

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1:50 000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

101 EISENERZ

Von GERHARD BRYDA, DIRK VAN HUSEN, OTTO KREUSS,
VERONIKA KOUKAL, MICHAEL MOSER, WOLFGANG PAVLIK,
HANS PETER SCHÖNLAUB & MICHAEL WAGREICH

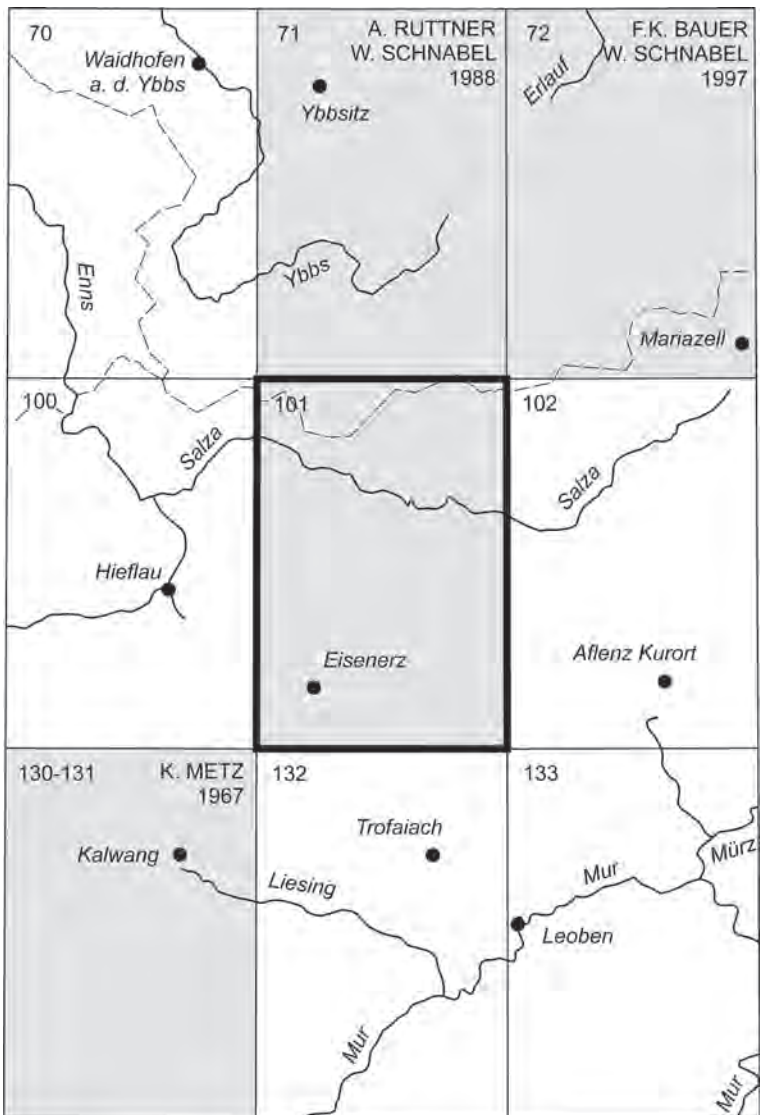
Mit Beiträgen von
ANDREAS AHL, MARIA HEINRICH, WOLFGANG A. LENHARDT,
BEATRIX MOSHAMMER, SEBASTIAN PFLEIDERER, LUKAS PLAN,
ALBERT SCHEDL & PETER SLAPANSKY

19 Abbildungen, 4 Tabellen, 8 Fototafeln, 3 Falttafeln



Wien 2013

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Geologische Bundesanstalt, A 1030 Wien, Neulinggasse 38
www.geologie.ac.at



Blatt 101 Eisenerz
und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (Ende 2013)

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1:50 000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

101 EISENERZ

Von GERHARD BRYDA, DIRK VAN HUSEN, OTTO KREUSS,
VERONIKA KOUKAL, MICHAEL MOSER, WOLFGANG PAVLIK,
HANS PETER SCHÖNLAUB & MICHAEL WAGREICH

Mit Beiträgen von
ANDREAS AHL, MARIA HEINRICH, WOLFGANG A. LENHARDT,
BEATRIX MOSHAMMER, SEBASTIAN PFLEIDERER, LUKAS PLAN,
ALBERT SCHEDL & PETER SLAPANSKY

