigen Sedimente wurden vorwiegend während Hochwässern und teilweise im Zuge von Murenereignissen abgelagert.

Auenablagerung (Schluff, Sand, Kies) (3)

Die Ablagerungen im Talniveau der Drau, Lieser und Malta wurden unter diesem Begriff zusammengefasst. Meist handelt es sich um Sedimente eines mäandrierenden Flusses, wie im Bereich des Unterdrautales schön zu sehen ist. Dort zeigen Bohrungen und auch vereinzelte Geländebeobachtungen, dass zu meist 1–4 m mächtige feinkörnige Überflutungssedimente (toniger Schluff, Sand), teils mit organischen Beimengungen, sandige Kiese überlagern (УСИ, 1989).

In einem Profil in den Überflutungssedimenten beim Goldbrunnteich (Baldramsdorf/Unterdrautal) konnte mittels ¹⁴C-Datierungen gezeigt werden, dass der oberste Meter Sediment innerhalb der letzten 200 Jahre abgelagert wurde (REITNER et al., 2005).

Hochwassergrenze der Jahre 1965/66 im Drau und Mölltal (2)

Während der Katastrophenhochwässer im September 1965, Juli und November 1966 wurden weite Bereiche des Drau- und Mölltales überflutet. Die in der Karte dargestellte Grenze zeigt die integrierte Ausdehnung dieser 3 Hochwässer basierend auf Studien von WERNER (1976, 1986). Damit ist auch das Gebiet gekennzeichnet, in dem letztmalig ein flächenhafter Schwebstoffeintrag erfolgte.

Anthropogener Schutt und Deponie (1)

Darunter fallen in erster Linie Bereiche, wo Material aus dem Kraftwerks- und Stollenbau (z.B. Seebachgraben und Gößgraben) abgelagert wurde sowie massive Landschaftsveränderung im Zuge des Autobahnbaues (Autobahnkreuz Spital a.d. Drau Nord) erfolgte.

7. Geophysikalische Landesaufnahme

(A. AHL, R. ARNDT, B. JOCHUM, K. MOTSCHKA, P. SLAPANSKY, E. WINKLER)

In den Jahren 1988 bis 1992 wurden zur genaueren Erfassung der hydrogeologischen Situation flussaufwärts von Sachsenburg (Ortschaften Kleblach, Lind, Lein, Steinfeld, Obergottesfeld) seismische und geoelektrische Vermessungen durchgeführt (JANSCHKE, 1989a,b; WEBER et al., 1987, 1989; SCHMÖLLER et al., 1988, 1990). Die Ergebnisse der Geophysik flossen schließlich in die hydrogeologische Gesamtbetrachtung von NACHTNEBEL (1993) ein. Im Bereich Kleblach konnten grundwasserhöfliche Kiese direkt unter der Verwitterungsschicht nachgewiesen werden. Im Bereich Obergottesfeld sind Kiese 60 m bis 100 m unter GOK (Geländeoberkante) angetroffen worden. Da die erste geoelektrische Kampagne das Grundgebirge nicht erreichte, wurde eine zweite Kampagne durchgeführt (JANSCHKE, 1992a, b). Aus den geophysikalischen Ergebnissen wurde damals die Erkenntnis gewonnen, dass das nördliche Drautal für eine nachhaltige Grundwassergewinnung nicht höffig ist.

Ergänzende seismische Messungen von SCHMÖLLER et al. (1991) konnten ein Bild bezüglich der Teufenlage des kristallinen Untergrundes zwischen Steinfeld und Sachsenburg entwerfen. Die größten Teufen des kristallinen Reflektors wurden im Raum Lind mit etwa 400 m unter GOK und im Steinfeld mit ca. 500 m unter GOK kartiert. In Sachsenburg, leicht südlich der Bahnhofstasse, wies die Refraktionsseismik den kristallinen Refraktor in 120 m unter der GOK nach. Der aus der Seismik ermittelte Verlauf der Kristallinoberkante zeigt eine nach Osten abtaufende Asymmetrie. Die tiefste Grundgebirgslage liegt bei etwa +150 m NN, dies entspricht ca. ~330 m unter GOK. Die nachgewiesene Grundgebirgsschwelle westlich von Sachsenburg wölbt sich bis auf 150 m unter GOK auf, d.h. die Hochlage des Kristallins ist in diesem Gebiet bei +350 m NN anzusetzen.

Von WALACH (1975) wurde ein kurzes refraktionsseismisches Talquerprofil 1,0 km südöstlich von Möllbrücke gemessen und von HEINZ & WALACH (1979) veröffentlicht. Im nördlichen Teil wurde das Grundgebirge bis zu einer Teufe von ca. 100 m unter GOK (entsprechend +470 m NN) verfolgt. Am südlichen Talrand taucht das Grundgebirge in größere Tiefe ab.

Während der Jahre 2003 bis 2006 wurden aerogeophysikalische Kartierungen (Aeroelektromagnetik, -radiometrie, -magnetik) des Drautaales sowie dessen Flankenbereiche von MOTSCHKA et al. (in Vorbereitung) sowie ARNDT & AHL (2006) durchgeführt. Geophysikalische Bodenmessungen (Geoelektrik, Transientenelektromagnetik) begleiteten die Hubschrauber-geophysik (JOCHUM et al., 2004, in Druck). Diese begleitende Bodengeophysik, hauptsächlich zur Kalibrierung der aerogeophysikalischen Messergebnisse eingesetzt, leistete wegen der gewählten Explorationstiefe (<200 m) zwar keinen wesentlichen Beitrag zur Grundgebirgskartierung in den übertieften Bereichen des Drautaales, zeigte aber Internstrukturen der quartären Füllungen, z.B. für Deltaschüttungen typische Kornvergrößerungen zum Hangenden.

Weitere Details zu den bodengeophysikalischen Messungen auf dem Kartenblatt und deren geologische Interpretation sind in ARNDT & BÄK (2005) bzw. in den Endberichten von JOCHUM et al. (2004, in Druck) gegeben.

7.1. Ergebnisse der Aerogeophysik

In der Südhälfte des Kartenblattes wurden im Zuge der Hubschrauber-geophysik radiometrische Messungen (Aerogammastrahlenspektroskopie) der Elemente Kalium, Uran und Thorium durchgeführt. Dabei wurde auch die Gesamtstrahlung (total counts) sowie die Verteilung des Cäsium-Isotops ¹³⁷Cs ermittelt.

Die Gammastrahlung von Gesteinen und Böden stammt weitestgehend aus dem radioaktiven Zerfall der Elemente K, U und Th. Die Strahlung wird für jedes dieser Elemente aufgrund der spezifischen Zerfallsenergien separat registriert und kann dadurch in die jeweiligen Elementkonzentrationen umgerechnet werden. Die Gammastrahlenspektrometrie ermöglicht die flächenhafte Charakterisierung von Gesteinsserien in Bezug auf ihre K-, U- und Th-Gehalte sowie die Erkennung von lithologischen Inhomogenitäten innerhalb einer Gesteinsserie.

Die wichtigsten Kaliumminerale im vorliegenden Gebiet sind Glimmer (Muskovit, Biotit), kaliumhaltige Tonminerale sowie Kalifeldspat, während Uran und Thorium überwiegend an akzessorische Schwerminerale (Zirkon, Monazit, Titanit, Orthit, Xenotim etc.) gebunden sind.

Der Vorteil dieser Methode besteht darin, dass Ergebnisse sowohl für anstehendes Gestein wie auch für völlig aufschlussfreie, vegetationsbedeckte Areale gleichermaßen zur Verfügung stehen. Die „Explorationstiefe“ der Gamma-Messungen beträgt maximal etwa 0,5 m in den Untergrund, es wird somit nur die direkte Geländeoberfläche erfasst.

Die Ergebnisse können insbesondere für quartärgeologische, für geotechnische sowie für baugewerbliche Fragestellungen von Relevanz sein (z.B. Fest-

stellung unterschiedlicher Zusammensetzungen in den Talalluvionen, Charakterisierung von Schwemmfächern und deren eventueller Fortsetzung im Material des Talbodens, Abgrenzung von Moränenmaterial und Hangschutt bzw. von Moränenstreu über andersartigem anstehendem Gestein, Feststellung von Inhomogenitäten innerhalb von Schutt- oder Murenkörpern aufgrund lithologischer bzw. korngößenbedingter Unterschiede etc.). Die im Kartenbild erkannten Anomalien müssen aber stets durch Geländebeobachtungen verifiziert werden.

– **Kalium**

Die Kaliumgehalte sind allgemein eher gering. Allerdings wird hier der dämpfende Effekt der Waldbedeckung deutlich. Sehr gering sind sie in Prasiniten bzw. Kalkglimmerschiefern der peripheren Schieferhülle (0,3 bis 0,5 % K). Höhere Kaliumwerte treten in den Talalluvionen von Drau- und Mölltal auf (1 bis 2,5 %), ebenso lokal in Glimmerschiefern und Phylloniten. Die Kaliumgehalte von Grundmoränen scheinen lokal sehr unterschiedlich zu sein, es finden sich sowohl relativ hohe als auch relativ niedrige Werte.

– **Uran**

Die Urangelhalte sind fast im gesamten Messgebiet mit <2 ppm sehr gering. Lediglich in den Alluvionen des Drau- und Mölltales sind Werte bis max. 4 ppm weiter verbreitet. Ansonsten treten Werte bis zu 4 ppm nur punktuell in Grundmoränen, quartären Sanden und Schwemmfächer- oder Murenablagerungen auf, selten auch in Glimmerschiefern und Phylliten.

– **Thorium**

Die Thoriumgehalte sind in den Marmorserien des Gaugen-Komplexes, in Prasiniten bzw. Kalkglimmerschiefern der peripheren Schieferhülle und auch in Glimmerschiefern und Amphiboliten des Radenthein-Komplexes gering (1 bis 4 ppm). Relativ hohe Werte (7 bis 14 ppm Th) finden sich in den Alluvionen des Drau- und Mölltales sowie in lokalen Schwemmfächern, bzw. Murenkegeln (Göriach, Lendorf, Treffling).

– **Cäsium**

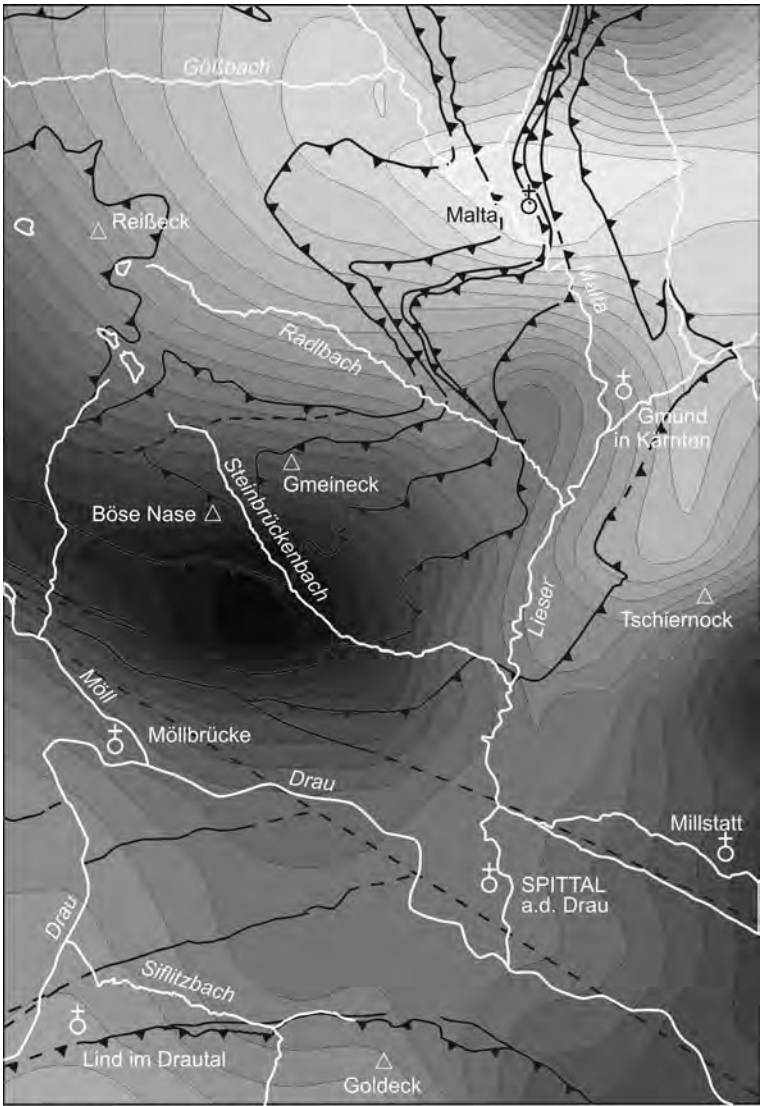
Für ¹³⁷Cs, das heute fast ausschließlich aus dem Reaktorunfall von Tschernobyl stammt, wurden im gesamten Messgebiet keine auffälligen Werte gefunden.

Eine flächendeckende Aufnahme der Geomagnetik auf Blatt 182 erfolgte im Zuge der Aeromagnetischen Vermessung Österreichs (AMVÖ) (GUTDEUSCH & SEIBERL, 1987). Für den südlichen Anteil des Kartenblattes liegen zusätzlich Hubschraubermessungen aus den Jahren 2003 bis 2005 vor.

Die Ergebnisse sind in Form einer Isanomalienkarte der magnetischen Totalintensität dargestellt (Abb. 11). In dieser Karte sind die durch die magnetischen Eigenschaften der oberen bis obersten Erdkruste bedingten Abweichungen der Totalintensität des Erdmagnetfeldes (ΔT) vom globalen „International Geomagnetic Reference Field“ (IGRF) als Anomalien erkennbar (hier bezogen auf den Horizont von 4000 m).

Die Daten in der Abb. 11 sind polreduziert dargestellt. Sofern keine remanenten Magnetisierungen vorliegen, liegen die Anomalien dadurch senkrecht über den Störkörpern (d.h. die Maxima werden direkt über die Störkörper verschoben, während die zugehörigen Minima verschwinden). Damit wird ein Abgleich mit der geologischen Karte deutlich erleichtert. Da beides im vorliegenden Fall nur annähernd zutrifft, müssen signifikante Anteile von remanenter Magnetisierung angenommen werden. Die gemessene, nicht korrigierte Feldverteilung im Niveau von 4000 m ist dem Bericht von HEINZ et al. (1987a, Beilage 5c) zu entnehmen.

Starke Magnetisierungen in Gesteinen entstehen durch ferrimagnetische Minerale mit hoher magnetischer Suszeptibilität, zumeist Magnetit, Titanomagnetit, Maghemit und Pyrrhotin (Magnetkies). Gesteine mit hoher Suszeptibilität sind vorwiegend mafische bis ultramafische Magmatite und aus diesen hervorgegangene Metamorphite (Grünschiefer, Amphibolite, Serpentinite, Eklogite etc.) sowie Vererzungen der oben genannten Minerale.



Magnetische Suszeptibilität

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|
| 36 nT | 34 nT | 32 nT | 30 nT | 28 nT | 26 nT | 24 nT | 22 nT | 20 nT | 18 nT | 16 nT | 14 nT | 12 nT | 10 nT | 8 nT | 6 nT | 4 nT | 2 nT | 0 nT | -2 nT | -4 nT | -6 nT | -8 nT | -10 nT | -12 nT |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|

Abb. 11. Polreduzierte aeromagnetische Karte (AMVÖ) der Republik Österreich, Blatt 182 Spittal a.d. Drau: Isanomalen der Totalintensität mit Isolinienabstand 2nT; Flughorizont 4000m über NN; Regionalfeldkorrekturen (IGRF Epoche 1977,7).

Die tektonisch tiefsten Einheiten auf Blatt 182 Spittal a.d. Drau werden von den Granitoiden der Zentralgneiskerne des Subpenninikums aufgebaut, welche im Gegensatz zu den prävariszischen Gesteinskomplexen des „Alten Daches“, (Draxel-, Kareck- und Reißbeck-Komplex) nur gering magnetisiert sind. Dem entsprechend ist ihr Verbreitungsgebiet durch eine relativ geringe Totalintensität im nordwestlichen Teil des Kartenblattes gekennzeichnet. Die Amphibolite des Reißbeck-Komplexes bewirken aufgrund ihrer höheren magnetischen Suszeptibilität eine deutliche Ausbuchtung der Isolinien gegen NE, die allerdings nur in der nicht polreduzierten Karte (HEINZ et al., 1987a) gut zu erkennen ist.

Im Bereich der tektonisch höheren Subpenninischen und Penninischen Decken, die überwiegend aus paläozoischen bis mesozoischen Metasedimenten und Metavulkaniten aufgebaut sind, finden sich einige sehr markante magnetische Anomalien, die einander überlagern und dadurch ein sehr komplexes Anomalienmuster erzeugen.

Die Anomalie nordöstlich Möllbrücke mit einem Maximum >36 nT liegt im Bereich von Bündnerschiefern der Penninischen Decken bzw. im Storz-Komplex der Subpenninischen Decken. Beide Einheiten enthalten reichlich Metabasite in Form von Grünschiefern und Amphiboliten, welche als Ursache magnetischer Anomalien in Frage kommen könnten. Die Hubschraubermessungen, die aufgrund der deutlich geringeren Distanz zwischen Quelle und Messgerät eine wesentlich bessere Auflösung aufweisen, zeigen aber, dass hier mindestens vier separate kleinere Störkörper vorliegen, was vermuten lässt, dass die Anomalie auf kleine, aber wesentlich höher magnetisierte Körper, eventuell Serpentinite, die an der Oberfläche nicht anstehen, zurückgeführt werden könnte. Wenn das magnetische Maximum nordöstlich von Möllbrücke allerdings in Zusammenhang mit dem Minimum im Nordteil des Kartenblattes gesehen wird, zeigt sich eine wesentlich langwelligere Anomalie, die auf einen deutlich tiefer liegenden Störkörper hinweisen würde. Dieser wäre tektonisch unterhalb der Zentralgneise des Gößkernes anzusiedeln.

Die Anomalie mit dem Maximum westlich von Gmünd (12 bis 14 nT) ist bedingt durch den Serpentin des Ebenwaldes, einen z.T. Pyroxen führenden Antigoritserpentin, der eindeutig zur Nordrahmenzone gehört (EXNER, 1980a). Mit einer Fläche von 2,5 km² und einer Mächtigkeit von 50 bis 80 m handelt es sich um einen der größten Serpentinikörper in den Penninischen Decken des gesamten Tauernfensterrahmens (EXNER, 1980a). Dass die durch den Serpentin bewirkte magnetische Anomalie vergleichsweise sehr schwach ausgebildet ist, ist auf die Überlagerung mit der Anomalie nordöstlich von Möllbrücke zurückzuführen. Das Minimum dieser Anomalie überlagert sich mit dem Maximum der Anomalie westlich von Gmünd, wodurch deren Maximum stark abgeschwächt erscheint, während das überlagernde Minimum im Kartenbild völlig verschwindet.

Eine dritte markante Anomalie, die den Penninischen Decken zuzurechnen ist, wird am nördlichen Rand des Kartenblattes randlich angeschnitten. Sie tritt am Nachbarblatt 156 Muhr deutlich in Erscheinung und wird dort durch Metabasite, eventuell auch im Untergrund befindliche Serpentinite des Storz-Komplexes erklärt (HEINZ et al., 1987b; HÄUSLER et al., 1995).

Es ergibt sich somit ein sehr komplexes Bild von einander lateral und vertikal überlagernden Anomalien, das nur durch numerische Modellierungen aufgelöst werden könnte.

Der östlich anschließende schmale Streifen der relativ bunt zusammengesetzten Katschbergzone weist keine auffälligen magnetischen Eigenschaften auf.

Die darüber auflagernden Einheiten der Ostalpinen Decken (Bundschuh-Priedröf-, Radenthein-, Millstatt-Komplex) sind überwiegend aus verschiedenen Granatglimmerschiefern und Paragneisen aufgebaut. Den normalerweise sehr niedrigen magnetischen Suszeptibilitäten dieser Gesteine entsprechend, bilden sie sich in der magnetischen Anomalienkarte nicht ab. Lediglich im Radenthein-Komplex treten mächtigere Amphibolite auf, die eine deutliche Anomalie bewir-

ken. Diese liegt fast zur Gänze am Nachbarblatt 183 Radenthein, nur die erhöhten Werte am Blattrand nordöstlich von Spittal a.d. Drau gehören bereits zu dieser Anomalie. Die Hubschraubermessungen zeigen noch einige kleine Anomalien, die den Amphibolitkörpern nordöstlich bis östlich von Seeboden zuzuordnen sind, die aber offenbar zu schwach sind, um sich in der AMVÖ deutlich abzubilden.