19 Abbildungen, 4 Tabellen, 8 Fototafeln, 3 Falltafeln



Wien 2013

Eigentümer, Herausgeber und Verleger:
Geologische Bundesanstalt, A 1030 Wien, Neulinggasse 38
www.geologie.ac.at

Anschriften der Verfasser

MAG. GERHARD BRYDA, DR. OTTO KREUSS, MAG. MICHAEL MOSER,
DR. WOLFGANG PAVLIK, DR. ANDREAS AHL, DR. MARIA HEINRICH,
DR. BEATRIX MOSHAMMER, DR. SEBASTIAN PFLEIDERER, DR. ALBERT SCHEDL,
DR. PETER SLAPANSKY
Geologische Bundesanstalt
A 1030 Wien, Neulinggasse 38

gerhard.bryda@geologie.ac.at, otto.kreuss@geologie.ac.at,
michael.moser@geologie.ac.at, wolfgang.pavlik@geologie.ac.at,
andreas.ahl@geologie.ac.at, maria.heinrich@geologie.ac.at,
beatrix.moshhammer@geologie.ac.at, sebastian.pfleiderer@geologie.ac.at,
albert.schedl@geologie.ac.at, peter.slapansky@geologie.ac.at

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

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

DR. LUKAS PLAN
Naturhistorisches Museum, Karst und Höhlenkundliche Abteilung
A 1070 Wien, Museumsplatz 1/10
lukas.plan@nhm-wien.ac.at

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

AO. UNIV.-PROF. DR. MICHAEL WAGREICH, MAG. VERONIKA KOUKAL
Universität Wien, Department für Geodynamik und Sedimentologie
A 1090 Wien, Althanstrasse 14
michael.wagreich@univie.ac.at, vkoukal@hotmail.com

Alle Rechte vorbehalten
ISBN-13: 978-3-85316-070-1
Redaktion: Gerhard Bryda & Dirk van Husen
Technische Redaktion: Christoph Janda
Lektorat: Christian Cermak
Satz: Peter Ableidinger
Druck: Holzhausen Druck GmbH, Wien

Inhalt

Vorwort	5
1. Geographischer Überblick (G. BRYDA).....	7
2. Geologisch-tektonischer Überblick (G. BRYDA)	10
3. Erforschungsgeschichte (G. BRYDA & D. VAN HUSEN)	12
3.1. Oberostalpin.....	12
3.2. Quartärforschung	15
3.3. Schritte zur Erstellung des vorliegenden Kartenblattes	16
4. Geologischer Bau, tektonische und übergeordnete lithostratigraphische Großeinheiten (G. BRYDA, H.P. SCHÖNLAUB, M. WAGREICH & V. KUKAL).....	18
4.1. Oberostalpin.....	18
4.1.1. Tirolisch-Norisches Deckensystem	18
Norische Decke s. str. (Nordzone) sowie Eisenerzer Schuppenzone, Reiting- und Wildfeld-Teildecke	20
Göller-, Unterberg-, Sulzbach-Decke, Reiflinger Scholle, Zone von Rotwald-Gindelstein	22
4.1.2. Juvavisches Deckensystem	33
Mürzalpen-Decke	35
4.1.3. Gosau-Gruppe	43
Untere Gosau-Subgruppe	45
Obere Gosau-Subgruppe.....	45
4.2. Inneralpine spät-paläogene – neogene Sedimente.....	45
4.3. Das SEMP-Störungssystem.....	45
5. Kurzgefasste geologische Entwicklungsgeschichte (G. BRYDA & D. VAN HUSEN)	47
5.1. Ordovizium–Perm: Die frühe Entwicklungsgeschichte inklusive der variszischen Gebirgsbildung (Orogenese).....	47
5.2. Trias–Unterjura: Sedimentation am passiven Kontinentalrand des Meliata-Hallstatt-Ozeans.....	49
5.3. Unterjura–Mitteljura: Zerbrechen der Karbonatplattformen und die Entstehung eines neuen Sedimentationsraumes.....	55
5.4. Oberjura–unterste Oberkreide: Synorogene Sedimente als Anzeiger der Eoalpiner Orogenese.....	56
5.5. Oberkreide–Paläogen: Synorogene Sedimente als Anzeiger der Meso- alpiner Orogenese	57
5.6. Neogen: Extrusion der Ostalpen	58
5.7. Quartär–Holozän: Landschaftsgestaltung und Auswirkungen der Eiszeiten	59
6. Erläuterungen zur Kartenlegende (Gesteine und sonstige Legenden- elemente) (G. BRYDA, H.P. SCHÖNLAUB, M. MOSER, O. KREUSS, W. PAVLIK, M. WAGREICH, V. KUKAL & D. VAN HUSEN)	66
6.1. Oberostalpin.....	66
6.1.1. Tirolisch-Norisches Deckensystem	66
Norische Decke	66
Göller-, Unterberg-, Sulzbach-Decke, Reiflinger Scholle, Zone von Rotwald-Gindelstein	73
6.1.2. Juvavisches Deckensystem	88
Mürzalpen-Decke	88
6.1.3. Gosau-Gruppe.....	106
Untere Gosau-Subgruppe	106
Obere Gosau-Subgruppe.....	106
6.2. Inneralpine spät-paläogene – neogene Sedimente.....	110