Im Bereich der Goldeckgruppe liegen zwei kleine Anomalien, die allerdings in der polreduzierten Darstellung nur undeutlich erkennbar sind. Für die eine WNW des Goldecks (12 bis 14 nT) ist derzeit keine eindeutige Interpretation möglich. Die Hubschraubermessung zeigt hier eine flachwellige Anomalie, deren Ursache wahrscheinlich im tieferen Untergrund liegt. Für die andere ESE des Goldecks (18 bis 20 nT) zeigt die Hubschraubermessung eine recht scharfe Amplitude, was auf einen oberflächennahen Störkörper schließen lässt. Dabei könnte es sich um jene Grünschiefer (Metadiabase, bzw. Metatuffe und -tuffite) des Goldeck-Komplexes handeln, die in diesem Bereich auch an der Oberfläche anstehen.

Die durchgeführte aero-elektromagnetische Aufnahme ist eine flächige Kartierung des spezifischen elektrischen Widerstands mit einer Eindringtiefe von bis zu 80 m unter GOK. Für jedes Teilgebiet wird ein so genannter „homogener Halbraum“ (FRASER, 1978) berechnet und schließlich zu einer Gesamtkarte kompiliert. Als Endergebnis liegt die Karte der lateralen Verteilungen des elektrischen Widerstands vor.

Eine Form der Interpretation ist die singuläre Ansprache von isolierten Widerstandsanomalien und einer direkten Parallelisierung mit geologischen Einzelfaktoren. Unter anderem lassen sich Schwemmfächer umranden (z.B. durch V-förmige Widerstandsmosaiken bei Feistritz und Obergottesfeld im Oberdrautal sind Ablagerungen der Seitenbäche der Drau zu erkennen), Aufwölbung des Kristallinen Grundgebirges verfolgen (z.B. nördlich von Möllbrücke an der nördlichen Mölltalflanke liegt eine isoliert-kreisförmige, hochohmige Anomalie, welche durch Grundgebirgsauftragungen hervorgerufen wird) oder hydrogeologische Situationen umreißen (z.B. nördlich von Treffling bestätigt die relativ hochohmige Zonierung am Fuße von höchstohmigen Anomalien das nämliche Hochtal).

Eine weitere Form der Interpretation ist eine Überführung von Widerstandsmustern in geologische Szenarien. Markante Beispiele hierfür sind das Anomalie-Ensemble nordwestlich von Seeboden (an den Ausgang vom Trockental bei Treffling schließt sich im Süden ein hochohmiger Widerstandsgürtel an, der die trockenen Schotter der Delta-Foresets und Topsets des spätglazialen Lieser-Deltas widerspiegelt) oder das Gebiet um den Rojachhof (eine perlenkettenartige Reihung relativ geringer Widerstandsanomalien wird mit Schluff/Tonfüllungen, welche in ehemaligen Schmelzwasserrinnen im W-Abschnitt des spätglazialen Lieser-Deltas bis zum Schluffvorkommen von Freßnitz auftreten, parallelisiert).

7.2. Ergebnisse der Bodengeophysik

Geoelektrische Vermessungen werden zur Detaillierung von geologischen Strukturen herangezogen. Sie werden auch zur Kalibrierung der aeromagnetischen Daten benutzt. Im Unterschied zu den aerogeophysikalischen Verfahren stellt die Geoelektrik profilgebundene Informationen mit höherer Detailauflösung zur Verfügung. Auf diesem Kartenblatt wurden insgesamt 15 Profile (2 im Maltatal, 8 beim Lieserausgang, 5 im Drautal) gemessen, wobei drei Profile exemplarisch erwähnt werden:

Im Maltatal wurde nordwestlich des Dorfes Malta, Höhe Probsttratte, ein Tal-längsprofil gemessen. Ziel der Messung war, die Verfüllung des während des Gschnitz-Stadials gebildeten Zungenbeckens detailliert zu erfassen (siehe auch Kapitel 5.4.2.). Im Profil zeichnet sich die talabwärts zur Endmoräne ansteigende

basale Grundmoräne ab. Die darüber liegende Beckenfüllung weist die für Deltaablagerungen typische Zunahme der Korngröße zum Hangenden auf. Außerdem lässt der geoelektrische Befund auf einen differenzierten Internbau der Beckenfüllung mit Schüttungen von den Seitenbächen der Malta schließen.

Im bereits oben diskutierten Hochtal bei Treffling wurde zur weiteren Detaillierung ein Profil der Talachse folgend vermessen. Die Auslagenlänge von 830 m garantierte eine Eindringtiefe von ~150 m unter GOK. Das gewonnene Widerstandsbild zeigt – jeweils vom Liegenden zum Hangenden – eine Abfolge von Fein- zu Grobsediment, welche auf eine Verfüllung eines Eisstausees während der Eiszerfallsphase im Spätglazial hindeutet. Darüber liegt eine 40 m mächtige, hochohmige Schicht. Diese ist in der Mächtigkeit nach Süden abnehmend und überdeckt die gesamte Profillänge. Sie wird als auskeilender Schwemmfächer interpretiert.

Der Drumlin (Grundmoränenrücken, siehe Nr. 34) westlich des Rojachhofes wurde mittels Geoelektrik untersucht. Der Widerstandsbefund des streng Ost–West-streichenden Profils zeigt eine nach Osten fallende Wechsellagerung von Kiesen (wahrscheinlich die Schotter von St. Peter in Holz), Sanden und feinklastischem Material (Grundmoräne mit hohem Matrix-Anteil?). Damit ist anzunehmen, dass diese glazialen Bildungen eine komplexe, kleinräumige Internstruktur aufweisen.

Geoelektrische Messungen zum Internbau der Staukörper am Eisrand des westlichen Abschnittes des spätglazialen Lieser-Deltas südlich der Autobahn bei Karlsdorf erbrachten folgendes Ergebnis. Die feinkörnigen Ablagerungen (Schluff und Sand des Bottomset) im Liegenden der Deltakiese (Topset und Foreset) ziehen bis in die randliche, tiefer liegende Schmelzwasserrinne. Damit erscheint es wahrscheinlich, dass die feinkörnigen Füllungen der Schmelzwasserrinnen zumindest an dieser Stelle das durch Erosion freigelegte Bottomset der zuvor abgelagerten Deltaschüttung darstellen und nicht eine davon gesonderte, jüngere Ablagerung dokumentieren.

8. Aspekte der Angewandten Geologie

8.1. Ingenieurgeologie

Mit den hochgelegenen Karseen des Reißbeckgebietes in Kombination mit dem großen Gefälle zum Möltal lagen optimale naturräumliche Bedingungen für eine energiewirtschaftliche Nutzung vor. Im Zuge des Baues der Kraftwerksgruppe Reißbeck-Kreuzeck wurden die Seespiegelhöhen und damit das Wasservolumen der natürlichen Seen mittels Staumauern (Hochalmsee, Kleiner und Großer Mühlendorfer See) und einem Steindamm (Radlsee) beträchtlich angehoben. Innerhalb des Zentralgneisgebietes bestand die große Herausforderung der Baugeologie in der vorausschauenden Erfassung von Störungslinien, da in diesen zumeist Füllungen von vollkommen zerriebenem Gesteinen auftreten. Dieses in der Baugeologie als „Mylonit“ bezeichnete mürbe Material (entspricht dem Kakirit in der Strukturgeologie) war als Schwachstelle im Hinblick auf die Sperrbauwerke wie auch der Stollen zu identifizieren (HORNINGER, 1956, 1957, 1958a, 1959, 1960). Diesbezüglich ist der forcierte Einsatz der Luftbildinterpretation im Kontext mit einer damals schon fortgeschrittenen ingenieurgeologischen Methodik (HORNINGER, 1960) hervorzuheben. Abgesehen von Schwierigkeiten mit den Störungen und einer Auflockerungszone beim Schoberboden, die von HORNINGER (1958b) als Ausdruck einer Massenbewegung bezeichnet wurde, gab es auf Blatt Spittal a.d. Drau keine nennenswerten baugeologischen Schwierigkeiten.

Weiters liegen Teile der Kraftwerksgruppe Malta, eines der bedeutendsten inneralpinen Ingenieurbauwerke, auf dem Kartenblatt. Das bereits im Kraftwerk Galgenbichel (Oberstufe) genutzte Wasser des Speichers Kölnbrein sowie Zuleitungen hochalpinen Bäche werden im Speicher Galgenbichl gesammelt, um über

den 9350 m langen Maltastollen dem Speicher Gößkar zugeführt zu werden. Von dort führt der Weg des Wassers durch die insgesamt 9,7 km langen Göß-, Hatelberg- und Burgstallstollen und in einer 1.850 m langen, zweisträngigen Druckrohrleitung zum Kraftwerk Rottau (bei Kolbnitz im Mölltal; Abschluss der Hauptstufe). Durch einen offenen Oberwasserkanal und den Sachsenwegstollen gelangt das Triebwasser sowie zusätzliches Wasser aus der Möll mit einer Fallhöhe von 45 m zur Kraftstation Möllbrücke, wo das Wasser zum dritten Mal innerhalb der Maltakraftwerke zur Erzeugung von elektrischer Energie genutzt wird.

Der das Kartenblatt randlich tangierende Maltastolle sowie der entlang der Blattgrenze verlaufende Gößstollen unterteufen den zentralen Teil der Granitgneiskuppel der Hochalm- und Reißbeckgruppe (CLAR & DEMMER, 1979; MAGNET, 1967). Das extrem kluftarme und daher unproblematische Gebirge ermöglichte beispielsweise im Maltastollen Vortriebsrekordleistungen (ebenda; MAGNET & WANDERER, 1971). Dagegen führte eine Konzentration von mölltalparallelen Störungen, die zum Teil eine Füllung („Mylonit“, siehe oben) aus quellfähigem Montmorillonit aufwiesen, an der Südseite der Tauernkuppel zu Verbrüchen.

Bei der Vorerkundung für die Errichtung der in der Talfüllung situierten Kraftstation Möllbrücke wurden in den Sand-Kies-Schlufflagen Staffeln von Bruchstrukturen erfasst (CLAR & DEMMER, 1979; Abb. 10). Diese ließen sich mit dem Abschmelzen von Toteis im frühen Spätglazial erklären, wodurch jede Wiederaktivierung und eine damit verbundene Gefährdung des Bauwerkes auszuschließen war (DEMMER, 1984).

Der Bau der Tauernautobahn (A10) stellte die dritte herausragende Ingenieurleistung auf dem Kartenblatt dar, die einer intensiven ingenieurgeologischen Betreuung bedurfte. Hervorzuheben ist eine Vielzahl von dokumentierten Bohrungen (Bohrarchiv der Kärntner Landesregierung – siehe Bohrungen) im Zuge der Voruntersuchung. Über Probleme und Herausforderungen beim Bau berichten BRANDL & BRANDECKER (1982).

8.2. Hydrogeologie

(G. HOBIGER & W.H. KOLLMANN)

8.2.1. Hydrogeologische Gesteinscharakterisierung

Die hydrochemischen Eigenschaften der Grundwässer werden stark durch die geogenen Hintergrundkonzentrationen geprägt (HOBIGER et al., 2004). Das Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau gliedert sich hydrogeologisch und dadurch auch hydrochemisch in zwei unterschiedliche Bereiche. Einerseits handelt es sich um kristalline Festgesteine der Ostalpinen und Penninischen Decken und andererseits um die mit quartären Lockersedimenten gefüllten, glazial übertieften Täler wie Drau-, Möll- und Maltatal.

Die kristallinen Festgesteine gelten im Allgemeinen als stauend bis gering trennfugendurchlässig. Ausgenommen sind Gesteine mit intensiver tektonischer Gefügestörung, oberflächennahe Auflockerungsbereiche und verkarstungsfähige Gesteine. Als verkarstete Gesteine sind im Bereich des Kartenblattes Spittal a.d. Drau die mächtigen Marmorzüge des Gaugen- und Goldeck Komplexes – auf Ersteren dürfte sich das Einzugsgebiet der ergiebigen Quelle der Wasserversorgung von Lind erstrecken – zu nennen.

Im Bereich des Tauernfensters sind große Quellen im Tal des Reinitzbaches vorhanden. In diesem Tal verläuft eine Störung, welche eine tektonische Zerrüttung der Gesteine verursacht. Daher sind große Mengen an Hangschutt vorhanden, welche als Porengrundwasserleiter fungieren. Als weiteres Einzugsgebiet sind intakte und reliktsche Blockgletscher in den Talschlüssen und Karen vorhanden und auch ein Zufluss von Kluftwässern aus den Orthogneisen der Subpenninischen Decken ist wahrscheinlich. Die Quellen im Tal des Reinitzbaches

dotieren die Trinkwasserversorgung für die Stadt Spittal a.d. Drau (SCHUBERT et al., 2006).

Ebenso starke Quellaustritte finden sich an den Abhängen der Reißeckgruppe entlang der Linie Mühldorf (Klinzer Schlucht) – Göriach – Stöcklern – Hühnersberg – Zelsach – Trebesing – unteres Radlbachtal – Dornbach – Malta – Maltaberg und weiter nach Norden.

Als Besonderheit sind die Säuerlinge in Trebesing und im Radlgraben zu erwähnen, welche zur Bildung von Sinterkalken führten. POLTNIČ et al. (2005) nehmen für ihre Genese die Beteiligung von CO_2 aus großer Tiefe an.

Die großen Porengrundwasservorkommen im Quartär des Malta-, Möll- und Drautaales sind von FÜRST et al. (1988, 1993), SCHMID et al. (1988, 1989), JANSCHÉK (1989a,b; 1992a,b), POLTNIČ et al. (1989a,b; 1992) und BRÜCKL (2001) erkundet worden. Nach aerogeophysikalischen und geoelektrischen Untersuchungen durch die Geologische Bundesanstalt sind diese auch im Lieserschwemmkessel von Seeboden bei St. Peter in Holz in Tiefenrinnen zu erwarten (REITNER et al., 2005). Ebenso belegen die Erkundungen der Draukraftwerke komplizierte Grundwasserverhältnisse in diesen heterogen aufgebauten quartären Sedimentkörpern.

8.2.2. Hydrochemie der oberflächennahen Grundwässer

Die Wässer aus den von kristallinen Festgesteinen aufgebauten Bereichen zeigen eine elektrische Leitfähigkeit von ca. $400 \mu\text{S}/\text{cm}$. Die durchschnittliche Gesamthärte liegt im Bereich von 12°dH , was einem Gehalt an Calcium (Ca^{2+}) um 60 mg/l und an Magnesium (Mg^{2+}) um 11 mg/l entspricht. Die mittlere Carbonathärte liegt bei ca. 9°dH oder einem Hydrogencarbonatgehalt (HCO_3^-) von 200 mg/l .

Auf Grund des Auftretens von Kalkglimmerschiefer in den Penninischen Decken sind die Konzentrationen der härtebildenden Ionen Ca^{2+} , Mg^{2+} und HCO_3^- deutlich höher als in den Wässern aus anderen kristallinen Gesteinen. Dadurch kommt es auch regional zu Härten bis zu 16°dH , was sich auch in der höheren elektrischen Leitfähigkeit von bis zu $600 \mu\text{S}/\text{cm}$ bemerkbar macht. Neben den Härtebildnern sind auch Schwermetalle wie Blei (Pb) und Chrom (Cr) in messbaren Konzentrationen vorhanden, die jedoch weit unterhalb der Grenzwerte der Trinkwasserverordnung (TWW, 2001) liegen.

Ganz anders liegen die Verhältnisse im sedimentgefüllten Drautal. Diese Wässer haben gegenüber von Wässern aus kristallinen Gesteinen im Allgemeinen höhere Ionenkonzentrationen, die jedoch im Falle des Drautaales je nach Einzugsgebiet unterschiedlich hoch ausfallen können. So zeigen Wässer, die im direkten Einfluss der Kalkglimmerschiefer sind, eine elektrische Leitfähigkeit von bis zu $800 \mu\text{S}/\text{cm}$, während Wässer, die aus anderen kristallinen Gesteinen alimentiert werden, nur eine elektrische Leitfähigkeit von $500 \mu\text{S}/\text{cm}$ haben. Diese signifikante Erhöhung der gelösten Stoffe ergibt sich durch die längere Aufenthaltszeit des Porengrundwassers im Drautal. Dadurch findet ein besserer und in nigerer Kontakt zwischen Wasser und Lockergestein statt, sodass das thermodynamische Lösungsgleichgewicht schneller erreicht wird. In weiterer Folge sind daher auch die Konzentrationen an den härtebildenden Ionen Calcium (Ca^{2+} bis zu ca. 130 mg/l) und Magnesium (Mg^{2+} bis zu ca. 25 mg/l) erhöht, wodurch sich auch eine höhere Wasserhärte der Grundwässer im Drautal ergibt. Diese liegen durchschnittlich bei 13°dH und können regional bis zu 23°dH erreichen. Entsprechend höher ist auch die Carbonathärte, die durchschnittlich bei 12°dH liegt und im direkten Einflussbereich der Kalkglimmerschiefer bis zu 20°dH erreichen kann. Durch die längere Verweilzeit verdunsten größere Anteile der Grundwässer des Drautaales und es kommt dadurch zu einer Anreicherung von Schwermetallen im verbleibenden Anteil. Die Schwermetallkonzentrationen überschreiten jedoch auch hier nicht die Grenzwerte der Trinkwasserverordnung (TWW, 2001).

8.2.3. Mineralwässer

Auf dem Kartenblatt 182 Spittal an der Drau sind folgenden Mineralwasservorkommen bekannt (HOBIGER et al., 2005):

Mineralwasservorkommen im Gebiet um Trebesing

Laut Orts-Chronik gibt es im Ortsgebiet von Trebesing drei Mineralquellen (<http://www.trebesing.at/historie.htm>), welche alle im Privatbesitz sind. Der Trebesinger Sauerling, der als Kriegsquelle bzw. Bad Königsquell bekannt ist, befindet sich im Ortsteil Zlatting. Die beiden anderen Quellen findet man im Radlgraben, wobei eine davon früher vom Radlbad genützt wurde. Sämtliche Quellen von Trebesing liegen an der Deckengrenze der unterostalpinen Katschbergzone über den Penninischen Decken. Diese Deckengrenze liegt im Bereich der Katschbergabschiebung, einer tiefreichenden tektonischen Grenzfläche. An dieser steigt aus der Tiefe Kohlendioxid auf, was das Auftreten der in diesem Gebiet häufig auftretenden Sauerlinge erklärt. Bedingt durch das Vorkommen von Kalkglimmerschiefer in den Penninischen Decken zeigen die Wässer auch höhere Calcium- (Ca^{2+}) und Hydrogencarbonatgehalte (HCO_3^-).

– Bad Königsquell (Kriegsquelle)

Diese Quelle soll nach der Orts-Chronik bereits vor 2000 Jahren bekannt gewesen sein. Sogar Paracelsus dürfte über die Heilquelle von Bad Königsquell Bescheid gewusst haben. Die erste Fassung dieser Quelle erfolgte schon im Jahre 1830. Im 1. Weltkrieg wurde sie von der Heeresverwaltung neu gefasst und das Wasser als Erfrischungsgetränk in den Lazaretten verwendet (CANAVALL, 1918). Daher erhielt sie 1915(16) den Namen „Kriegsquelle“. Danach wurde die Nutzung der Quelle stillgelegt und erst nach dem 2. Weltkrieg mit dem Kurhotel „Bad Königsquell“ wieder belebt. Heute kann man das Wasser kostenlos beim Überlaufbrunnen abfüllen. Diese Quelle entspringt an der Grenze Unterostalpin/Penninische Decken, wobei Letztere aus der Bündnerschiefer Gruppe mit Kalkglimmerschiefern, Glimmermarmoren und Karbonatquarziten aufgebaut ist.

Eine erste chemische Analyse wurde von MITTEREGGER im Jahre 1899 (MITTEREGGER, 1899) publiziert. Auf Grund dieser Analyse zeigte sich, dass das Wasser der Kriegsquelle als Sauerling zu bezeichnen ist. Die Bezeichnung Sauerling weist auf einen Gehalt an freiem Kohlendioxid (CO_2) von über 1000 mg/kg hin. Spätere Analysen von KAHLER (1978) und der TU Graz (POLTNIG et al., 2005) ergaben, dass es sich um einen Calcium-Hydrogencarbonat-Sulfat-Sauerling handelt. Anzumerken ist, dass für dieses Wasser sowohl bei MITTEREGGER als auch bei KAHLER ein Eisengehalt von 1,98 mg/kg bzw. 3,4 mg/kg angegeben wird, aber von POLTNIG nur 0,15 mg/l. Bei der Begehung der Quelle im Rahmen der Arbeitstagung 2005 der Geologischen Bundesanstalt konnte noch eindeutig ein roter Sinter bei der Quellmündung festgestellt werden. Dieser lässt doch auf einen höheren Eisen- und Calciumhydrogenkarbonatgehalt im Wasser schließen.

– Radlbad

Das Wasser des Radlbades entspringt im Radlgraben und wurde bereits von MITTEREGGER (1862) beschrieben. Demnach war das Bad allerdings nicht stark besucht, da die drei Quellen eine zu geringe Schüttung (0,14 l/s) hatten. Heute ist es im Privatbesitz und nicht mehr zugänglich. Auch diese Quelle entspringt im Deckengrenzenbereich Unterostalpin/Penninische Decken. Chemische Analysen liegen bis 1976 vor. KAHLER (1978) stellte die Analysen aus dem Zeitraum eines Jahrhunderts gegenüber und bemerkte, dass die Gehalte von Natrium (Na^+) und Sulfat (SO_4^{2-}) zu- und die Gehalte an Calcium (Ca^{2+}) und Hydrogencarbonat (HCO_3^-) hingegen abnahmen. Dies deutet auf eine zunehmende Beteiligung von Tiefengrundwässern hin. Weiters zeigte sich, dass bei MITTEREGGER der Gehalt an freiem Kohlendioxid noch unter 500 mg/kg lag,

hingegen von KAHLER ein Gehalt von mehr als 1000 mg/kg an freiem Kohlendioxid angegeben wird. Diese Änderung der Ionenverhältnisse und im Gehalt an freiem Kohlendioxid hat auch eine unterschiedliche Benennung des Wassertyps zur Folge. War es im Jahre 1862 ein Calcium-Hydrogencarbonat-Wasser, so ist es 101 Jahre später ein Natrium-Calcium-Hydrogencarbonat-Säuerling. Der von MITTEREGGER (1862) analysierte extrem hohe Eisengehalt von 110 mg/kg (daher wurde diese Quelle als Stahlquelle bezeichnet) konnte von keiner nachfolgenden Analyse verifiziert werden. Nach den neueren Analysen liegt der Eisengehalt zwischen 1 und 4 mg/l.

– **Weitere Wasseraustritte im Raum Trebesing**

In der Literatur (CANAVAL, 1918; KAHLER, 1978) werden noch weitere Quellen im Radlgraben und im Raum um den Trebesinger Säuerling erwähnt. Die Wässer dieser Austritte sind zum Teil ebenfalls sauer.

Obergottesfeld

Diese kalte Quelle wurde im 19. Jh. als Heilbad genutzt. MITTEREGGER (1880) publizierte eine Analyse vom April 1873 und eine weitere von 1899 (MITTEREGGER, 1899). Durch beide Analysen wurde sie als kalte Quelle ohne besondere Eigenschaften charakterisiert. Das Bad wurde noch in den Bäderbüchern von DIEM (1914) und CONRAD et al. (1928) angegeben, wobei die Analyse von MITTEREGGER bereits in der modernen Ionenschreibweise angeführt ist. KAHLER (1978) erwähnt, dass das Bad auch 1967 noch in Betrieb war. Nach Auskunft der Gemeinde Sachsenburg (2006) ist die Quelle derzeit im Privatbesitz und wird öffentlich nicht mehr genutzt. Chemisch handelt es sich laut ZÖTL & GOLDBRUNNER (1993) um ein akratiches (Mineralwasser mit einem Gehalt an gelösten Stoffen unter 1 g/kg) radonhaltiges Magnesium-Calcium-Hydrogencarbonat-Wasser und entspringt aus dem Granatglimmerschiefer des Gaugen-Komplexes. Derzeit ist sie nicht als Heilquelle anerkannt.

Weitere Mineralquellen

Es werden in der Literatur noch zwei weitere Mineralquellen erwähnt, die aber versiegt bzw. nicht mehr auffindbar sind. Eine bis 1965 bekannte Quelle lag im südlichen Gemeindegebiet von Gmünd und wurde von KAHLER (1978) auf Grund einer Analyse aus dem Jahre 1910 als Kohlensäuerling beschrieben. Die zweite ehemals bekannte Quelle befindet sich im Gemeindegebiet von Seeboden und wird von MITTEREGGER (1899) als subthermale Eisenquelle unter dem Namen Lieseregg-Quelle beschrieben. Nach seiner Analyse waren 10,89 mg/kg Eisen in diesem Wasser enthalten.

8.3. Mineralische Rohstoffe

(M. HEINRICH & A. SCHEDL)

8.3.1. Baurohstoffe

Als Grundlage für die im Zuge des Projektes „Baurohstoffe Kärnten“ (MOSHAMMER et al., 2002; HEINRICH et al., 2005) am Blatt 182 Spittal a.d. Drau durchgeführte Bestandsaufnahme der Abbaustellen und als weitere Informationsquelle dienen vor allem die Arbeiten von EXNER (1954, mit zahlreichen Abbau-Eintragungen auf der Karte), HANISCH & SCHMID (1901), HAYDARI & UCİK (1983) sowie „Die nutzbaren Gesteine Kärntens“ von KIESLINGER (1956) und Archivunterlagen des Amtes der Kärntner Landesregierung und der Geologischen Bundesanstalt.

Kiese und Sande

Auf dem Kartenblatt bilden die ausgedehnten Sedimente der Staukörper am Eisrand (28) Rohstoffvorkommen von regionaler bis überregionaler Bedeutung für die Versorgung mit Zuschlagstoffen für Beton und Asphalt sowie lockerem (Straßen-)Baumaterial. Zahlreiche Kiessand-Abbaue mit Schwerpunkten im Raum Gmünd – Oberbuch, im Lieserdelta bei Seeboden und westlich Lendorf wurden darin angelegt. Heute sind allerdings nur noch einige wenige in Betrieb, wie ein Abbau in Oberbuch, der Abbau Rachenbach an der rechten Liesertalflanke, die Gruben zwischen Reich und Kötzing bei Seeboden, die Nassbaggerung bei Lendorf und die Seitenentnahmen an der Nordostflanke des Goldecks oberhalb Ober- und Unteramlach.

Als Frostkoffermaterial im Straßenbau wurde früher auch das kiesig-sandige Material der Kame (27) südlich von Feicht an der Straße Lendorf – Lieserhofen abgebaut.

Für den Bau der Umfahrung Sachsenburg wurden Anfang der 1980er Jahre Abbaue im Schwemmkegel (6) des Lanzewitzer Baches bei Obergottesfeld angelegt. Im Zuge des Ausbaues der Tauernbahn wurde Material aus dem Schwemmkegel bei Mühldorf mit Einzugsgebiet aus den Penninischen und Subpenninischen Decken verwertet.

Eine teilweise bereits als Badesee-Freizeitanlage genutzte Nassbaggerung liegt in den sandreichen Kiesen der Auenablagerungen (3) des Mölltales südöstlich Mühldorf, das Material wird vorwiegend für den Straßenbau (Frostkoffer, Schüttmaterial) eingesetzt.

Gelegentlich werden auch Geschiebeanlandungen, die aus flussbaulichen Gründen gebaggert werden, für Bauzwecke verwertet, zum Beispiel am Gößbach oder an der Lieser.

Ziegeltone

In der Tongrube der seit 1975 aufgelassenen Ziegelei Freßnitz wurden zum Zyklus der Eisrand-Staukörpersedimentation (28) gehörige Schluffe des Bottomsets zu Ziegel verarbeitet. Der Abbau ist teilweise eingeebnet, teilweise ist in der Grube ein Biotop angelegt.

Festgesteine

Unter den nutzbaren Festgesteinsvorkommen auf Blatt 182 Spittal a.d. Drau sind insbesondere die Gneis-Vorkommen im Maltatal als überregional bedeutsam hervorzuheben. Sie werden im Raum Pflüglhof – Koschach – Molzinger seit langem in mehreren großen Brüchen gewonnen und heute vorwiegend als Wasserbau- und Wurfstein verwertet. Produziert werden aber auch Mauer-, Leisten- und Grenzsteine, Stufen, Platten und Pflasterwürfel. Abgebaut wurden und werden einerseits die Biotitgranit- und Granodioritgneise (126) des Gößkernes, anstehend oder Blockwerk, und andererseits in dem vom Eis abgeschliffenen Rundhöcker bei Koschach die migmatischen Bändergneise des Reißbeck-Komplexes (134).

Der alte Grünschieferbruch in der Katschbergzone bei Kreuzlach im Lieserthal oberhalb Gmünd ist durch eine Stützmauer verbaut worden.

An mehreren Stellen wurden früher anisische Kalk- und Dolomitmarmore der Katschbergzone und der Nordrahmenzone für die Kalkbrennerei abgebaut.

Für die Drauregulierung, als Pflaster- und Bruchstein wurden früher auch oberostalpine Gneise des Prijakt-Polinik-Komplexes (82) bei Möllbrücke genutzt und mehrere verwachsene Abbaustellen sind auch heute noch in den Glimmerschiefern des Kalvarienberges zu beobachten.

Am Wolfsberg wurden neben der Feldspatgewinnung aus den Pegmatiten (71) auch die Glimmerschiefer (77) des Nebengesteins für Bauzwecke verwertet. Auch bei Lurnbichl, Gritschach, Tangern, Edling, und Molzbichl wurden die peg-

matitdurchzogenen bzw. quarzitischen Glimmerschiefer früher für Straßenbau, Mauer- und Uferschutzsteine genutzt. Verwachsen ist auch der im Amphibolitzug der Lieserschucht angelegte Bruch, das Material wurde zu Straßenschotter gebrochen.

Ehemals zur Dekorsteinausstattung von Villen in Seeboden und Millstatt sowie für Grabsteine genutzte weiß-graue Bändermarmore (65) des Radenthein-Komplexes („Liesertalmarmor“) treten in Lagen und Linsen im Glimmerschiefer in der Umgebung von Unterhaus auf. Die Brüche sind heute stark verwachsen.

Die ehemalige Abbaustelle für lokale Bausteingewinnung aus den Sinterkalen bei Trebesing (8) ist verbaut und nicht mehr zu lokalisieren.

8.3.2. Erze

Die wirtschaftliche Nutzung von Erzrohstoffen hat im Gebiet des Kartenblattes mangels größerer Erzlagerstätten nie einen ähnlich hohen Stellenwert erlangt wie im Bereich der benachbarten Kartenblätter. Im bundesweiten „Bergbau-Haldenkataster“ (SCHEDL et al., 2004) sind auf dem Kartenblatt insgesamt 46 überwiegend kleinere Lagerstätten/Vorkommen mit abgebauten bzw. beschürften Erzrohstoffen erfasst, denen aus heutiger Sicht keine besondere rohstoffwirtschaftliche Bedeutung zukommt.

Der Ostrand der Hohen Tauern wird von einer Reihe kleinerer Goldervorkommen vom Schellgaden-Typus begleitet, die alle innerhalb des Kareck-Komplexes liegen. Die stark schieferigen Paragneise des Kareck-Komplexes enthalten von der bekannten Lagerstätte Schellgaden (am nördlich angrenzenden Blatt 156 Muhr) bis weit nach Kärnten hinein synsedimentäre goldführende Quarzlager. In der südlichen Fortsetzung des als Leithorizont der Goldvererzung anzusehenden oberen Abschnittes des Kareck-Komplexes wurde die goldführende Vererzung im Umkreis des Maltatales (Radlgraben, Millionloch, Silberloch, Dornbach, Sparberkogel, Altersberg, Oberallach, Platzgraben, Zelsach) beschürft und teilweise auch abgebaut (GÜNTHER & PAAR, 2000).

Von den Goldvererzungen des Schellgaden-Typus besitzt das Vorkommen im Radlgraben bei Trebesing (Klausengrube) wohl die größte Bedeutung. Im Radlgraben treten in den bis über 2 m mächtigen konkordanten Quarzlagen die Erze als dünne, lagerförmige Schnüre mit unregelmäßiger Verteilung und Konzentration auf. Der Bergbau wurde 1752 durch Baron Carl Josef VON NEPPESBERG begonnen. Wegen der großen Härte des Lagerquarzes und die geringe Erzmenge dürfte die Grube noch vor 1770 endgültig stillgelegt worden sein (UČIK, 2005a).

Die goldführenden Mineralisationen des Schellgaden-Typus sind im Gegensatz zu den klassischen Tauerngoldgängen durch das Vorherrschen von Pyrit und das fast vollständige Fehlen von Arsenopyrit und Bismutmineralen gekennzeichnet. Die Goldführung der Erze in den Vorkommen des Kartenblattes ist vor allem auf ein silberarmes Freigold und nur in ganz geringen Mengen auf goldhaltige Telluride zurückzuführen. Neben Pyrit treten als weitere wichtige Sulfidphasen Chalcopyrit und Galenit, in geringem Umfang teilweise auch Molybdänit, Tetradymit, Bornit sowie Covellin auf (GÜNTHER & PAAR, 2000).

Im Zusammenhang mit dem Goldbergbau muss auch auf die Waschgoldgewinnung entlang der Lieser hingewiesen werden. Solche Gewinnungsstätten aus dem ausgehenden 16. Jahrhundert sind an zahlreichen Stellen zwischen Spittal a.d. Drau und Gmünd bekannt (CANAVALL, 1895).

Am SE-Rand der Kreuzeckgruppe sowie in der Goldeckgruppe nördlich und südlich des Siflitztales tritt eine Reihe von strukturkontrollierten, hydrothermalen Sulfidvererzungen mit komplexer Erzmineralisation auf. Diese sind an Störungs- und Scherzonen alpinen Alters und unterschiedliche Trägergesteine gebunden.

Von den zahlreichen, gebietsweise gehäuft auftretenden Kieslagerstätten der Kreuzeckgruppe liegen nur wenige auf dem Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau (Lessnig, Sachsenburg, Möllbrücken). Im ostalpinen Kristallin der Goldeckgruppe sind vor allem die Bergbaue Siflitz, Weißwände und Guginock zu erwähnen, die mit unterschiedlicher Intensität und variablen Wertstoffkomponenten (16. Jh. Gold, ab 18. Jh. Antimon) wirtschaftlich genutzt wurden.

Je nach dem Vorherrschen des jeweiligen Wertstoffes können die Vererzungen in einen Antimon-(Arsen-, Gold-, Blei-, Kupfer-) bzw. Gold-Arsen-Vererzungstypus untergliedert werden, wobei beide Gruppen räumlich eng miteinander assoziiert sein können (MALI, 1996).

Die Vererzung besteht aus meist diskordanten Gängen und Imprägnationen, wobei die Form und Größe der Erzkörper sehr großen Schwankungen unterworfen sind. Bauwürdige Erzkonzentrationen sind ausschließlich an zumeist steil einschiebende Adelszonen gebunden. Der Lagerstättentypus mit Antimonvorkommen (Lessnig, Siflitz, Weißwände, Guginock) zeichnet sich durch komplexe Mineralsukzessionen aus. Hier beginnt die Kristallisationsabfolge mit einer goldhaltigen Arsenopyrit-Assoziation, die von einer Buntmetallparagenese mit Chalkopyrit, Bournonit, Tetraedrit, Chalkostibnit, Jamesonit, Boulangerit, Galenit und Sphalerit gefolgt wird und in der abschließenden Phase durch den mengenmäßig dominierenden Stibnit (mit Berthierit, Gudmundit, ged. Antimon) gekennzeichnet ist (MALI, 1996). Als Nebengemengteile der Antimonvererzungen sind vor allem lokal auftretende Gehalte an Nickel- und Bismutmineralien typisch.

Der goldreichere Lagerstättentypus ist an intensiv silifiziertere Scherzonenbereiche (Siflitz, Guginock) gebunden. Der Goldgehalt liegt hier entweder in Form von Freigold oder als refraktäres Gold (bevorzugt im Arsenopyritgitter) vor. Insgesamt ist die Erzmineralogie des goldreicheren Lagerstättentypus vergleichsweise monoton, nur durch besonders hohe Gehalte an Arsenopyrit und zurücktretend Pyrit, Buntmetallsulfiden- und Sulfosalzen charakterisiert (MALI, 1996).

Die meisten dieser Lagerstätten wurden ursprünglich wegen ihres Goldgehalts beschürft. In der Blütezeit des Goldbergbaues (16. Jh.) wird in den Siflitzer Bergbaurevieren von über 100 Stolleneinbauten berichtet (CANAVALL, 1934). Nach einer längeren Unterbrechung sind 1741–1756 in den Siflitzer Revieren Wiedergewältigungsarbeiten (Danieli-Stollen) durch den Montanärar dokumentiert, ohne dass es zu einem neuerlichen Bergbaubetrieb kam. Zuletzt wurden die Lagerstätten von Siflitz im Auftrag der Bleiberger Bergwerks Union (BBU) in den Jahren 1988/89 nochmals ohne nennenswerten Erfolg untersucht.

Im Gegensatz zu den Goldbergbauen liegen über die Anfänge des Antimonbergbaues auf dem Kartenblatt nur wenige historische Informationen vor. 1753 wird erstmals ein neuer Antimonbergbau am Guggenbichl (Guginock) bei Lind erwähnt, 1830 ein Unterfahrungsstollen im Bereich der Antimonlagerstätte Lessnig. Im Rahmen ihrer Untersuchungsarbeiten von Kärntner Goldlagerstätten wurde in den Jahren 1890–1895 auch die Antimonlagerstätte Lessnig durch die Gewerkschaft „Carinthia“ wiedergewältigt. Zu einem kleinen Abbau kam es aber erst zwischen 1915 und 1919, wobei jährlich etwa 15 t Hüttenerze produziert wurden (VALENTINITSCH, 1995). Der Antimonbergbau Lessnig war damit der letzte in Betrieb befindliche Erzbergbau auf dem Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau.

Als wenig bekannte Besonderheit unter den weiteren Lagerstätten seien Ockergruben oberhalb von Göriach (zwischen dem Metnitz- und dem Gronitzergraben) erwähnt. Im oberflächennahen Verwitterungsbereich lagerte sich hier in Klüften der Bündnerschiefer der Penninischen Decken der wahrscheinlich aus Pyrit entstandene Eisenocker ab, der in der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts stollenmäßig gewonnen wurde. Hauptabnehmer des Ockers waren die Aichelburgschen Farbwerke in Villach (STABER, 1935).

8.3.3. Industrieminerale

Asbest, Talk

Die kalkigen Bündnerschiefer der Penninischen Decken führen an einigen Stellen des Kartenblattes zum Teil einige Meter mächtige Talkschiefer-(Aktinolith-)Asbest-Lager, die hier häufig in genetischen Zusammenhang mit den penninischen Serpentin-Ophiolithabfolgen und der in unmittelbarer Nähe befindlichen Mölltalstörung stehen. Die äußerst absetzigen Vorkommen treten einerseits in Klufform, andererseits auch in Form von bis mehrere Meter mächtigen Lagern und Linsen auf.

Das Schwergewicht dieser Vorkommen liegt bei Zandlach (Kolbnitz) auf dem benachbarten Kartenblatt 181 Obervellach. Kleine Ausbisse finden sich in der Fortsetzung auch auf dem Blatt 182 Spittal a.d. Drau, unter anderem im Mühlendorfer Graben. Die Vorkommen insbesondere im Raum von Kolbnitz wurden in der Zeit unmittelbar nach dem 1. Weltkrieg intensiv aber ohne anhaltenden Erfolg beschürft (UČIK, 1970)

Feldspat

Grobkörnige Pegmatite und Pegmatitgneise der ostalpinen Kristallineinheiten Kärntens waren vielfach Gegenstand bergmännischer Gewinnung von Feldspat, reinem Quarz und Hellglimmer. Darüber hinaus wurden diese auch hinsichtlich der Gewinnbarkeit seltener Elemente bzw. Minerale untersucht, die sich in diesen Restlösungsgesteinen angereichert haben.

Ein Charakteristikum des Kartenblattes sind die feldspatreichen Pegmatite des Millstättersee-Rückens bei Spittal a.d. Drau, die bereichsweise auch zur Feldspatgewinnung genutzt wurden. Muttergesteine der Pegmatite sind quarzreiche Zweiglimmergneise bis stark schiefrige Paragneise des Millstatt-Komplexes, in dem sie postgenetisch tektonisch weitgehend eingeregelt wurden (LUECKE & UČIK, 1986; UČIK, 2005b). Die Größe der Pegmatitkörper unterliegt großen Schwankungen. Im Bereich des Wolfsberges erreichen sie mehrere Zehnermeter Mächtigkeit und eine Länge von 250 m bis über 300 m. Albitreicher Plagioklas und Kalifeldspat in wechselnden Mengenverhältnissen sind die weitaus vorherrschenden Hauptgemengteile dieser Pegmatite.

Besonders erwähnenswert ist der Bestand an seltenen Mineralphasen in den Pegmatiten, unter ihnen viele Phosphate (z.B. Columbit, Montebrasit, Childrenit, Augelith). Obwohl die in der keramischen Industrie sowie bei der Erzeugung von Glas besonders begehrten Alkalifeldspäte nur einen Teil des Feldspates in diesen Pegmatiten ausmachen, kam es doch zu einer zeitweiligen Gewinnung dieser Pegmatite.