6.3. Quartäre Sedimente und Formen.....	112
6.3.1. Pleistozän	112
Riß.....	112
Würm	115
6.3.2. Holozän	124
7. Seismotektonik (W.A. LENHARDT)	133
8. (Aero-)geophysikalische Landesaufnahme (A. AHL & P. SLAPANSKY)	136
8.1. Aeromagnetik (AMVÖ).....	136
8.2. Hubschraubergeophysik Messgebiet „Eisenerz“	141
8.3. Bodengeophysik, Gesteinsphysik.....	142
9. Mineralische Rohstoffe (M. HEINRICH, B. MOSHAMMER, S. PFLEIDERER & A. SCHEDL)	145
9.1. Erze	145
9.2. Energierohstoffe	148
9.3. Industriemineraie, Steine und Erden	148
10. Höhlen und Karstformen (L. PLAN)	151
11. Hydrogeologischer Überblick (G. BRYDA)	162
12. Bohrungen (G. BRYDA)	171
13. Exkursionspunkte und Routenvorschläge (G. BRYDA)	177
14. Errata in der geologischen Karte (G. BRYDA)	183
15. Dank	184
Literatur	185
Fototafeln	207

Vorwort

Die nun vorliegenden Erläuterungen zu Kartenblatt GK101 Eisenerz bilden den Abschluss einer umfangreichen Forschungsarbeit, deren Anfänge bereits im Jahr 1992 zu suchen sind. Damals wurde im Zuge eines Bund-Bundesländer Projektes zwischen der Geologischen Bundesanstalt TRF und den Bundesländern Steiermark und Wien unter der Projektleitung von GERHARD W. MANDL von diesem und MICHAEL MOSER sowie WOLFGANG PAVLIK mit Kartierungsarbeiten im Bereich des Hochschwabgebietes begonnen. Im Verlauf des Projektes wurde das Kartierungsteam an der Geologischen Bundesanstalt um zwei Mitarbeiter (GERHARD BRYDA und OTTO KREUSS) verstärkt und bis zum Jahr 2002 ein Großteil des zentralen Hochschwabgebietes geologisch neu aufgenommen. Die Ergebnisse wurden den Projektpartnern in Form eines Abschlussberichtes und einer „Geologischen Karte des Hochschwabgebietes im Maßstab 1:25.000“ vorgelegt (MANDL et al., 2002).

Nach dem Jahr 2002 konnten die Kartierungsarbeiten auf Kartenblatt 101 Eisenerz vom gleichen Team (GERHARD BRYDA, OTTO KREUSS, MICHAEL MOSER, WOLFGANG PAVLIK) im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme der Geologischen Bundesanstalt weitergeführt werden. Zusätzlich konnten mehrere Fachkollegen außerhalb der Geologischen Bundesanstalt für Kartierungsarbeiten gewonnen werden, die mit ihrer Arbeit und ihrem Fachwissen wesentlich zum Gelingen des Projektes beigetragen haben.

So überarbeitete DIRK VAN HUSEN das gesamte Quartär im Bereich des Kartenblattes und nahm es teilweise neu auf. Darüber hinaus arbeitete er an der Erstellung des Kartenmanuskriptes mit und verfasste die Erläuterungen zu den quartären Sedimenten und Formen.

Bei der Kartierung des Ostabschnittes des Gosaubeckens von Gams konnte auf die Dissertation und die „Geologische Karte des Gosaubeckens von Gams und seiner Umrahmung“ von HEINZ A. KOLLMANN (1964: 71–159) zurückgegriffen werden, der neue Ergebnisse seiner späteren Arbeiten in diesem Bereich einbrachte und die Arbeiten mit seinem Fachwissen und der Durchsicht des Kartenmanuskriptes unterstützte.