In Lippnik oberhalb der Lieserschlucht hat man bereits gegen Ende der Zwanzigerjahre des 19. Jahrhunderts kleine Pegmatitlagen untertägig in Abbau genommen. Dieser Betrieb wurde 1962 endgültig stillgelegt. 1954 begann der Abbau des wesentlich bedeutsameren Vorkommens bei Wolfsberg (über 1 Mio. Tonnen Gesamtpegmatit). Aber auch nach der endgültigen Einstellung des Abbaues Lippnik hielten sich die am Wolfsberg meist im Tagbau gewonnenen Feldspatmengen in Grenzen (Maximalmenge ca. 5.000 t im Jahre 1962).

Abgesehen von den größeren Linsen im Bereich des Wolfsberges gibt es noch eine Anzahl weiterer Lager von jeweils 100.000 t oder mehr Pegmatitinhalt (z.B. Hahnenkofel, Hochgosch), sodass die Gewinnung einfacher Feldspatsorten von den Vorräten her auf Jahrzehnte möglich wäre. Vom wissenschaftlichen Interesse ist eine ganz kleine Pegmatitlinse in Edling, die das Li-Mineral Spodumen enthält.

9. Ausgewählte Exkursionspunkte

Mehrere detailliert beschriebene Exkursionsrouten auf dem Kartenblatt 182 Spittal a.d. Drau finden sich in SCHUSTER (2005a). An dieser Stelle sind einige Exkursionspunkte verkürzt wiedergegeben und einige zusätzliche Exkursionspunkte angeführt.

9.1. Penninische und Subpenninische Decken im Bereich des Maltatales

Die Exkursionspunkte liegen entlang eines Weges, welcher vom Maltaberg über den Ballonwald, das Feistritzbachtal, das Faschauner Törl, die Perschitz und die Schlüsselhütte bis zu den Gößfällen führt (Details in PESTAL, 2005).

Haltepunkt 1: Profil „Ballonwald“

Lokalität: WGS 84 46°58' 05" N, 13°29' 56" E, Sh. 1500 m.

Eine Forststraße erschließt den Ballonwald und die östliche Talseite des Feistritzbachtals. Entlang dieser ist über etwa 1,5 km ein Profil vom liegenden Teil des Glockner-Deckensystems über die Murtörl-Schrovin-Schuppe in den hangenden Teil der Storz-Decke exzellent aufgeschlossen. Die Gesteine fallen mit 30° bis 50° nach SE ein und zeigen von Osten gegen Westen und damit vom Hangenden gegen das Liegende folgende lithologische Abfolge:

Die ersten Aufschlüsse bestehen aus Kalkglimmerschiefern der Bündnerschiefer-Gruppe (104) in ihrer typischen Ausbildung. Sie gehören zu einem weit über dreihundert Meter mächtigen Kalkglimmerschieferzug, der die Bergkuppe des Ballonwaldes bildet. Im liegenden Teil des Kalkglimmerschieferzuges befinden sich eine Einschaltung dunkler Phyllite sowie eine Einschaltung von Chlorit-schiefern. Danach endet das Glockner-Deckensystem.

Die Murtörl-Schrovin-Schuppe beginnt mit Gesteinen der Wustkogel-Formation (115). Diese wurden in unserem Profil lokal tektonisch deutlich reduziert und treten hier nur als dünnes, lediglich 2–3 m Mächtigkeit messendes Band aus hellen, glimmerreichen, quarzitischen Schiefern auf.

Die im Liegenden folgende, etwa 30 Meter mächtige Murtörl-Formation (116) wird ausschließlich von dunkelgrauen Schiefern aufgebaut, deren Schieferungsflächen in der Art klassischer Phyllite von durchgehenden grauen Glimmerhäuten überzogen sind. Auf diesen erkennt man aber sofort millimeterkleine, warzenartige Knoten, die sich im Querbruch mit der Lupe leicht als Feldspatblasten identifizieren lassen. Es handelt sich hier ausschließlich um Albitblasten, die spätkinematisch im Zuge der alpinen Regionalmetamorphose gemeinsam mit Biotit gebildet wurden.

Scharf begrenzt folgen im Liegenden der Murtörl-Formation die Prävarisischen Gesteinskomplexe. Mit dieser Grenze endet auch die tektonische Einheit der Murtörl-Schrovin-Schuppe, und die Storz-Decke beginnt. Es treten aplitisch injizierte Paragneise auf, die von zahlreichen Dezimeter bis Halbmeter mächtigen Phyllonithorizonten durchzogen sind. Die parallel zur Hauptschieferung der Paragneise verlaufenden Phyllonitizonen belegen, dass es sich bei dieser lithologischen Abfolge um den Kareck-Komplex (129) handelt. Bei eingehender Betrachtung der Aufschlüsse erkennt man weiters einen mehrere Zehnermeter mächtigen, Albitblasten führenden Bereich, der den Hangenden, von Phyllonithorizonten durchzogenen Teil des Altkristallins erfasst. Dieser ist ein weiteres, aber überaus wichtiges Bestimmungskriterium des Kareck-Komplexes. Die Minerale Albit, Epidot, Chlorit und Serizit sind nach der alpinen Deformation unter schwach metamorphen Bedingungen rekristallisiert.

Nur allmählich und ohne scharfe Grenze gehen die Lithologien des Kareck-Komplexes in das sozusagen „normale Altkristallin“ des Storz-Komplexes über,

das entlang der Forststraße bis zum Feistritzbach bestens studiert werden kann. Es treten aplitisch injizierte Paragneise z.T. mit migmatischen Texturen (130) und Amphibolite (132) auf.

Haltepunkt 2: Profil „Faschauner Törl“ und Aussichtspunkt „Geologie des Maltatales“

Lokalität: WGS 84 46°58'38" N, 13°29'24" E, Sh. Kote 1791 m.

Im Gebiet um das Faschauner Törl sind die zentralen Teile der Storz-Decke aufgeschlossen. Diese werden aus biotitreichen Augengneisen (123) mit bis zu 2 cm großen Kalifeldspat-Augen aufgebaut. Die Gneise zeigen ein gut ausgeprägtes flach gewelltes Parallelgefüge, welches mit S130/30 bis S155/30 nahezu hangparallel zum Faschaunerbachtal einfällt. Der Augengneis ist etwa 200 m mächtig. Gegen Westen folgt der liegende Teil der Storz-Decke, welcher wiederum aus aplitisch injizierten Paragneisen (130) des Storz-Komplexes aufgebaut wird. Die Paragneise sind stark geschiefert, im cm- bis dm-Bereich gebändert und oft stark verfaltet. Die Orthogneise sind als konkordante und diskordante Aplitgneise und feinkörnige Biotitgranitgneise anzusprechen. Untergeordnet sind auch Biotitgranitgneise mit Augentextur und Granodioritgneise zu beobachten. Manche Aufschlüsse zeigen migmatische Strukturen. Im weiteren Verlauf erschließt die Forststraße auch Amphibolite (132), die als Metagabbros anzusprechen sind. Die grünweiß gesprenkelten, mittel- bis grobkörnigen Gesteine sind gut geschiefert. Sie bestehen aus 0,5 bis 2 cm großen Aggregaten aus grüner Hornblende und gelblich-grünen Bereichen, welche aus Albit und Epidot aufgebaut sind und die als Formrelikte von magmatischen Feldspäten aufzufassen sind.

Vom Aussichtspunkt am Faschauner Törl bietet sich ein guter Ausblick auf die verschiedenen Einheiten der östlichen Hohen Tauern, der anhand von Tafel 1 „Profile durch den Gößkern bis zum Rand des Tauernfensters“ geologisch interpretiert werden kann.

Haltepunkt 3: Silbereckmarmor südlich des Fallbaches

Lokalität: WGS 84 46°59'10" N, 13°28'51" E, Sh. 1630 m.

Südlich des Fallbaches bei der Kote 1602 m sind einige kleine Aufschlüsse des Silbereckmarmors (118) zu finden. Lithologisch handelt es sich um einen weißen, zuckerkörnigen Kalkmarmor, der hier stark verwittert und oberflächlich ocker gefärbt ist. Die mesozoischen Metasedimente der Silbereck-Zone treten in diesem Aufschlussbereich nur mehr in sehr reduziertem Schichtumfang auf.

Haltepunkt 4: Zentralgneise und Migmatite im Bereich der Schlüsselhütte

Lokalität: WGS 84 46°59'18" N, 13°28'12" E, Sh. 1335 m.

Rund 500 m östlich der Schlüsselhütte kann man entlang der Forststraße den zum Hochalmkern gehörenden Granodioritgneis (125) studieren. Mehrere Aufschlüsse zeigen ein mittelkörniges, schwarz-weiß-gesprenkeltes Gestein. Dunkle Nester bestehen überwiegend aus Biotit mit etwas Titanit und Orthit. In den hellen Bereichen sind leistenförmige Plagioklase (häufig komplex verzwilligt), Quarzester und Kalifeldspäte zu erkennen. Die nicht besonders deutlich entwickelte Schieferung des Granodioritgneises fällt mit S120/30 ein. Die durch die Elongation des Biotits bewirkte Lineation ist L095/20 orientiert. In Richtung der Lineation sind zentimeter- bis dezimetergroße, dioritische Schollen eingeregelt. Einzelne Aplitgneisgänge durchziehen den Granodioritgneis. Einige Bereiche zeigen schlierige Texturen. Diese werden durch unvollständig aufgelöste Schollen migmatischer Paragneise verursacht.

Nordwestlich der Schlüsselhütte erschließt die Forststraße ein mehrere km langes Profil durch die Migmatite des Reißbeck-Komplexes (134). Diese sind als deutlich hell-dunkel gebänderte, schlierige Gneise entwickelt. Die Neosombereiche sind abhängig von der Zusammensetzung der Edukte als Aplitgneise, Aplit-

granitgneise, Granodioritgneise oder leukokrate Tonalitgneise ausgebildet. Die Migmatite sind nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung als Zweiglimmergneis, als Biotit-Plagioklasgneis oder als Biotit-Hornblendegneis zu bezeichnen. Der Zweiglimmergneis mit meist schon makroskopisch erkennbarem Kalifeldspatgehalt bildet verbreitet Schlierenmigmatit und Nebulit. Alte Paragneisstrukturen gehen über stromatitische Partien in Diatexitgneis über. Gelegentlich sind auch daumennagelgroße Anreicherungen von Hellglimmern (Cordieritpseudomorphosen) zu beobachten.

Haltepunkt 5: Gößkern im Bereich zwischen Koschach, den Gößfällen und Pflüglhof

Lokalität: Sh 84 46°58' 56" N, 13°26' 52" E, Sh. 970 m.

Im tief eingeschnittenen Tal des Gößgrabens sind die Granitoide des Gößkernes mit mehr als 1500 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Der Graben mündet im Bereich zwischen Koschach und Pflüglhof mit der markanten Geländestufe der Gößfälle ins Maltatal. Die Straße ins Gößtal quert in 970 m Seehöhe oberhalb des „Dritten Gößfalls“ den Gößbach. Von hier führt ein kleiner Weg entlang der Gößfälle hinunter ins Maltatal. Entlang dieses Weges kann man in mehreren guten Aufschlüssen die Granitoide des Gößkernes studieren.

Die Gößfälle sind das Resultat der geringeren glazialen Erosionsleistung des Gößgletschers gegenüber der des Maltagletschers während des letzten Glazials und älterer Eiszeiten, die zur Ausbildung eines Hängetales führte. Wobei die Höhendifferenz von ~100 m zwischen Beginn der Wasserfälle und heutigem Talboden diesen Unterschied der beiden Gletscher nur bedingt veranschaulicht. So ist zu vermuten, dass mit der bei der Brandstatt einsetzenden Talweitung auch eine merkbare glaziale Übertiefung im unteren Maltatal und somit eine tiefe Lage der Felssohle unter der Geländeoberkante vorliegt.

Die Gößfälle und die anschließenden Festgesteinsschwellen zwischen Koschach und Pflüglhof werden überwiegend vom hellgrauen Granodioritgneis des Gößkernes (126) aufgebaut. Dieser wird von verschiedenen, teils Granat führenden Aplit- und Pegmatitgneisen durchschlagen und enthält hier auch mehrere kleine Septen des Alten Daches (migmatischen Bändergneis, Biotit-Hornblendegneis (134) und Amphibolit (135) des Reißbeck-Komplexes). Die Granodioritgneise dieses Bereiches besitzen eine mittelsteil nach NNE bis NE fallende Schieferung sowie eine deutliche, flach nach SE fallende Lineation. Hervorragende Aufschlüsse dieser Gesteine bieten auch die Steinbrüche bei Koschach und Pflüglhof. Alkalifeldspat bildet lokal bis 2 cm große Augen. Diese zeigen teils noch klare, durchsichtige Innenbereiche mit einer Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz. Der Plagioklas bleibt deutlich kleiner als der Kalifeldspat, ist stärker rekristallisiert und bildet zusammen mit gelängten Quarznestern die hellen Striemen. In den dunklen Bereichen sind Biotit, Titanit, Orthit und Epidot angereichert. Manchmal, wie z.B. in der Felsformation des obersten Gößfalles, können die sonst typischen Kalifeldspat-Augen auch gänzlich fehlen. In diesen Bereichen besitzt der Orthogneis eine tonalitische Zusammensetzung. In den Steinbrüchen wird ein straff geregelter Granodioritgneis mit zahlreichen hellen und dunklen Striemen und Augentextur abgebaut.

9.2. Ostalpines Kristallin und Massenbewegungen im Bereich der Goldeckgruppe

Die Aufschlusspunkte liegen am Weg von der Bergstation der Goldeck-Seilbahn über den Gipfel des Goldecks (2142 m), über die Goldeckhütte (1929 m) bis zur Mittelstation der Goldeck-Seilbahn (1640 m). Vom Gipfel des Goldecks hat man einen großartigen Ausblick auf alle im Bereich des Kartenblattes auftretenden

den Gebirgsgruppen, die dazwischenliegenden Täler und die wesentlichen Verkehrswege (Details in SCHUSTER & POSCH-TRÖZMÜLLER, 2005).

Haltepunkt 1: Massenbewegung unter der Bergstation der Goldeckseilbahn
Lokalität: WGS 84 46°45'44" N, 13°27'28" E, Sh. 2045 m.

Blickt man von der Terrasse der Bergstation der Seilbahn nach Norden, so sieht man unmittelbar vor der Bergstation eine mehrere Meter hohe Abrisskante einer Massenbewegung, welche sich über mehr als 100 m gegen Norden verfolgen lässt. Der Bereich unter der Abrisskante, auf dem auch die oberste Stütze der Seilbahn steht, ist tiefgründig bewegt und durch weitere Abrisskanten gegliedert. Auch der Westabhang des Goldeckgipfels zeigt eine durch tief greifende Massenbewegungen in große Schollen gegliederte Morphologie.

Haltepunkt 2: Phyllite des Goldeck-Komplexes am Goldeck-Gipfel
Lokalität: WGS 84 46°45'32" N, 13°27'33" E, Sh. 2142 m.

Direkt beim Gipfelkreuz des Goldecks befinden sich Aufschlüsse, die aus dünnplattig brechenden, silbergrau glänzenden, feinkörnigen Phylliten des Goldeck-Komplexes (41) aufgebaut sind. Steigt man gegen Süden ab, finden sich grüngraue Chloritschiefer (40). Die Gesteine fallen generell nach Süden ein und zeigen oft eine Verfaltung und Grenulation um E–W-streichende Achsen.

Haltepunkt 3: Bergerreißungen am Grat vom Goldeckgipfel gegen SE
Lokalität: WGS 84 46°45'25" N, 13°27'50" E, Sh. 2105 m.

Entlang des Grates vom Goldeckgipfel gegen SE kann man an mehreren Stellen Doppelgratbildungen und Bergerreißungen sehen. Sie bewirken eine Zerlegung sowohl nach Norden als auch nach Süden. Am Kogel in Sh. 2105 m ist ein mehrere Meter breiter und bis zu 1,5 m tiefer Graben ausgebildet. Dazu gibt es mehrere kleinere, sanft ausgeprägte Gräben sowie kleinere Vertiefungen, die z.T. einige Meter in den Fels hinabreichen.

Am SE-Ende des Kogels sieht man deutlich die Oberkante einer bereits nach N abgesackten Masse. Auch der Grat östlich des Kogels weist lange Zerrgräben auf, und auch der N–S-streichende Grat, auf dem die Goldeckhütte steht, scheint sowohl nach E als auch nach W zu zerreißen. Man sieht tiefe, etwa NNW–SSE- und N–S-streichende Zerrgräben. Ein besonders markanter Graben zieht unterhalb der Goldeckhütte vorbei. Der Hang westlich dieses Grates ist, wie die Morphologie zeigt, intensiv bewegt.

Haltepunkt 4: Glimmerschiefer des Gaugen-Komplexes bei der Krendlmaralm
Lokalität: WGS 84 46°46'07" N, 13°27'38" E, Sh. 1590 m.

An der Böschung bei der Kreuzung der Forststraße 100 m westlich des Gasthofes Krendlmaralm sind diaphthoritische Glimmerschiefer aus dem hangendsten Teil des Gaugen-Komplexes (53) anstehend. Die Gesteine sind kataklastisch zerbrochen und von Deformationszonen durchzogen. Im Gegensatz zu den überlagernden Phylliten des Goldeck-Komplexes brechen die Gesteine stückig und die einzelnen Muskovit- und Chloritblättchen sind zumeist gut erkennbar. Auch zeigen sie wesentlich ausgeprägtere rostbraune Verwitterungskrusten an den Trennflächen.

9.3. Paragneise und Pegmatitgneise des Millstatt-Komplexes S' Seeboden

Lokalität: WGS 84 46°48'46" N, 13°30'32" E, Sh. 600 m.

Der Aufschluss befindet sich etwa 100 m SSW der Brücke über den Abfluss des Millstätter Sees, auf der Straße nach St. Wolfgang. An der Straße sieht man quarzreiche Paragneise (77, 78) mit grobschuppigem Muskovit und Biotit. Weiters

ist Granat zu erkennen. Darin befinden sich helle Pegmatitgneise (71) mit Quarz, Feldspat und bis mehrere Zentimeter großen, grünlichen Hellglimmerschneitern. Selten ist etwas schwarz gefärbter Turmalin vorhanden. Die Gesteine fallen nach Norden ein und zeigen ein etwa E–W-orientiertes Streckungslinear.

9.4. Staukörper am Eisrand NW' Seeboden

Um die eindrucksvollen Terrassentreppen des „Lieser-Deltas“, also der vielen Niveaus von Staukörpern am Eisrand (28) NW' Seeboden zu erfassen, wird eine kleine Wanderung empfohlen, welche bei Kötzing beginnt und bis Seeboden führt (Details in REITNER et al., 2005).

In Kötzing befindet sich mit der Terrasse von Pirk – Unterhaus (LICHTENBERGER, 1953b) in 730 m über NN der höchste Staukörper am Eisrand des so genannten „Lieserdeltras“. Dieser liegt etwa 120 m über dem Millstättersee (588 m). Die Deltaschüttungen der Paläo-Lieser erfolgten in eine Nische am Rand eines einsinkenden Toteiskörpers, der zur damaligen Zeit noch die Wanne des heutigen Millstätter Sees ausfüllte. Durch den Verlust von mehr als 1000 m Eisdicke gegenüber dem Höhepunkt des Würm-Hochglazials (damalige Eisoberfläche in ~1800 m Seehöhe) waren bereits Teile des glazial überschliflenen Seerückens ausgeapert. Eine kleine Kiesentnahme (Bodenaustausch) schließt das Topset, das sind hier „braided-river“-Ablagerungen mit schlecht sortierten steinigen Schottern (sG-X) und untergeordneten Sandlinsen, auf. Das Spektrum wird von Granat führenden Glimmerschiefern des Ostalpins dominiert, die zusammen mit Serpentiniten und verschiedenen Orthogneisen das Einzugsgebiet der Lieser anzeigen.

Von Kötzing wandert man entlang des Baches südlich Unterhaus zum eingezeichneten Toteisloch. Dieses ist eine markante, in NW–SE-Richtung gestreckte Hohlform (ca. 20 m Höhendifferenz zur Umgebung), die innerhalb der Eisrandterrasse von Pirk-Unterhaus liegt. Bei der Schüttung des Eisstaukörpers wurde eine Toteisscholle eingesedimentiert. Geschützt durch die Sedimentüberlagerung konnte hier ein Eiskörper verzögert abtauen, währenddem die Deltasedimentation schon auf einem tieferen Seespiegelniveau erfolgte. Mit diesem Toteisloch lässt sich eine rasche Sedimentation an einem einbrechenden Eisrand veranschaulichen. Die Eisrandseen, in die die Paläo-Lieser schüttete, waren demnach temporäre und räumlich stark variierende Gebilde.

Im Zuge eines kurzen Fußmarsches kommen wir an aufgelassenen Kiesgruben vorbei, in denen sehr schön die Delta-Foresets zu sehen sind. Die aktiven Gruben (wie die Grube Gritschacher) dürfen nur mit Erlaubnis der Besitzer betreten werden. Über zwei weitere Terrassenniveaus, der Flur von „Dobra“ (auf Niveau der Einfahrt zur Schottergrube Gritschacher) und der des früheren Seebodner Flugfeldes (ERTL, 1982), welche das weitere Einsinken des stagnierenden Gletschers und damit die Absenkung des Stauseespiegelniveaus veranschaulichen, erreicht man letztlich den Millstätter See.

9.5. Endmoräne von Schlatzing und spätglaziale Entwicklung im Maltatal

Lokalität: WGS 46°57'46" N, 13°29'24" E, ~860 m.

Auf dem Weg in das hintere Maltatal liegt ca. 1,3 km nach dem Gemeindehaus von Malta (= Informationsstelle des Nationalparks Hohe Tauern) an der rechten Straßenseite beim Weiler Probsttratte ein Parkplatz. Von dort führt ein markierter Fußweg auf einen hochgelegenen Schwemmfächer des Feistritzbaches, eines linksseitigen Zuflusses der Malta.

Südlich bzw. südwestlich des Aussichtspunktes befindet sich der das Maltatal querende Endmoränenzug von Schlatzing (21, 22), der ein Zungenbecken umkränzt. Typisch für eine glaziale Serie schließt flussabwärts an die Moräne eine mindestens 10 m mächtige Schotterterrasse an. Weiters sind gegen Süden, auf der orographisch rechten Maltatalseite, Reste eines äußeren Endmoränenzuges zu erkennen. Beide Moränenzüge repräsentieren einen längeren Halt des Maltagletschers samt einer kleinen Oszillation. Die Verbreitung der damit assoziierten Terrassenschüttungen bis knapp vor Gmünd belegt eine freie Vorflut im Maltatal.

Aufgrund der paläogeographischen Situation (Größe des Gletschers, Fehlen etwaiger Toteisreste im Gletschervorfeld) wurde der Halt des Maltagletschers bei Schlatzing dem Gschnitz-Stadial (15.900–15.400 Jahre vor Heute) zugeordnet.

Gegen SE ist auf der orographisch rechten Maltatalseite die Innenseite der Endmoräne bei Schloss Dornbach ersichtlich. Diese ist mit einem Schotterkörper assoziiert, dessen Höhenlage deutlich über dem heutigen Maltatalniveau die Existenz von Toteisresten im Maltatal anzeigt. Dieser Moränenwall repräsentiert gemeinsam mit seinem Pendant bei Hilpersdorf eine kurzfristige Stabilisierung des Maltagletschers in der Eiszerfallsphase im frühen Würm-Spätglazial (~ 21.000–19.000 Jahre vor Heute). In denselben Zeitabschnitt fallen die im Hintergrund erkenntlichen, mächtigen Staukörper am Eisrand bei Gmünd.

9.6. Gletscherschliff bei Koschach im Maltatal

Lokalität: WGS 46°55'51" N, 13°27'36" E, Sh. 875 m.

Beim Wirtshaus in Koschach, etwa 4,6 km talaufwärts vom Ortszentrum Malta, startet der so genannte „Gletscherweg“. Dieser ist mit erläuternden Schautafeln ausgestattet und erschließt die glazial überformte Felslandschaft (Rundhöcker). Die Hauptattraktion ist der Gletscherschliff, der vom Maltagletscher letztmalig während des Gletscherhaltes von Schlatzing (Gschnitz-Stadial) überformt wurde.

9.7. Säuerling und Quelltuffe von Zlatting bei Trebesing

Lokalität: WGS 84 46°53'09" N, 13°30'17" E, Sh. 880 m.

Der Säuerling liegt in der Ortschaft Zlatting, Gemeinde Trebesing. Zu sehen sind die Quellstube und ein Zierbrunnen mit dem Mineralwasser. Ihrer Lage und dem Lösungsinhalt zufolge findet die Quelle ihr Einzugsgebiet vermutlich in den penninischen, z.T. auch unterostalpinen Karbonaten im Südosten des Sparberkopfes. Aufgrund des hohen CO₂-Gehalts und der Heliumisotope sind Gaszutritte aus großer Tiefe zu erwarten. In der weiteren Umgebung der Quelle treten Quelltuffe (Kalksinter) (8) auf.

Dank

Wir bedanken uns bei Karin SCHUSTER, Alfred GRUBER und Helene KAUTZ für die Durchsicht von großen Teilen des Manuskripts. Monika BRÜGGEMANN-LEDOLTER machte sich um einige Grafiken verdient. Weiters gebührt W. DEMMER (Korneuburg), W. EGGER (Malta) und H. MÜLLER (Spttal/Drau) Dank für wichtige sachdienliche Hinweise zu eiszeitlichen Phänomenen. Informationen zu Wildbächen stellten dankenswerterweise die Gebietsbauleitungen der Wildbach- und Lawinerverbauung „Liesertal und Ossiacher Seebecken“ (Leitung H. GFERER) sowie „Drautal und Mölltal“ (Leitung: E. FERLAN; beide Sektion Kärnten; Villach) zur Verfügung.

Literatur

- AMT DER KÄRNTNER LANDESREGIERUNG (Hrsg.) (1971): Hochwasser und Raumplanung – Ursachen, Vorbeugung und Maßnahmen. – Schriftenreihe für Raumforschung und Raumplanung, **11**, 152 S., Klagenfurt.
- ANGEL, F. (1939): Begehungen im Gebiete der Silbereckscholle. – Fortschr. Miner., Kristallogr. u. Petr., **23**, 5–24, Berlin.
- ANGEL, F. & KRAJICEK, E. (1939): Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. – Carinthia II, **49**, 26–57, Klagenfurt.
- ANGEL, F. & MEIXNER, H. (1953): Die Mineralagerstätte im „Eklogit“-Bruch der Lieserschluft bei Spittal an der Drau. – Carinthia II, **63/1**, 169–170.
- ANGEL, F. & STABER, R. (1937): Migmatite der Hochalm-Ankogel-Gruppe. – Min. u. Petr. Mitt., **49**, 117–167.
- ANGEL, F. & STABER, R. (1942): Geologische Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes, 1:50.000. – Wien (Freitag & Berndt).
- ANGEL, F. & STABER, R. (1952): Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. – Wiss. Alpenvereinsh., **13**, 112 S., 4 Abb., 10 Profilblätter, 1 geol. Kt.; Innsbruck.
- ARNDT, R. & AHL, A. (2006): AEM Combined with TDEM – A Good Tool for Mapping the Quaternary in Rugges Area – 68. Arbeitstagung, European Association of Geoscientists & Engineers, Wien, P64, Poster & Extended Abstract.
- ARNDT, R. & BÄK, R. (2005): Geophysik im Drautal – Ergebnisse und Erkenntnisse. – In: SCHUSTER, R. (Hrg.): Tagungsband zur Arbeitstagung 2005, 182 Spittal an der Drau und umliegende Blätter, 12.–16. 09. 2005 Gmünd, Kärnten, 103–115, Wien (Geol. B.-A.).
- BECK, H. (1929): Die Goldvorräte Österreichs. – XV. Internat. Geol. Congress, 35–46.
- BECKE, F. (1906): Das nordwestliche Randgebiet des Hochalmkerns. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. wiss. Kl., **115**, Abt. 1, 1696–1721, Wien.
- BECKE, F. (1908): Bericht über die Aufnahmen am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **117**, Abt. 1, 371–404, Wien.
- BECKE, F. (1909a): Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkerns. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **118**, Abt. 1, 1045–1072, Wien.
- BECKE, F. (1909b): Glazialspuren in den östlichen Hohen Tauern. – Z. f. Gletscherkde., **3** (1908/09), 202–214, Berlin.
- BEHRMANN, J.H. (1990): Zur Kinematik der Kontinentkollision in den Ostalpen. – Geotekt. Forsch., **76**, 1–180, Stuttgart.
- BELOCKY, R. (1987): Strukturgeologische Untersuchungen in Kristallin und Gurktaler Decke im Raum Radenthein – Bad Kleinkirchheim (Nockgebiet/Kärnten/Österreich). – Unpublizierte Dissertation Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 133 S, Wien.
- BJORCK, S., WALKER, M.J.C., CWCYNAR, L.C., JOHNSEN, S., KNUDSEN, K.-L., LOWE, J.J., WOHLFARTH, B. & INTIMATE Members (1998): An event stratigraphy for the last termination in the NorthAtlantic region based on the Greenland Ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. – J. Quaternary Sci., **13**, 283–292.
- BOROWICKA, H. (1966): Versuch einer stratigraphischen Gliederung des Dolomit-Kalkmarmorzuges zwischen Dietersbach- und Mühlbachtal (Oberpinzgau, Salzburg). – Unveröff. Vorarbeit Geol. Inst. Wien, 5 S., 11 Abb., 18 Taf., 1 geol. Kt., Wien.
- BORTENSCHLAGER, S. (1984): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols I: Inneres Ötztal und unteres Inntal. – Ber. nat. med. Verein, Innsbruck, **71**, 19–56, Innsbruck.
- BRANDL, H. & BRANDECKER, H. (1982): Autobahnbau unter extremen geotechnischen Bedingungen (Die Tauernautobahn im Liesertal). – Mitteilungen für Grundbau, Bodenmechanik und Felsbau, **1**, 111 S., Wien.
- BREWER, M.S. (1969): Excess radiometric Argon in metamorphic micas from the Eastern Alps, Austria. – Earth and Planetary Science Letters, **6**, 321–331.
- BRÜCKL, E. (2001): Geophysikalische Untersuchungen zur Hydrogeologie des oberen Drautales (Kärnten). – Bericht zu Projekt K-A-039/98, Institut für Geodäsie und Geophysik, TU Wien.
- BUCHENAUER, H.W. (1990): Gletscher- und Blockgletschergeschichte der westlichen Schobergruppe (Osttirol). – Marburger Geographische Schriften, **117**, 276 S., Marburg/Lahn.
- CANAVAL, R. (1882): Das Erdbeben von Gmünd am 5. November 1881. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., I, **86**, 353–409, Wien.

- CANAVAL, R. (1895): Über die Goldseifen der Lieser. – Arch. prakt. Geol., **2**, 599–608, Wien.
- CANAVAL, R. (1918): Bemerkungen über die „Kriegsquelle“ bei Trebesing im Liesertal (Kärnten). – Carinthia II, **28**, 31–39, Klagenfurt.
- CANAVAL, R. (1934): Die Antimonitvorkommen des oberen Drautaales. – Mont. Rdsch., **26**, H. 20: 1–8, H. 21: 1–8, Wien.
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quarzstratigraphie – Stratotypen des Würm-Glazials. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **35**, 185–206, Hannover.
- CLAR, E. & DEMMER, W. (1979): Die Geologie der Kraftwerksgruppe Malta. – Österr. Z. für Elektrizitätswirt., **32**, 12–20, Wien.
- CLIFF, R.A. (1981): Pre-Alpine history of the Pennine zone in the Tauern Window, Austria: U-Pb and Rb-Sr geochronology. – Contrib. Mineral. Petrol., **77**, 262–266, Berlin.
- CLIFF, R.A., NORRIS, R.J., OXBURGH, E.R. & WRIGHT, R.C. (1971): Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reisseck and southern Ankogel groups, the Eastern Alps. – Jb. Geol. B.-A., **114**, 121–272, 63 Fig., Beil. 7–10, Wien.
- CONRAD, V., DIEM, K., KNETT, J., MEYER, H.H. & STOCKMAYER, S. (1928): Österreichisches Bäderbuch – offizielles Handbuch der Mineralquellen, Kurorte und Kuranstalten Österreichs. – Volksgesundheitsamt im Bundesministerium für soziale Verwaltung (Hrsg.), Verlag der österreichischen Staatsdruckerei, Wien.
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1935): Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes 1 : 25 000. – 34 S., 1 Abb., Wien (Geol. B.-A.).
- CORNELIUS, H.P. & CLAR, E. (1939): Geologie des Großglocknergebietes (I. Teil). – Abh. d. Zweigstelle Wien d. Reichsst. f. Bodenforsch., **25**, 1–305, mit Karte, Wien.
- DEMMER, W. (1967): Vereinfachtes geologisches Profil des Gößstollens und Beschreibung der geologischen Verhältnisse. – In: MAGNET, E.: Der Gößstollen der Österr. Draukraftwerke AG, „Der Bauingenieur“, **42/11**, 408–412, Berlin.
- DEMMER, W. (1971): Vereinfachtes geologisches Profil des Maltastollens und Beschreibung der geologischen Verhältnisse. – In: MAGNET, E. & WANDERER, J.: Der Maltastollen, ein geologischer Großaufschluß für das Maltakraftwerk, „Der Bauingenieur“, **46/8**, 285–289, Berlin.
- DEMMER, W. (1984): Ungewöhnliche Bodenstrukturen im Gründungsbereich der Kraftstation Möllbrücke der Kraftwerksanlage Malta – Unterstufe. – Mitt. d. Institutes für Bodenmechanik, Feinmechanik und Grundbau an der Fakultät für Bauingenieurwesen und Architektur der Universität Innsbruck, **5**, 22–43, Innsbruck.
- DEUTSCH, A. (1977): Geologie und Petrographie der mittleren Goldeckgruppe (Kärnten/Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **120/2**, 231–294.
- DEUTSCH, A. (1984): Young Alpine dykes south of the Tauern Window (Austria): A K-Ar and Sr isotope study. – Contrib. Mineral. Petrol., **85**, 45–57.
- DEUTSCH, A. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 182 Spittal an der Drau und 199 Hermagor. – Jb. Geol. B.-A., **128/2**, 318–319, Wien.
- DEUTSCH, A. (1986): Geochemie oligozäner shoshonitischer Ganggesteine aus der Kreuzeckgruppe (Kärnten/Osttirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **32**, 105–124.
- DEUTSCH, A. (1988a): Die frühalpidische Metamorphose in der Goldeck-Gruppe (Kärnten). – Nachweis anhand von Rb-Sr-Altersbestimmungen und Gefügebeobachtungen. – Jb. Geol. B.-A., **131/4**, 553–562.
- DEUTSCH, A. (1988b): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 182 Spittal an der Drau. – Jb. Geol. B.-A., **131/3**, 464–465, Wien.
- DIEM, K. (1914.): Österreichisches Bäderbuch, Offizielles Handbuch der Bäder, Kurorte und Heilanstalten Österreichs über Veranlassung und mit Unterstützung des k. k. Ministeriums des Inneren. – Wien – Berlin (Urban & Schwarzenberg).
- DINGELDEY, Ch., DALLMEYER, R.D., KOLLER, F. & MASSONNE, H.J. (1997): P-T-t History of the Lower Austroalpine Nappe Complex in the “Tarntaler Berge” NW of the Tauern Window: implications for the tectonic evolution of the central Eastern Alps. – Contrib. Mineral. Petrol., **129**, 1–19.
- ELSNER, R. (1991): Geologische Untersuchungen im Grenzbereich Ostalpin – Penninikum am Tauern-Südostrand zwischen Katschberg und Spittal a. d. Drau (Kärnten, Österreich). – Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie A, **10**, 239 S. 61 Abb., Frankfurt.
- ERTL, V. (1982): Bericht 1981 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und im Quartär (Seerücken, St. Peter in Holz, Lieserbrücke, Seeboden) auf Blatt 182 Spittal/Drau. – 9 Bl., Archiv der Geol. B.A.
- ERTL, V. (1983) Bericht 1982 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 182 Spittal/Drau. – Jb. Geol. B.-A., **126**, 328–330, Wien.

- ERTL, V. (1984a): Bericht 1980 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und Quartär (Seerücken, Drau- und Liesertal) auf Blatt 182 Spittal a.d. Drau. – Verh. Geol. B.-A., **1981**, A99–A103, Wien.
- ERTL, V. (1984b): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im Quartär und Kristallin auf Blatt 182 Spittal a.d. Drau. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 255–257, Wien.
- ERTL, V. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen auf Blatt 182 Spittal a.d. Drau. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 319–321, Wien.
- ERTL, V. (1986): 8 Manuskriptkarten zu Blatt 182 Spittal/Drau. – Bibl. Geol. Bundesanst./Wiss. Archiv, Wien.
- EXNER, Ch. (1939a): Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 240 S., 1 Beil.-Bd. (28 Fig., 94 Abb., geol. Kt. 1 : 25.000), Wien.
- EXNER, Ch. (1939b): Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. I. Teil. – Jb. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **89**, 285–314, Taf. 7–8, Wien.
- EXNER, Ch. (1940): Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal. II. Teil. – Mitt. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **1**, 241–306, 14 Abb., Taf. 4–9, 1 Kt., Wien.
- EXNER, Ch. (1942): Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone (Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, III. Teil). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **35**, 49–106, Wien.
- EXNER, Ch. (1944): Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone. – Mitt. Appenl. Geol. Ver. (Geol. Ges. Wien), **35**, 49–106, Wien.
- EXNER, Ch. (1954): Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal a.d. Drau. – Jb. Geol. B.-A., **97**, 17–37, Tafel I–III, Wien.
- EXNER, Ch. (1957): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1 : 50.000. – 168 S., 8 Abb., 8 Taf., Wien.
- EXNER, Ch. (1962): Sonnblicklamelle und Mölltallinie. – Jb. Geol. B.-A., **105**, 273–286, 2 Abb., Tafel 19, Wien.
- EXNER, Ch. (1971a): Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **114**, 1–119, 16 Abb., Taf. 1–6, Wien.
- EXNER, Ch. (1971b): Aufnahmen 1970 auf Blatt Muhr (156) und Vergleichsbegehungen auf Blatt Spittal a.d. Drau (182). – Verh. Geol. B.-A., **1971/4**, 28–30, Wien.
- EXNER, Ch. (1972): Aufnahmen 1971 auf Blatt Muhr (156) und Vergleichsbegehungen auf Blatt Spittal a.d. Drau (182). – Verh. Geol. B.-A., **1972/3**, 30–31, Wien.
- EXNER, Ch. (1979): Zur Geologie der Ankogel-Hochalmgruppe. Mit geologischer Übersichtskarte. – Alpenver. Jb., **1979**, 5–15, Innsbruck.
- EXNER, Ch. (1980a): Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten. – Jb. Geol. B.-A., **123**, 343–410, 10 Abb., Beil. 5–6, Wien.
- EXNER, Ch. (1980b): Das Kristallin östlich der Katschbergzone. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72** (1978/79): 167–189, Wien.
- EXNER, Ch. (1982): Geologie der zentralen Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A., **125**, 51–154, 22 Abb., Beilage 7, Wien.
- EXNER, Ch. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Hafnergruppe. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **29**, 41–74, Beil.: Geol. Kt. 1 : 25.000, Wien.
- EXNER, Ch. (1984): Der Südrand des Tauernfensters bei Spittal a.d. Drau. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 349–367, 9 Abb., Wien.
- EXNER, Ch. (1989): Geologie des mittleren Lungaus. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 7–103, 34 Abb., 1 Tab., Wien.
- EXNER, Ch. (1990): Erläuterungen zur Geologischen Karte des mittleren Lungaus. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **36**, 1–38, 3 Abb., geol. Kt. 1 : 25.000, Wien.
- EXNER, Ch. (1991): Bundschuhgneis und Granatglimmerschiefer bei Ramingstein (Lungau, Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **134/1**, 15–25, Wien.
- FOETTERLE, F. (1855): Special- Karte des Kgr. Illyrien u. d. Hzt. Steyermark 1 : 144000, Blatt Umgebungen von Ober Vellach, Spittal und Gmuend. – Aquarell; 38 x 26 cm. – Archiv Geol. B.-A., Wien.
- FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, Ch. (1987): Metamorphic und Tectonic History of the Central Tauern Window. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 34–54, Wien (Deuticke).
- FRANK, W., KRÁLIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1987): Geochronological data from the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 272–281, Wien (Deuticke).
- FRASER, D.C. (1978): Resistivity mapping with an airborne multicoil electromagnetic system – Geophysics, **43**, 144–172.