Die Darstellung des paläozoischen Anteils der Tirolisch-Norischen Decke im Südwestteil des Kartenblattes wurde aus der „Geologischen Karte der Eisenerzer Alpen (Grauwackenzone) 1:25.000“ von HANS PETER SCHÖNLAUB (1981) weitestgehend unverändert entnommen. Ihm sei für die Unterstützung im Gelände und die Überprüfung des Kartenmanuskriptes sowie den Erläuterungen zum paläozoischen Anteil der Schichtfolge der Tirolisch-Norischen Decke besonders gedankt.

MICHAEL WAGREICH hat zu dem Projekt mit seinen Kartierungsergebnissen und Detailkenntnissen der Gosau Schichtfolge von Gams und jener der weiteren Gosau Vorkommen im Bereich des Kartenblattes wesentlich beigetragen. Zusätzlich hat er gemeinsam mit VERONIKA KOUKAL die Erläuterungen zur Schichtfolge der Gosau Gruppe verfasst und das Kartenmanuskript kritisch durchgesehen.

GODFRID WESSELY hat einen großen Teil der Nordwestflanke des Hochkar Stockes kartiert und sein Fachwissen über die kalkalpine Schichtfolge und Tektonik in zahlreichen Diskussionen eingebracht.

Darüber hinaus haben die folgenden Kolleginnen und Kollegen Beiträge in den vorliegenden Erläuterungen verfasst und Daten für das Kartenblatt Eisenerz zur Verfügung gestellt, durch die der Informationsgehalt der vorliegenden Arbeit und des Kartenblattes wesentlich vergrößert werden konnte:

Das Kapitel Aerogeophysik wurde von ANDREAS AHL und PETER SLAPANSKY verfasst und informiert über die Anomalien der magnetischen Totalintensität auf Kartenblatt Eisenerz und in seiner Umgebung. Für den Raum Eisenerz werden Ergebnisse aus der Hubschrauber-geophysik zur Verteilung und Ursache magnetischer Anomalien sowie zu den Gesteinsgehalten an radioaktiven Elementen (Kalium, Thorium, Uran) präsentiert.

KURT DECKER hat mit seinen strukturgeologischen Arbeiten im Rahmen des Bund-Bundesländer Projektes (MANDL et al., 2002) wesentlich zum Verständnis der jungen Tektonik innerhalb des Hochschwabgebietes beigetragen.

MARIA HEINRICH, BEATRIX MOSHAMMER, SEBASTIAN PFLEIDERER und ALBERT SCHEDL haben im Kapitel 9 das vorhandene Wissen über Erzlagerstätten, Energierohstoffe und die Vorkommen von Industriemineralen sowie Steinen und Erden im Bereich des Kartenblattes überblicksartig zusammengefasst. Eine Auswahl der wichtigsten Rohstoffvorkommen wurde auf der Karte dargestellt.

WOLFGANG A. LENHARDT informiert im Kapitel 7 über die in jüngster Zeit vorhandene seismische Aktivität im Bereich des Kartenblattes und in dessen näherem Umfeld.

LUKAS PLAN hat im Kapitel 10 den aktuellen Stand der speläologischen Forschung im Bereich des Kartenblattes kurz zusammengefasst. Die Lage der bedeutendsten Höhlen auf Kartenblatt 101 Eisenerz konnte anhand der von der Karst- und Höhlenkundlichen Abteilung des Naturhistorischen Museums Wien zur Verfügung gestellten Daten in die Karte eingetragen werden.

Viele im Zuge der Kartierungsarbeiten aufgetauchte Fragen/Probleme hätten ohne die Mithilfe der folgenden Kolleginnen und Kollegen, die unsere Arbeit entweder mit der Bestimmung von Fossilmaterial, Laborarbeiten oder bei Exkursionen und zahlreichen Diskussionen mit ihrem Fachwissen und ihrer Regionalkenntnis unterstützt haben, nicht gelöst werden können:

ILSE DRAXLER (Palynologie), HANS EGGER (Nannoplankton), GERHARD HOBIGER (Geochemie), JOHANN HOHENEGGER (Foraminiferen), LEOPOLD KRZYSTYN (Ammoniten, Conodonten), RICHARD LEIN (Diskussion, Geländebegehung), OLGA PIROS (Dasycladalen), HERBERT SUMMESBERGER (Ammoniten), HARALD TRAGELEHN (Diplomarbeiten, Geländebegehung), INGEBORG WIMMER-FREY (Tonmineralogie).