- FRASL, G. (1958): Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **101**, 323–472, 1 Taf., 4 Abb., Wien.
- FRASL, G. & FRANK, W. (1964): Mittlere Hohe Tauern (Exkursionsführer). – Mitt. österr. geol. Ges., **57**, Wien.
- FRASL, G. & FRANK, W. (1966): Einführung in die Geologie und Petrologie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. – Der Aufschluß, Sonderh. **15**, 30–58, 3 Abb., 1 Tab., 2 Beil., Heidelberg.
- FRIEDRICH, O.M. (1935): Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden. – Berg- und Hüttenmänn. Jb., **83**, 1–19, Wien.
- FRIMMEL, H. (1984): Kristallin und Strukturgeologische Untersuchungen im Raume westlich von Turrach (Steiermark/Salzburg) mit besonderer Berücksichtigung von Kristallin-Gerölen im Oberkarbon-Konglomerat der Gurktaler Decke. – Unveröff. Vorarbeit Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 151 S., Wien.
- FRIMMEL, H. (1987): Strukturgeologische, Geochemische und Geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des NW-Randes der Gurktaler Decke. – Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 199 S., Wien.
- FRIMMEL, H.E. (1988): Metagranitoide am Westrand der Gurktaler Decke (Oberostalpin): Genese und paläotektonische Implikationen. – Jb. Geol. B.-A., **131/4**, 575–592.
- FRISCH, W. (1975a): Hochstegen-Fazies und Grestener Fazies – ein Vergleich des Jura. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1975/2**, 82–90, Stuttgart.
- FRISCH, W. (1975b): Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: Das Profil am Wolfendorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., **1974/2–3**, 201–221, Wien.
- FRISCH, W. (1977): Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **11**, 675–696.
- FRISCH, W. DUNKL, I. & KUHLEMANN, J. (2000): Post-collisional orogen-parallel large scale extension in the Eastern Alps. – Tectonophysics, **327**, 239–265.
- 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.
- FRITZ, A. (1967): Beitrag zur spät- und postglazialen Pollenstratigraphie und Vegetationsgeschichte Kärntens. – Carinthia II, **77**, 5–37, Klagenfurt
- FRITZ, A. (1978): Pollenstratigraphische Probleme des Würm- und des Postglazials in Kärnten. – Carinthia II, 189–206, Klagenfurt.
- FRITZ, A. (1999): 4000 Jahre menschliche Siedlungstätigkeit im Spiegel der Pollenanalyse: Ein Pollendiagramm vom Millstätter See. – Carinthia I, **189**, 43–52, Klagenfurt.
- FRITZ, A., GLEIRSCHER, P. & MÜLLER, H. (1998): 4000 Jahre Vergangenheit aus der Tiefe des Millstätter Sees. – In: MILDNER, P. & ZWANDER, H. (Hrsg.): Kärnten-Natur: Die Vielfalt eines Landes im Süden Österreichs, 277–282, Klagenfurt (Verlag des Naturwissenschaftlicher Vereins für Kärnten).
- FRITZ, A. & UCIK, F.H. (1996): Neue Ergebnisse aus dem Würmglazial Kärntens. – Carinthia II, **106**, 361–386, Klagenfurt.
- FROITZHEIM, N. & MANATSCHAL, G. (1996): Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). – Bulletin Geolog. Soc. America, **108**, 1120–1133.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, St.M. & FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. – Eclogae geol. Helv., **89**, 81–110, Basel (Birkhäuser).
- FÜRST, J., MAIR-GRUBER, J., REICHEL, G. & NACHTNEBEL, H.P. (1993): Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg/Oberes Drautal; Enderbericht. – Bericht zu Projekt K-A-024c/91–F, Universität für Bodenkultur, Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und konstruktiven Wasserbau, Wien, 1993.
- FÜRST, J. & NACHTNEBEL, H.P. (1988): Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg/Oberes Drautal. Bericht über den Arbeitsabschnitt 1987/88. – Bericht zu Projekt K-A-024c/87, Universität für Bodenkultur, Institut für Wasserwirtschaft, Wien.
- GANGL, G. (2005): Starkbeben in Kärnten. – In: SCHUSTER, R. (Hrsg.): Tagungsband zur Arbeitstagung 2005, 182 Spittal an der Drau und umliegende Blätter, 12.–16. 09. 2005 Gmünd, Kärnten, 129–130, Wien (Geol. B.-A.).
- GENSER, J. (1992): Struktur-, Gefüge- und Metamorphoseentwicklung einer kollisionären Plattengrenze: Das Beispiel des Tauernfensters (Kärnten/Österreich). – Unpubl. Dissertation Karl-Franzens Universität Graz, 379 S., Graz.

- GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989): Low angle normal faults at the eastern margin of the Tauern window (Eastern Alps). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**, 233–243.
- GEYER, G. (1891): Bericht über die Geologischen Aufnahmen im Gebiet des Spezialkartenblattes Murau. – Verh. Geol. R.-A., **1891**, 108–120, Wien.
- GEYER, G. (1892): Reisebericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau (Salzburg). – Verh. Geol. R.-A., **1892**, 319–327, Wien.
- GÖD, R. (1976): Petrologische Untersuchungen an einem alpinotypen Granitgneis und seinen Hüllgesteinen („Villacher Granitgneis“, Kärnten, Österreich). – Tscherm. Mineral. Petrogr. Mitt., **23**, 251–273.
- GRESSEL, W. & HUBER, A. (1982): Die Frauenwandl-Höhle im Maltatal. – Carinthia II, **92**, 195–204, Klagenfurt.
- GÜNTHER, W. & PAAR, W.H. (2000): Schatzkammer Hohe Tauern. 2000 Jahre Goldbergbau. – Pustet, 408 S., 421 Abb., 4 Tab., 23 Anh., Salzburg.
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs (Endbericht). – 32 S., 5 Abb., 1 Beil., 1 Anh., Inst. f. Meteor. u. Geophys., Univ. Wien.
- HAMMERL, Ch. (1995): Das Erdbeben vom 4. Mai 1201. – Mitteilungen des Inst. f. Österr. Geschichtsforschung, **103/3–4**, 350–368.
- HAMMERL, Ch. (1998): New sources for the earthquake of Dec. 4th, 1690 in Carinthia/Austria. – State of the art. – In: Proceedings of the XXVIth General of the European Seismological Commission in Tel Aviv (23.–28. August 1998).
- HAMMERL, Ch. (2005): Historische Erdbeben in Kärnten mit besonderer Berücksichtigung des Bebens vom 4. Mai 1201. – In: SCHUSTER, R. (Hrsg.): Tagungsband zur Arbeitstagung 2005, 182 Spittal an der Drau und umliegende Blätter, 12.–16. 09. 2005 Gmünd, Kärnten, 125–128, Wien (Geol. B.-A.).
- HANISCH, A. & SCHMID, H. (1901): Österreichs Steinbrüche. Verzeichnis der Steinbrüche, welche Quader, Stufen, Pflastersteine, Schleif- und Mühlsteine oder Dachplatten liefern. – 352 S., Wien (C. Graeser & Co).
- 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.
- HÄUSLER, H., BECHTOLD, D., BRANDECKER, H., DEMMER, W. & HEINZ, H. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich. Erläuterungen zu Blatt 156 Muhr. – 59 S., Wien (Geol. B.-A.).
- HAWKESWORTH, C.J. (1976): Rb/Sr Geochronology in the Eastern Alps. – Contrib. Mineral. Petrol., **54**, 225–244.
- HAYDARI, F. & UCIK, F.H. (1983): Dekorgesteine in Kärnten. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **3**, Proj. K-A-012/80, 35–41, 1 Abb., Wien.
- HEINRICH, M. & LIPIARSKI, P., m. Beitr. v. GASSER, V., KOLLARS, B., LIPIARSKA, I., MASSIMO, D., MOSHAMMER, B., POSCH-TRÖZMÜLLER, G., RABEDER, J., REITNER, H. & UCIK, F.H. (2005): Erfassung des Baurohstoffpotenzials in Kärnten Phase 2: Festgesteine. – Unveröff. Endbericht Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt K-C-023/F/2002–03, 3+18 Bl., 4 Tab., 5 Abb., 5 Beil., Wien (Geol. B.-A. / FA Rohstoffgeologie).
- HEINZ, H. (1987): Geologie der östlichen Goldeckgruppe (Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 175–203, Wien.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987a): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Kärnten. – Bericht Projekt KC-16/85, 16 S., 5 Abb., 9 Beil., Wien.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987b): Auswertung aeromagnetischer Daten aus dem Bundesland Salzburg. – Bericht Projekt SC-2f/84, 15 S., 4 Abb., 6 Beil., Wien.
- HEINZ, H. & WALACH, G. (1979): Ergebnisse refraktionsseismischer Messungen im Gebiet des Lurnfeldes (Drautal, Oberkärnten) – Verh. Geol. B.-A., **1979/2**, 77–83.
- HEJL, E. (2005): Erläuterungen zu Blatt 157 Tamsweg. – 83 S., Wien (Geol. B.-A.).
- HERZOG, U. (1964): Geologische Untersuchungen als Grundlage eines Verbauplanes am N-Ufer des Millstätter-Sees. – Unpublizierte Diss. Fak. Phil. Karl-Franzens-Universität Graz, 153 S., Graz.
- HERITSCH, F. (1924): Gesteine aus dem oberen Murgebiet. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **60**, 12–24, Graz.
- HERITSCH, F. (1927): Kristallin der Lieserschlucht bei Spittal a.d. Drau. – Verh. Geol. B.-A., **1926**, 143–146, Wien.
- HOBIGER, G., KLEIN, P., DENK, J., GRÖSEL, K., HEGER, H., KOHAUT, S., KELLMANN, W., LAMPL, H., LIPIARSKI, P., PIRKL, H., SCHEDL, A., SCHUBERT, G., SHADLAU, S. & WINTER, P. (2004): GEOHINT – Österreichweite Abschätzung von regionalisierten, hydrochemischen Hintergrundgehalten in oberflächennahen Grundwasserkörpern auf der Basis geochemischer

- und wasserchemischer Analysedaten zur Umsetzung der Wasserrahmenrichtlinie 2000/60/EG (Geogene Hintergrundgehalte oberflächennaher Grundwasserkörper) – Unveröff. Bericht (Zl. 70.215/08–VII 1/03), Wien.
- HOBIGER, G., KOLLMANN, W. & SHADLAU, S. (2005): Thermal- und Mineralwässer. – In: Hydrologischer Atlas Österreichs (HAÖ), 2. Lieferung, Kartentafel 6.6., Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft (ISBN 3–85437–250–7), Wien.
- HÖFER, C.G. & TICHY, G. (2005): Fossilfunde aus dem Silbereckmarmor des Silberecks, Hafnergruppe (Hohe Tauern, Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **47**, 145–158, Wien.
- HOINKES, G., KOLLER, F., RANTITSCH, G., DACHS, E., HÖCK, V., NEUBAUER, F. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79**, 155–181.
- HOKE, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE-Tauern Window, Eastern Alps – Basement Crust in a convergent plate Boundary Zone. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 5–87, Wien.
- HOLDHAUS, K. (1921): Über die Auffindung von Trias im Königstuhlgebiet in Kärnten. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., **58**, 19–21, Wien.
- HOLLAND, T.J.B. (1979): High water activities in the generation of high pressure kyanite eclogites in the Tauern Window. – Austrian J. Geology, **87/1**, 1–27.
- HOLUB, B. (1988): Geologie, Petrologie und Intrusionsfolge der Zentralgneise im Großelendtal (Hochalm-Ankogel-Gruppe, Kärnten). – Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Salzburg, 217 S., 72 Abb., 21 Tab., 3 Beil., Salzburg.
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1989): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil I: petrographische Gliederung und Intrusionsfolge. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81** (1988), 5–31, 3 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Wien.
- HOLUB, B. & MARSCHALLINGER, R. (1990): Die Zentralgneise im Hochalm-Ankogel-Massiv (östliches Tauernfenster). Teil II: zirkontypologische und geochemische Charakteristik. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **82** (1990), 19–44, 11 Abb., 2 Tab., 2 Taf., Wien.
- HORNINGER, G. (1956): Geologische Ergebnisse bei einigen Kraftwerksbauten. – Verh. Geol. B.-A., **1956/1**, 114–118, Wien.
- HORNINGER, G. (1957): Geologische Ergebnisse bei einigen Kraftwerksbauten. – Verh. Geol. B.-A., **1957/1**, 99–103, Wien.
- HORNINGER, G. (1958a): Geologische Ergebnisse bei einigen Kraftwerksbauten. – Verh. Geol. B.-A., **1958/3**, 282–286, Wien.
- HORNINGER, G. (1958b): Einiges über Talzuschübe und deren Vorzeichnung, Geologie und Bauwesen, **24/1**, 37–45, Wien.
- HORNINGER, G. (1959): Geologische Ergebnisse bei einigen Kraftwerksbauten in Österreich. – Verh. Geol. B.-A., **1959/3**, A112–A115, Wien.
- HORNINGER, G. (1960): Baugeologisches aus der Kraftwerksgruppe Reißeck-Kreuzeck. – ÖZE, **13/6**, 260–264.
- HUBER, A. (2002): Erdbebenschäden an der Millstätter Stiftskirche – Folgerungen für deren Baugeschichte. – Carinthia I, **192**, 343–361.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, Ch. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – Journal of Quaternary Science, **21(2)**, 115–130.
- JANSCHKEK, H. (1989a): Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg/Oberes Drautal. 2. Teil. Geoelektrische Tiefensondierungen. – Bericht zu Projekt K-A-024c/88–F, Geocenter-Rohstoffforschung Kärnten, Klagenfurt.
- JANSCHKEK, H., 1989b: Geoelektrische Tiefensondierungen / Oberes Drautal – Projekt KA-240/F-88, Geoelektrische Tiefensondierung Linien Obergottesfeld & Kleblach I, [im Projektrahmen] Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg, II/IV, Ferlach.
- JANSCHKEK, H. (1992a): Geoelektrische Tiefensondierungen / Oberes Drautal – Endbericht, Projekt KA-24C/F91, Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg, IV/IV, Leoben;
- JANSCHKEK, H. (1992b): Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg/Oberes Drautal. Geoelektrische Tiefensondierungen. – Bericht zu Projekt K-A-024c/91–F, Geocenter-Rohstoffforschung Kärnten, Klagenfurt,
- JOCHUM, B., RÖMER, A.G. & SUPPER, R. (2004): Bodengeophysikalische Messung zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten – Jahresbericht 2003/2004 des ÜLG 35, 1–129, Wien (Geol. B.-A.).
- JOCHUM, B., RÖMER, A.G. & SUPPER, R. (in Druck): Bodengeophysikalische Messung zur Unterstützung geologischer Kartierarbeiten, sowie von hydrogeologisch- und rohstoffrelevanten Projekten. – Jahresbericht 2005/2006 des ÜLG 35, Wien (Geol. B.-A.).

- KAHLER, F. (1978): Die natürlichen Heilwasservorkommen Kärntens, Raumordnung in Kärnten. – Bd. **10**, 135 Seiten, Klagenfurt (Amt der Kärntner Landesregierung).
- KERSCHNER, H., IVY-OCHS, S. & SCHLÜCHTER, Ch. (2003): Die Moränen von Trins im Gschnitztal. – „Brenner“, Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 2003, 185–190, Wien (Geol. B.-A.).
- KIESLINGER, A. (1956): Die nutzbaren Gesteine Kärntens. – Carinthia II, Sh. **17**, 348 S., Klagenfurt.
- KLEBERGER, J., SÄGMÜLLER, J. & TICHY, G. (1981): Neue Fossilfunde aus der mesozoischen Schieferhülle der Hohen Tauern zwischen Fuschertal und Wolfbachtal (Unterpinzgau, Salzburg). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **10**, 275–288, 2 Taf., 1 Tab., 3 Abb., Innsbruck.
- KOÇIU, A. & POSCH-TRÖZMÜLLER, G. (2005): Massenbewegungen auf ÖK 182. – In: SCHUSTER, R. (Hrsg.): Tagungsband zur Arbeitstagung 2005, 182 Spittal an der Drau und umliegende Blätter, 12.–16. 09. 2005 Gmünd, Kärnten, 83–84, Wien (Geol. B.-A.).
- KOBER, L. (1912): Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **5** (1912), 368–481, Wien.
- KOBER, L. (1922): Das östliche Tauernfenster. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt.1, **98**, 201–242, 24 Abb., Taf. 1–3, 1 Tektonogr., 1 geol. Kt., Wien.
- KOLLER, F. & PESTAL, G. (2003): Die ligurischen Ophiolithe der Tarntaler Berge und der Matreier Zone. – „Brenner“, Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 2003, 65–77, 9 Abb., Wien (Geol. B.-A.).
- KOROKNAI, B., NEUBAUER, F., GENSER, J. & TOPA, D. (1999): Metamorphic and tectonic evolution of Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. – Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **79**, 277–295.
- KRIEGER, W. (1923): Die südliche Fortsetzung der Triasregion des Stangalpengebietes. – Unpubl. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 455 S., Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1962): Das Unterostalpin des Penken-Gschöbwandzuges in Tirol. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **54** (1961), 201–227, Taf. 1–5, Wien.
- KROBATH, M. & LIEB, G.K. (2002): Permafrost in der Reißbeckgruppe. – Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung, **38**, 159–172, Graz.
- LAMBERT, R.St.J. (1970): A Potassium-Argon Study of the Margin of the Tauernfenster at Döllach, Austria. – Eclogae geol. Helv., **63**, 197–205, Basel (Birkhäuser).
- LAMMERER, B. (1986): Das Autochthon im westlichen Tauernfenster. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 51–67.
- LANG, H. & LIEB, G.K. (1993): Die Gletscher Kärntens. – 184 S., Klagenfurt (Verlag des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten).
- LENHARDT, W.A. (1995): Erdbebenerfassung in Kärnten. – In: SCHUSTER, R. (Hrsg.): Tagungsband zur Arbeitstagung 2005, 182 Spittal an der Drau und umliegende Blätter, 12.–16. 09. 2005 Gmünd, Kärnten, 117–123, Wien (Geol. B.-A.).
- LEMOINE, M. (2003): Schistes lustrés from Corsica to Hungary: back to the original sediments and tentative dating of partly azoic metasediments. – Bull. Soc. Geol. Fr. **174** (2003), 3, 197–209, 17 Abb.
- LICHTENBERGER, E. (1953a): Der Rückzug des Würm-Draugletschers aus dem Villacher Becken und im aufwärts anschließenden Drautal. – Carinthia II, **63**, 7–14, Klagenfurt.
- LICHTENBERGER, E. (1953b): Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung des Millstättersees. – In: KÜPPER, H., EXNER, Ch. & GRUBINGER, H. (Hrsg.): Skizzen zum Antlitz der Erde, 405–414, Wien (Brüder Hollinek).
- LIEB, G.K. (1996): Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen. – Arbeiten aus dem Inst. f. Geographie der KFU Graz, **33**, 9–125, Graz.
- LIEB, G.K. (2004): Karte 1 : 25.000 der Blockgletscher und 1850er Moränen in der Reißbeckgruppe (ÖK 182). – Unveröffentl. Manuskriptkarte, Archiv der GBA, Wien.
- LIEB, G.K. (2005): Permafrost und Blockgletscher in den Alpen – das Beispiel ÖK Blatt 182 Spittal a.d. Drau. – In: SCHUSTER, R. (Hrsg.): Tagungsband zur Arbeitstagung 2005, 182 Spittal an der Drau und umliegende Blätter, 12.–16. 09. 2005 Gmünd, Kärnten, 87–92, Wien (Geol. B.-A.).
- LINNER, M. (1999): Die P-T-t Entwicklung der Eklogite im Schoberkristallin als Beleg für frühalpide kontinentale Subduktion im Ostalpinen Kristallin. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 167 S.
- LINNER, M., RICHTER, W. & THÖNI, M. (1998): Frühalpide Metamorphose- und Abkühlgeschichte der Eklogite im ostalpinen Kristallin südlich vom Tauernfenster (Schobergruppe). – Mitt. Österr. Miner. Ges., **143**, 334–335.
- LUCERNA, R. (1933): Der Gletscher von Gmünd. – Mitt. Geogr. Ges., **76**, 262–281, Wien.

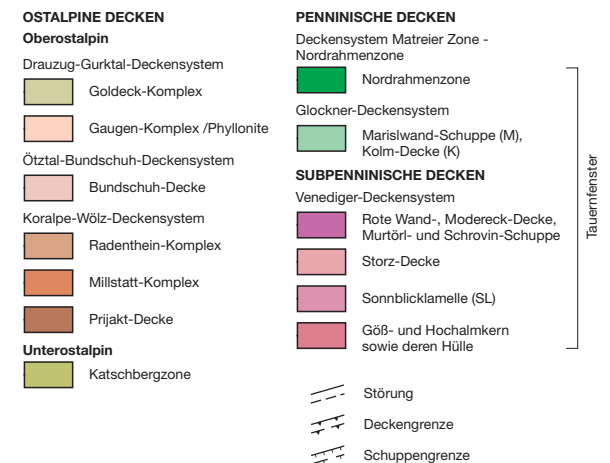
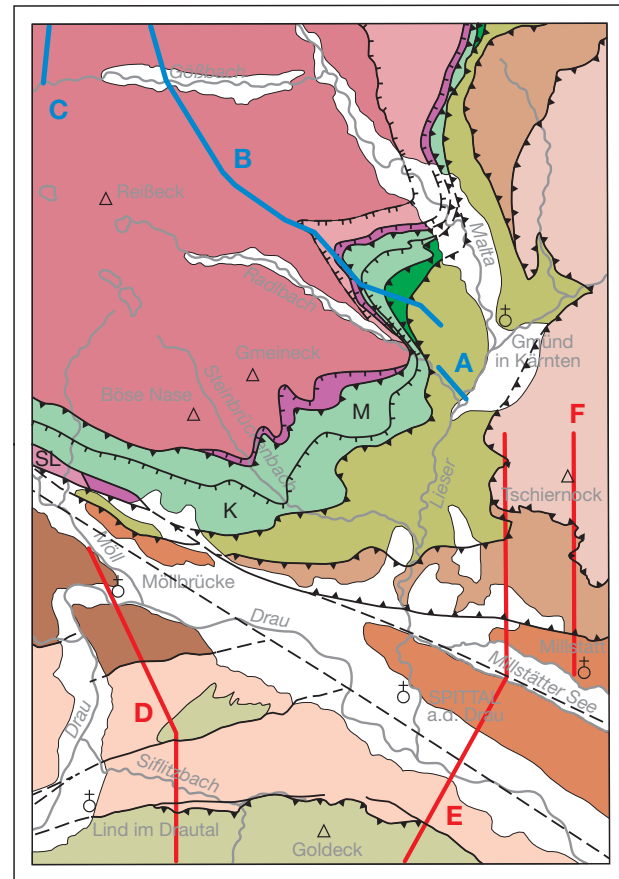
- LUECKE, W. & UCIK, F.H. (1986): Die Zusammensetzung der Pegmatite von Edling und Wolfsberg bei Spittal/Drau (Kärnten) im Rahmen der Pegmatitvorkommen des Millstätter See-Rückens. – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **7**, 179–187, Wien.
- MAGNET, E. (1967): Der Gößstollen der Österreichischen Draukraftwerke AG. – Der Bauingenieur, **42** (1967), H. 11, 408–412.
- MAGNET, E. & WANDERER, J. (1971): Der Maltastollen, ein geologischer Großaufschluß für das Malta-Kraftwerk. – Der Bauingenieur, **46** (1971), H. 8, 285–289.
- MALI, H. (1996): Bildungsbedingungen von Quecksilber- und Antimonlagerstätten im Ostalpin (Österreich). – Unveröff. Diss. Montanuniv. Leoben, 215 S., Leoben.
- MARSCHALLINGER, R. (1987): Geologie und Petrologie der Zentralgneise und ihres Alten Daches im Bereich des oberen Maltatales (Kärnten). – Unveröff. Diss. Naturwiss. Fak. Univ. Salzburg, 257 S., 67 Abb., 23 Tab., 2 Taf., 3 Beil., Salzburg.
- MARTINSON, D.G., PISIAS, N.G., HAYS, J.D., IMBRIE, J., MOORE, T.C. & SHAKELTON, N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0 to 300,000 year chronostratigraphy. – Quaternary Research, **27**, 1–29.
- MELCHER, F., MEISEL, T., PUHL, J. & KOLLER, F. (2002): Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry. – Lithos, **65**, 69–112.
- MEYER, J. (1977): Geologie des mittleren Liesertales mit Gmeineck und Tschiernock (Kärnten). – Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 138 S., 50 Abb., 16 Tab., 6 Beil., Wien.
- MILNES, A.G. (1974): Structure of the Pennine Zone (Central Alps): A New Working Hypothesis. – Geol. Soc. Am. Bull., **85**, 1727–1732.
- MITTEREGGER, J. (1862): Analysen einiger Heilquellen in Kärnten. – Jb. naturhist. Landesmus. Kärnten, **5**, 1–56, Klagenfurt.
- MITTEREGGER, J. (1880): Analysen einiger Heilquellen in Kärnten. – Jb. naturhist. Landesmus. Kärnten, **14**, 278–289, Klagenfurt.
- MITTEREGGER, J. (1899): Kärntens Mineral- und Heilquellen. – Jb. naturhist. Landesmus. Kärnten, **25**, 159–180, Klagenfurt.
- MORLOT, A.Ch. (1841): Petrographische Darstellung der Gebirgsformationen zwischen dem Drau- und Gailthale und zwischen diesen und der venetianischen und görter Gebietsgränze, 4000 Klafter auf einen Wiener Zoll., 288000. – o.O., 1 Bl., handkol., 24,5 x 17,5 cm, Archiv Geol. B.-A., Wien.
- MOSHAMMER, B., POSCH-TRÖZMÜLLER, G., LIPIARSKI, P., REITNER, H. & HEINRICH, M. (2002): Erfassung des Baurohstoffpotentials in Kärnten Phase 1: Lockergesteine. – Unveröff. Endbericht Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt K-C-023/2000–01, Bibl. Geol. Bundesanst./Wiss. Archiv, iv+77 Bl., illustr., 3 Beil., 5 Anh., Wien.
- MOTSCHKA, K., BIEBER, G., SUPPER, R., RÖMER, A. & ARNDT, R. (in Vorbereitung): Aerogeophysikalische Vermessung Oberes Drautal. – Projekt ÜLG 20/03–05, Wien (Geol. B.-A.).
- NACHTNEBEL, H.P. (1993): Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg/Oberes Drautal. – Datenband, Universität für Bodenkultur, 1–9, ca. 200 Seiten Datenmaterial, zahlreiche Karten, Wien.
- NIGGLI, P. (1948): Gesteine und Minerallagerstätten, 1. Band.– 540 S., Basel (Birkhäuser).
- NOWAK, H.W. (1986): Kristallisations und Deformationsgeschichte am S-Rand der Gurktaler Decke (Ostalpen/Kärnten). – Unveröff. Diss. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 173 S., Wien.
- NOWOTNY, A. (1976): Die Geologie des Katschberges und seiner Umgebung. – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 160 S., Wien.
- OEHLKE, M. (2002): Der Geotop-Kataster Kärnten (GpKK). – Kärntner Naturschutzberichte, 7/2002, 91–101, Klagenfurt (Amt der Kärntner Landesregierung).
- OXBURGH, E.R., LAMBERT, R.ST.J., BAADSGAARD, H. & SIMONS, J.G. (1966): Potassium-Argon age studies across the southeast margin of the Tauern window, the East Alps. – Verh. Geol. B.-A., **1966**, 17–33, Wien.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – Bd. I–III, 1199 S., Leipzig (Tauchnitz).
- PESTAL, G. & REITNER, J. (2005): Exkursion Tauernfenster (16. 9. 2005) – Zur Geologie des Maltatales. – In: SCHUSTER, R. (Hrsg.): Tagungsband zur Arbeitstagung 2005, 182 Spittal an der Drau und umliegende Blätter, 12.–16. 09. 2005 Gmünd, Kärnten, 241–248, Wien (Geol. B.-A.).
- PETERS, K. (1955): Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten 1854. – Jb. Geol. R.-A., **6**, 508–580, Wien.

- PISTOTNIK, J. (1971): Zur Geologie der Umgebung von Innerkrems (Nockgebiet, Gurktaler Alpen). – Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 147 S., Wien.
- PISTOTNIK, J. (1980): Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). – In: OBERHAUSER, R. (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 358–363, Wien (Springer).
- POLTNIG, W. & PROBST, G. (1989a): Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg/Oberes Drautal. Quartärgeologische Kartierung, Endbericht. – Bericht zu Projekt K-A-024c/88-F, Graz (Forschungsgesellschaft Joanneum, Institut für Geothermie und Hydrogeologie).
- POLTNIG, W. & PROBST, G. (1989b): Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg/Oberes Drautal, 2. Teil. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt K-A-024c/88-F, Quartärgeologische Kartierung, Endbericht, 11 Bl., Graz (Forschungsgesellschaft Joanneum, Institut für Geothermie und Hydrogeologie).
- POLTNIG, W. & PROBST, G. (1992): Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg/Oberes Drautal. Untersuchung des Abflußverhaltens von Karstwässern und ihre chemische Zusammensetzung. Endbericht. – Bericht zu Projekt K-A-024c/91-F, Graz (Forschungsgesellschaft Joanneum, Institut für Geothermie und Hydrogeologie).
- POLTNIG, W., SCHUBERT, G. & STROBL, E. (2005): Der Säuerling von Trebesing. – In: SCHUSTER, R. (Hrsg.): Tagungsband zur Arbeitstagung 2005, 182 Spittal an der Drau und umliegende Blätter, 12.–16. 09. 2005 Gmünd, Kärnten, 97–100, Wien (Geol. B.-A.).
- POSCH-TRÖZMÜLLER, G. (2004): Bericht 2003 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 182 Spittal an der Drau. – Jb. Geol. B.-A., **144**, 395–397, Wien.
- POSCH-TRÖZMÜLLER, G. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen von Massenbewegungen und im Quartär der Goldeckgruppe auf Blatt 182 Spittal an der Drau. – Jb. Geol. B.-A., **145**, 360–364, Wien.
- PREUSSER, F. (2004): Towards a chronology of the Late Pleistocene in the northern Alpine Foreland. – *Boreas*, **33**, 195–210.
- RATSCHBACHER, L., DINGELDEY, Ch., MILLER, Ch., HACKER, B.R. & McWILLIAMS, M.O. (2005): Formation, subduction, and exhumation of Penninic oceanic crust in the Eastern Alps: time constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology. – *Tectonophysics*, **394**, 155–170.
- REITNER, J.M. (2005a): Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i. T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6-2). – Unveröff. Diss. Univ. Wien, 190 S., Wien.
- REITNER, J.M. (2005b): Landschaftsentwicklung im Quartär. – In: SCHUSTER, R. (Hrsg.): Tagungsband zur Arbeitstagung 2005, 182 Spittal an der Drau und umliegende Blätter, 12.–16. 09. 2005 Gmünd, Kärnten, 63–81, Wien (Geol. B.-A.).
- REITNER, J.M. (2006): Bericht 2002–2004 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 182 Spittal an der Drau. – Jb. Geol. B.-A., **146/1+2**, 141–147, Wien.
- REITNER, J.M. (in Vorbereitung): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt Spittal a.d. Drau ÖK 182 in den Jahren 2005. – Jb. Geol. B.-A., **147**, Wien.
- REITNER, J.M., ERTL, V., ORTNER, G. & MANDLER, H. (2005): Exkursion: Quartärgeologie Millstätter See – Unterdrautal. – In: SCHUSTER, R. (Hrsg.): Tagungsband zur Arbeitstagung 2005, 182 Spittal an der Drau und umliegende Blätter, 12.–16. 09. 2005 Gmünd, Kärnten, 227–231, Wien (Geol. B.-A.).
- REITNER, J., LANG, M. & VAN HUSEN, D. (1993): Deformation of high slopes in different rocks after würmian deglaciation in the Gailtal (Austria). – *Quaternary International*, **18**, 43–51.
- REITZ, E., HÖLL, R., HUPAK, W. & MEHLTRETTER, Ch. (1990): Palynologischer Nachweis von Unterkreide in der Jüngeren (Oberen) Schieferhülle des Tauernfensters (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **133**, 611–618, 1 Abb., 2 Taf., Wien.
- RICHTER, E. (1897): Seenstudien. Erläuterung zur 2. Lieferung des Atlas der österr. Alpenseen. – *Geogr. Abh.*, **6/2**, Wien.
- ROHNER, K., BERGER, I., STEIGER, H., MOSER, J., PICHLER, F. & SEREINIG, N. (2004): Hochwasserchronik Kärnten. – 64 S., Klagenfurt (Amt d. Ktn. Landesregierung, Abt. 18 – Wasserwirtschaft).
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., NEINAVAIE, H., RABEDER, J. & LIPIARSKI, P. (2004): Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet („Bergbau-Haldenkataster“) Bundesland Kärnten (Jahresendbericht Proj. ÜLG 40/2001). – Unveröff. Ber. (Bibl. d. Geol. B.-A. Wiss. Arch.), 204 S., 49 Abb., 1 Tab., 1 Anl., 30 Beil. in 2 Bde, in 2 Anh. in 4 Bde, Wien.
- SCHIERL, H. (1993): Zur spätglazialen Entwicklung des Lieser- und Maltatales. – Diplomarb. Univ. Salzburg, 60 Bl., 49 Abb., 2 Anl., Salzburg.
- SCHIMANA, R. (1986): Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins um Radenthein (Kärnten, Österreich). – *Mitt. Geol. Bergbau. Stud. Österr.*, **33**, 221–232.

- SCHMID, Ch., HARTMANN, G. & WEBER, F. (1988): Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg/Oberes Drautal; 2. Teil. – Bericht zu Projekt K-A-024c/87, Leoben (Forschungsgesellschaft Joanneum, Institut für Angewandte Geophysik).
- SCHMID, Ch., MAYER, R., FRÜHWIRTH, R., HARTMANN, G. & WEBER, F. (1989): Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg/Oberes Drautal; 2. Teil. – Bericht zu Projekt K-A-024c/88–F, Leoben (Forschungsgesellschaft Joanneum, Institut für Angewandte Geophysik).
- SCHMID, St.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae geol. Helv.*, **97**, 93–117, Basel (Birkhäuser).
- SCHMIDT, H. (1969): Pollenanalytische Untersuchungen des Kohlenmooses in Kärnten. – *Carinthia II*, **79**, 121–129, Klagenfurt.
- SCHMIDT, R., VAN DER BOGAARD, C., MERKT, J. & MÜLLER, J. (2002): A new Lateglacial chronostratigraphic tephra marker for the southeastern Alps: The Neapolitan Yellow Tuff (NYT) in Längsee (Austria) in the context of a regional biostratigraphy and paleoclimate. – *Quaternary International*, **88**, 45–56.
- SCHMÖLLER, R., SCHMID, C. & HARTMANN, G. (1988): Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg (Oberes Drautal) – Endbericht zum Projekt KA-24C, 9 S., 18 Abb., Leoben (Joanneum).
- SCHMÖLLER, R., WALACH, G., SCHMID, C., HEPBERGER, M., HARTMANN, G. & MORAWETZ, R. (1991): Geophysikalische Erkundung der tektonischen Verhältnisse des Baus des westlichen Villacher Beckens als Basis für die Suche nach Tiefengrundwässern. – Endbericht zum Projekt KA-36 / F89, Leoben (Joanneum).
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht metamorpher und metamorpher Abfolgen. – *Abh. Geol. B.-A.*, **33**, 124 S., Wien.
- SCHREIBER, H. & ZETTL, H. (1967): Hydrographische Charakteristik der Hochwasserkatastrophen im August und November 1966 in Österreich. – *Österr. Wasserwirtschaft*, **19**, H. 3/4, 46–55, Wien.
- SCHUBERT, G. et al. (2006): Geologisches Informationssystem Kärnten, Teilprojekt: Digitale Hydrogeologische Karte (Code: KC 27), 34 S., Wien (Geol. B.-A.).
- SCHULZ, B., BOMBACH, K., PAWLIK, S. & BRÄTZ, H. (2004): Neoproterozoic to Early-Paläozoic magmatic evolution in the Gondwana-derived Austroalpine basement to the south of the Tauern Window (Eastern Alps). – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau)*, **93**, 824–843.
- SCHULZ, B., FINGER, F. & KRENN, E. (2005): Auflösung variskischer, permischer und alpidischer Ereignisse im polymetamorphen ostalpinen Kristallin südlich der Tauern mit EMS-Datierung von Monazit. – In: SCHUSTER, R. (Hrsg.): Tagungsband zur Arbeitstagung 2005, 182 Spittal an der Drau und umliegende Blätter, 12.–16. 09. 2005 Gmünd, Kärnten, 141–153, Wien (Geol. B.-A.).
- SCHULTZE, E. (1984): Neue Erkenntnisse zur spat- und frühpostglazialen Vegetations- und Klimageschichte im Klagenfurter Becken. – *Carinthia II*, **94**, 261–266, Klagenfurt.
- SCHUSTER, R. (2005a): Arbeitstagung 2005 der Geologischen Bundesanstalt Blatt 182 Spittal an der Drau. – 254 S, Geol. B.-A., Wien.
- SCHUSTER, R. (2005b): Die Ostalpinen Einheiten auf Kartenblatt Spittal a.d. Drau. – In: SCHUSTER, R. (Hrsg.): Tagungsband zur Arbeitstagung 2005, 182 Spittal an der Drau und umliegende Blätter, 12.–16. 09. 2005 Gmünd, Kärnten, 39–61, Wien (Geol. B.-A.).
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (2000): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich*, **42** (1999), 37–58, Wien.
- SCHUSTER, R., MOSHAMMER, B. & ABART, R. (2005): Tectonic and stratigraphic information on greenschist to eclogite facies metamorphic Austroalpine units by a Sr-C-O isotope study on marbles. – Abstract Volume 7th Workshop on Alpine Geological Studies (Opatija/Croatia), 87–88.
- SCHUSTER, R. & POSCH-TRÖZMÜLLER, G. (2005): Exkursion Goldeck (12. 9. 2005). – In: SCHUSTER, R. (Hrsg.): Tagungsband zur Arbeitstagung 2005, 182 Spittal an der Drau und umliegende Blätter, 12.–16. 09. 2005 Gmünd, Kärnten, 223–236, Wien (Geol. B.-A.).
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine – Southalpine realm. – *Mitt. Geol. Bergbau Stud. Österr.*, **44**, 111–141.
- SCHUSTER, R. & SCHUSTER, K. (2003): Bericht 2001 über die geologische Aufnahme in der südlichen Kreuzeckgruppe auf Blatt 181 Obervellach. – *Jb. Geol. B.-A.*, **143/3**, 453–455.
- SCHWINNER, R. (1927): Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). – *Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I*, **136**, 333–382, Wien.

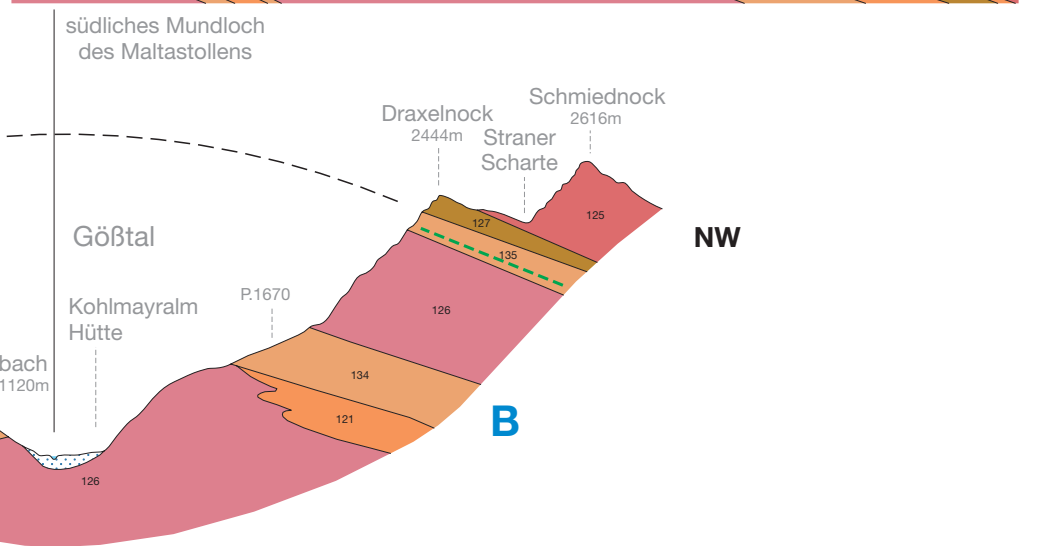
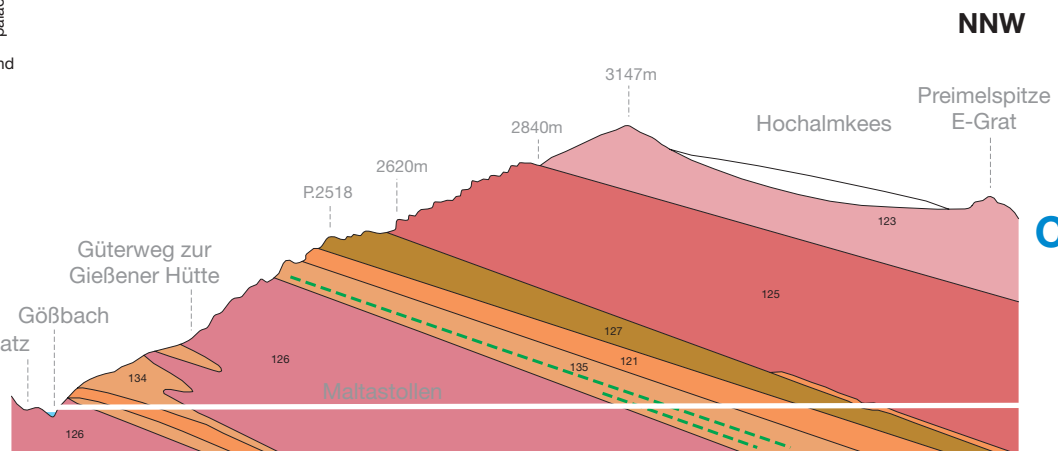
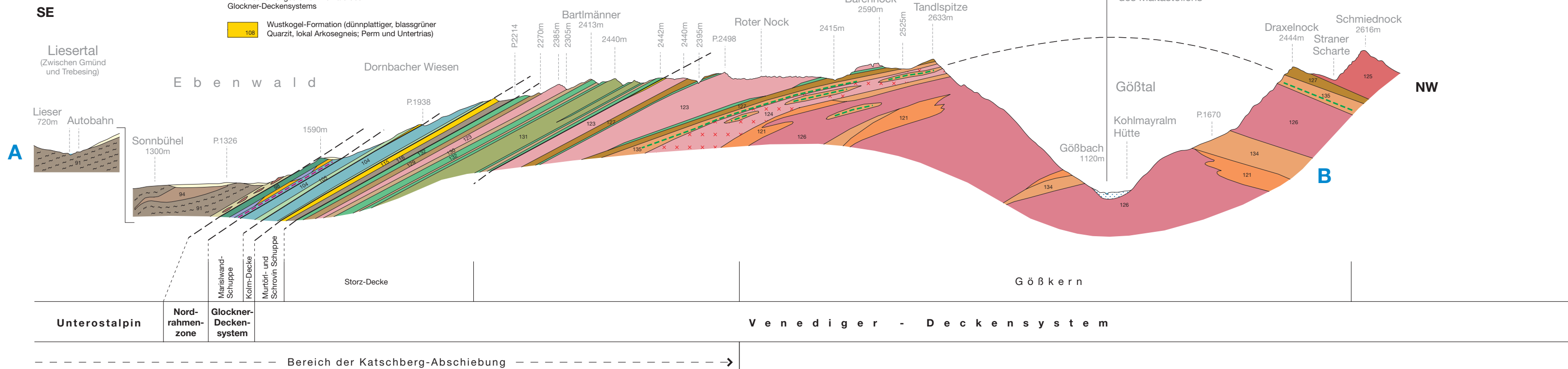
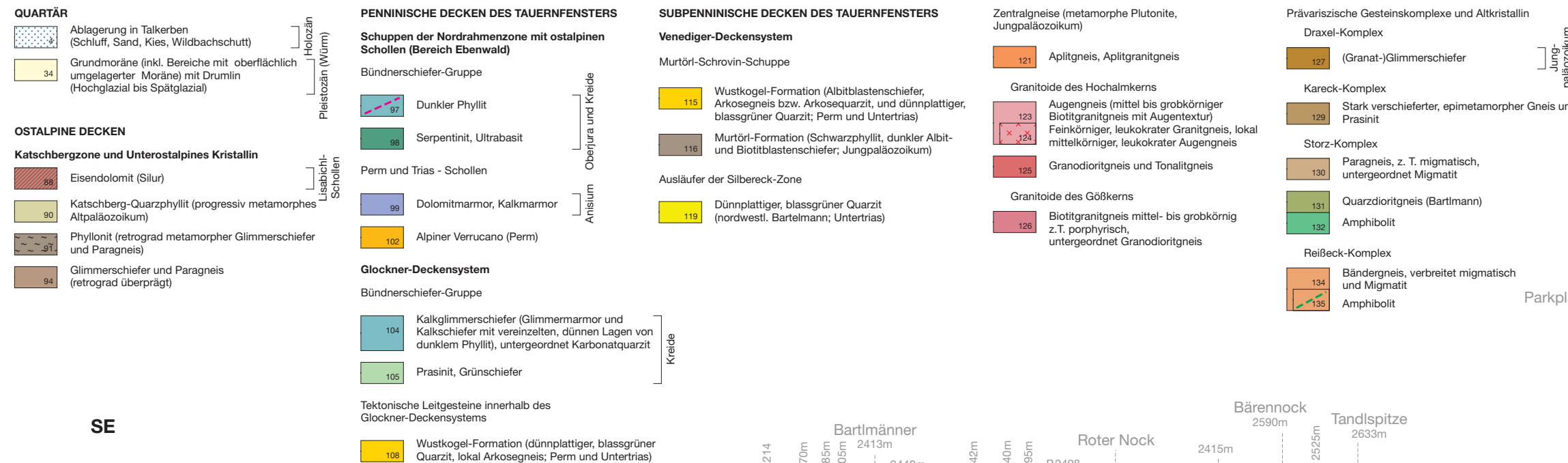
- SENARCLENS-GRANCY, W. (1939): Stadiale Moränen des Hochalm-Ankogel-Gebietes. – Jb. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, **89**, 197–232, 1 Abb., 1 Karte, Wien.
- SENFTL, E. & EXNER, Ch. (1973): Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation. – Verh. Geol. B.-A., **1973/2**, 209–234, Wien.
- STABER, R. (1935): Die Ockergruben bei Görtschach (Reißeckgruppe, Kärnten). – Carinthia, II, Sonderheft **3**, Richard Canaval Festschrift, 81–84, Klagenfurt.
- STAMPFLI, G.M. & BOREL, G.D. (2004): The Transmed Transsects in Space and Time: Constraints on the Paleotectonic Evolution of the Mediterranean Domain. – In: CAVAZZA, W., ROURE, F., SPAKMAN, W., STAMPFLI, G.M. & ZIEGLER, P.A. (eds): The TRANSMED Atlas: the Mediterranean Region from Crust to Mantle, 141 S., Springer-Verlag.
- STAUB, R. (1924): Der Bau der Alpen. – Beitr. Geol. Kt. Schweiz, **52** (N.F. 82), 272 S., 70 Abb., 1 tekt. Kt., Bern.
- STEINER, G.M. (1992): Österreichischer Moorschutzkatalog. – Grüne Reihe des Bundesministeriums für Umwelt, Jugend und Familie, **1**, 509 S., 4. vollst. überarb. Aufl., Graz.
- STEININGER, F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **209**, 1–19, 11 Abb., 3 Tab., Frankfurt a. Main.
- STINY, J. (1926): Zur Geschichte des Millstätter Sees. – Die Eiszeit, **3**, 9–20, Leipzig.
- STOWASSER, H. (1956): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Jb. Geol. B.-A., **99**, 65–199, Wien.
- STRAUSS, H. (1990): Kristallisations- und Deformationsgeschichte des Altkristallins nordwestlich von Villach. – Unpub. Diss. Phil. Fak. Univ. Graz, 168 S., Graz.
- STRECKEISEN, A. (1967): Classification and Nomenclature of Igneous Rocks: Final Report of an Inquiry. – N. Jb. Miner. Abh., **107**, 2+3, 144–240, Stuttgart.
- STRECKEISEN, A. (1973): Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks: Recommendations. – N. Jb. Miner. Mh., **1973/4**, 149–164, Stuttgart.
- TERMIER, P. (1904): Les nappes des Alpes Orientales et la Synthèse des Alpes. – Bull. Soc. géol. France, **3**, 1903, 711–765, 4 Abb., Taf. 22–23, Paris.
- TEIML, X. (1996): Die Gesteine der Millstätter Serie: petrologische und geothermobarometrische Untersuchungen. – Unpub. Diplomarbeit Univ. Graz, 196 S., Graz.
- THEINER, U. (1987): Das Kristallin der NW-Nockberge. Eine kristalline geologische Neuuntersuchung. – Unveröff. Diss. Form. u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 154 S., Wien.
- THIELE, O. (1980): Das Tauernfenster. – In: R. OBERHAUSER (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 300–314, Abb. 77–81, Wien (Springer).
- THORNQUIST, A. (1917): Die Deckentektonik der Murauer und der Meltnitzer Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont., Beil. -Bd., **41**, 93–148, Stuttgart.
- TURNER, A. (1958): Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau. – 106 S., Wien (Geol. B.-A.).
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. I, Die Zentralalpen. – XIV+766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke).
- TRÜMPY, R. (1975): Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: A presumed former continental margin and its problems. – American Journal of Science, **279**, 209–238.
- TWV – Trinkwasserverordnung. – BGBl. II 304/2001
- UCIK, F.H. (1970): Die ehemaligen Talkbergbaue und -schürfe im Raume von Kolbnitz im Mölltal. – Arch. Lagerst.forsch. Ostalpen, **11**, S. 3–31, 6 Abb., 4 Skizzen, Leoben.
- UCIK, F.H. (1989): Geologie der Drautalfurche. – Österr. Zeitschr. Elektrizitätswirtsch., **42/11**, 453–456, Wien – New York.
- UCIK, F.H. (2005a): Hinweise auf Lagerstätten am Blatt Spittal a.d. Drau. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2005, S. 131–132, Wien.
- UCIK, F.H. (2005b): Die Feldspatpegmatite des Millstättersee-Rückens. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2005, S. 135, Wien.
- UCIK, F.H. (2005c): Einige Angaben zu jungen Talfüllungen im Drau- und Mölltal im Raum von Spittal a.d. Drau. – In: SCHUSTER, R. (Hrsg.): Tagungsband zur Arbeitstagung 2005, 182 Spittal an der Drau und umliegende Blätter, 12.–16. 09. 2005 Gmünd, Kärnten, 93–94, Wien (Geol. B.-A.).
- UCIK, F.H. (2005d): Gravitative Hangbewegungen auf der linken Möllseite in der Reißeckgruppe. – In: SCHUSTER, R. (Hrsg.): Tagungsband zur Arbeitstagung 2005, 182 Spittal an der Drau und umliegende Blätter, 12.–16. 09. 2005 Gmünd, Kärnten, 85–86, Wien (Geol. B.-A.).
- VAN HUSEN, D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 1–130, Wien.

- VAN HUSEN, D. (1986): Bau- und hydrogeologische Bedeutung eiszeitlicher Vorgänge. – Mitt. Ges. Geol. – u. Bergbaustud., **33**, 23–45, Wien.
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., 1 Kt., Wien (Geol. B.-A.).
- VAN HUSEN, D. (2000a): Geological Processes during the Quaternary. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92** (1999), 135–156, Wien.
- VAN HUSEN, D. (2000b): Die Schieferkohle von Nieselach (Gailtal Kärnten): Geologischer Rahmen, Sedimentationsbedingungen im Talboden, zeitliche Stellung. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., **12**, 131–140, Wien.
- VALENTINITSCH, H. (1995): Der historische Kärntner Bergbau auf Quecksilber, Arsen und Antimon. – In: Grubenhunt & Ofensau: Vom Reichtum der Erde. Landesausstellung Hüttenberg/Kärnten, 29. April – 29. Oktober 1995, 2. Bd., 177–182, Klagenfurt (Kärntner Landesausstellungsbüro).
- VAVRA, G. & HANSEN, B.T. (1991): Cathodoluminescence studies and U/Pb dating of zircons in pre-Mesozoic gneisses of the Tauern Window: implications for the Penninic basement evolution. – Geol. Rundsch., **80**, 703–715.
- WALTER, F. (2005a): Spodumen vom Fuß des Jungfernsprunges bei Landskron, Villach, Kärnten. – In: NIEDERMAYR, G. et al.: Neue Mineralfunde aus Österreich LIV, Carinthia II, **195/115**, 282–283, Klagenfurt.
- WALTER, F. (2005b): Kyanit-Paramorphosen nach Andalusit vom Oswaldberg-Südosthang bei Villach, Kärnten. – In: NIEDERMAYR, G. et al.: Neue Mineralfunde aus Österreich LIV, Carinthia II, **195/115**, 283–284, Klagenfurt.
- WAKONIGG, H. (1996): Unterkühlte Schutthalden. – Arbeiten aus dem Inst. f. Geographie der KFJ Graz, **33**, 209–223, Graz.
- WAKONIGG, H. (2006): Die unterkühlte Blockschutthalde beim Pflüghof im Maltatal. – Carinthia II, Klagenfurt (in Druck).
- WALACH, G. (1975): Bericht über refraktionsseismischen Messungen im Grundwassergebiet Lurnfeld. – Leoben (Institut für Erdölgeologie & Angewandte Geophysik, Montanuniversität).
- WEBER, F., SCHMID, C. & HARTMANN, G. (1987): Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg (Oberes Drautal). – Endbericht zum Projekt KA-24C, Leoben (Joanneum).
- WEBER, F., SCHMID, C., MAYER, G., FRÜHWIRTH, R. & HARTMANN, G. (1989): Modellstudie Grundwasserhaushalt westlich Sachsenburg (Oberes Drautal) – Endbericht zum Projekt KA-24C F89, Leoben (Joanneum).
- WERNER, H. (1976): Drau (Österr.-ital. Staatsgrenze – Villach) – Wasserwirtschaftliches Grundsatzkonzept. – Bundesministerium f. Land- und Forstwirtschaft, Sektion IV-Abt. 1, Wien (unveröffentlicht).
- WERNER, H. (1986): Möll (Mündung – Heiligenblut) – Schutzwasserwirtschaftliches Grundsatzkonzept Marktgemeinde Lurnfeld. – Bundesministerium f. Land- und Forstwirtschaft, Sektion IV-Abt. 1, Wien (unveröffentlicht).
- WINKLER, A. (1923): Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern. – Verh. Geol. B.-A., **1923**, 89–11, Wien.
- WINKLER, A. (1925): Tektonische Probleme in den östlichen Hohen Tauern. – Geol. Rundschau, **15**, 373–384.
- WINKLER, A. (1926): Geologische Probleme in den östlichen Tauern. 1. Teil. – Jb. Geol. B.-A., **76**, 245–322, Wien.
- WURZER, E. (1966): Das September-Hochwasser in Kärnten und Osttirol. – Österr. Wasserwirtschaft, **18/3+4**, 71–76, Wien.
- YARDLEY, B.W.D. (1977): An empirical study of diffusion in garnet. – Am. Mineral., **62**, 793–800.
- ZIMMERMANN, R., HAMMERSCHMIDT, K. & FRANZ, G. (1994): Eocene high pressure metamorphism in the Penninic units of the Tauern Window (Eastern Alps). – Evidence from ⁴⁰Ar-³⁹Ar dating and petrological investigations. – Contrib. Miner. Petrol., **117**, 175–186.
- ZISCHINSKY, U. (1966): Bewegungsbilder instabiler Talflanken. – Mitt. Ges. der Geol.-Bergbaustud., **17**, 127–168, Wien.
- ZISCHINSKY, U. (1969): Über Bergzerreißung und Talzusub. – Geol. Rdsch., **58**, 974–983, Stuttgart.
- ZÖTL, J. & GOLDBRUNNER, J.E. (1993): Die Mineral- und Heilwässer Österreichs. Geologische Grundlagen und Spurenelemente. – Wien – New York (Springer).



PROFILE DURCH DEN GÖSSKERN BIS ZUM RAND DES TAUERNFENSTERS

Nach Ch. EXNER (1980) geringfügig ergänzt durch G. PESTAL



NNW

Preimelspitze E-Grat

C

NW

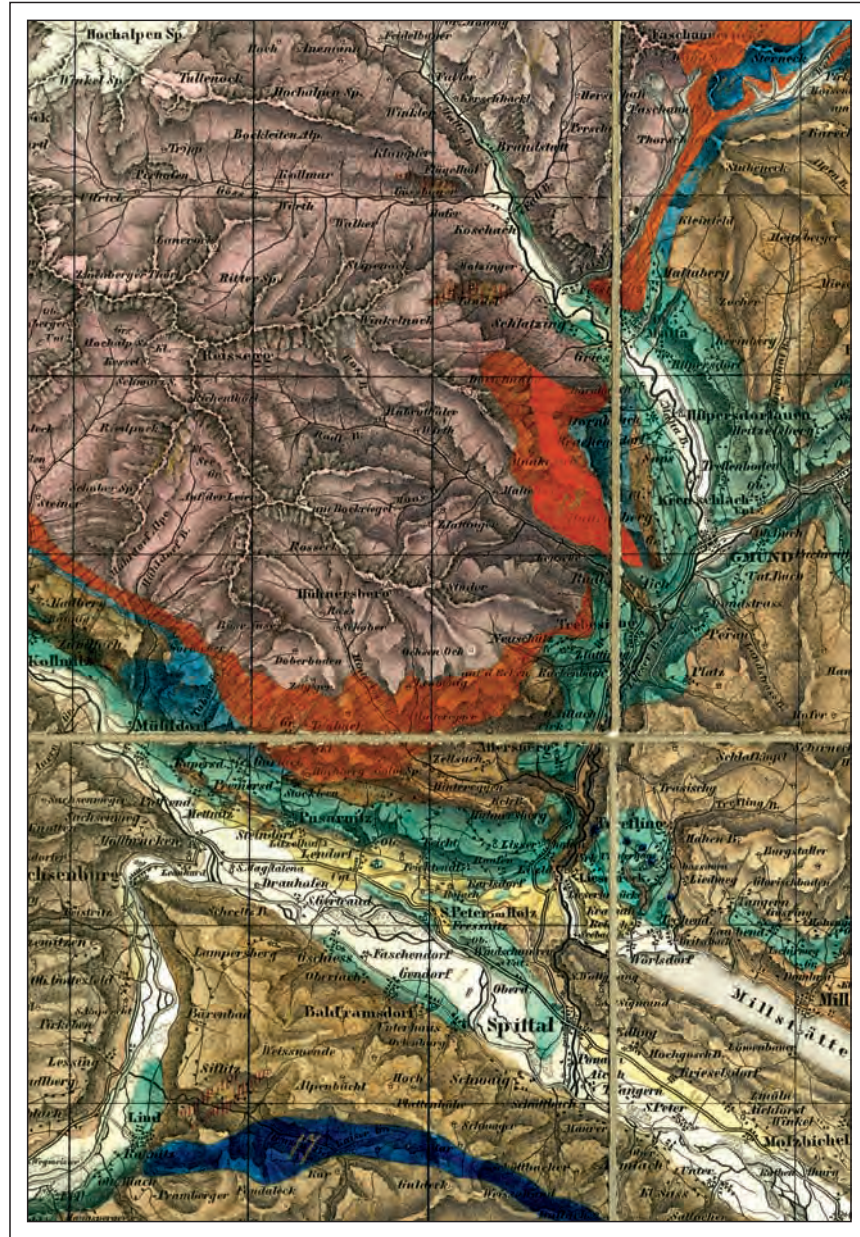
B

Gößkern

V e n e d i g e r - D e c k e n s y s t e m

Bereich der Katschberg-Abschiebung

1. LANDESAUFNAHME



Ausschnitt aus der handkolorierten, geologischen Manuskriptkarte Maßstab 1:144000 (Foetterle, 1855).

PROFILE DURCH DIE OSTALPINE DECKEN BEI SPITTAL a.d. DRAU (Maßstab 1 : 50 000)

- QUARTÄR**
- 40 Auenablagerungen, Schwemmfächer, Moräne... Undifferenziert (Schluff, Sand, Kies)
- OSTALPINE DECKEN**
- Drauzug-Gurktal-Deckensystem**
- Goldeck- und Gaugen-Komplex**
- 38 Kalkmarmor, fein- mittelkörnig, weiß, grau, gelblich; Kalkglimmerschiefer Dolomit, z.T. eisenschüssig
 - 39
 - 40 Grünschiefer (Metadiabas, Metatuff, Metatuffit)
 - 41 Quarzphyllit, Serizitphyllit, Phyllit
 - 45 Quarz-Muskovitphyllonit, retrograd metamorphe (Granat-)Glimmerschiefer, serizitreicher Chloritphyllit
 - 46 Orthogneis
 - 47 Kalkmarmor, massig, weiß, grau, z.T. gebändert
 - 49 Amphibolit
 - 51 Quarzit, Glimmerquarzit
 - 53 Granatglimmerschiefer, Zweiglimmerschiefer, Paragneis, z.T. Staurolith führend, retrograd metamorph quarzitisch
 - 54
- Ötztal-Bundschuh-Deckensystem**
- Bundschuh-Priedröf-Komplex**
- 55 Bundschuh-Orthogneis (Granitgneis, meist augig)
 - 58 Metagabbro (nördlich Tschiernock)
 - 59 Quarzit
 - 60 Granat-Glimmerschiefer
 - 63 Paragneis, vorwiegend Biotit reich und quarzitisch
- Koralpe-Wölz-Deckensystem**
- Radenthein-Komplex**
- 65 Marmor
 - 66 Amphibolit, Chloritschiefer
 - 68 (Disthen-, Staurolith-) Granat-Glimmerschiefer, z.T. phyllonitisch
 - 69 quarzitisch
 - 70 Paragneis