Abschließend möchte ich noch auf die Publikationen und das hervorragende geologische Kartenblatt 1:75.000 „Eisenerz, Wildalpe und Aflenz“ von ERICH SPENGLER und JOSEF STINY (1926a, b) besonders hinweisen. Ihre Arbeiten bildeten die Basis unserer Forschungstätigkeit im Hochschwabgebiet. Mit dem nun erreichten Wissensstand können zwar viele der damals ungelösten, oder noch gar nicht gestellten Fragen beantwortet werden, allerdings kamen auch neue Probleme hinzu. Im Namen des Projektteams möchte ich daher die Hoffnung aussprechen, dass unsere Arbeiten auf Blatt 101 Eisenerz Anregung und gute Basis für weiterführende Forschungsarbeiten sein werden.

GERHARD BRYDA
September 2013

1. Geographischer Überblick

(G. BRYDA)

Der größte Teil des Kartenblattes ÖK 101 Eisenerz liegt in der Obersteiermark (Politische Bezirke: Bruck an der Mur, Leoben und Liezen), nur der nördlichste Teil liegt im Bereich des südwestlichen Niederösterreich (Politische Bezirke: Amstetten und Scheibbs).

Geographisch wird das Gebiet, von Norden nach Süden, durch folgende drei kalkalpine Gebirgsgruppen dominiert:

Der nördlichste Bereich wird durch die Ausläufer des Gamssteinzuges und die Göstlinger Alpen eingenommen. Der Gipfel des Hochkar (1.808 m) liegt bereits über der Baumgrenze und zeigt mit seiner ausgeprägten Karlandschaft deutliche Spuren der letzten Vereisung.

Im Süden folgen in einem stark bewaldeten Gebiet mit Mittelgebirgscharakter die tief eingeschnittenen Täler der Salza und des Lassingbaches. Das Gebiet besteht überwiegend aus triassischen Dolomiten und ist durch die, für die Dolomitverwitterung typischen, pittoresken Erosionsformen gekennzeichnet („Brandstatt“), im Osten grenzt der markante Bergstock der Kräuterin mit kalkhochalpinem Charakter an.

Das südlich und südöstlich der Salza folgende, kalkhochalpine Hochschwabmassiv, dessen Gipfel (2.277 m) auf dem östlichen Kartenblatt 102 Aflenz liegt, sowie die im Süden vorgelagerten Bergstöcke der Griesmauer, des Trenchtling sowie des Pribitz (1.579 m) und der Meßnerin (1.835 m) nehmen den überwiegenden Teil des Kartenblattes Eisenerz ein.

Das Hochschwabmassiv zeigt eine tektonisch bedingte Gliederung in ein südlich vorgelagertes, ausgedehntes Karstplateau (mittlere Seehöhe: 1.600 m, Abb. 1), in einen zentralen Kamm mit Höhen über 2.000 m, der im Osten steil zum Salzatal abfällt, und in ein nördliches Karstplateau (Seehöhen zwischen 1.400 und 1.600 m), das von Norden und Westen von mehreren tiefen Tälern zerschnitten wird.

Griesmauer, Trenchtling und Meßnerin bilden ausgeprägte Bergstöcke südlich des Hochschwabmassivs mit Seehöhen über 2.000 m und sind von diesem durch die stark glazial geprägten Täler des Gsollbaches, des Jassingtales und Josertales abgetrennt.

Das tief eingeschnittene Tal des Erzbaches trennt das Hochschwabmassiv vom westlich gelegenen Kaiserschildmassiv ab. Dieses reicht mit seinem Sockel und seinen Ostwänden noch auf Blatt 101 Eisenerz herüber.

Gehören die bisher besprochenen Gebirgsgruppen mit Ausnahme ihres südlichen und südwestlichen Sockels den Nördlichen Kalkalpen an, so ist das im Südosten des Kartenblattes jenseits von Vordernberger- und Erzbachtal sowie Krumpental und Ramsau gelegene Gebiet Teil der Eisenerzer Alpen.

Diese erreichen mit dem Eisenerzer Reichenstein eine Seehöhe von 2.165 m und werden überwiegend durch metamorphe paläozoische Kalke aufgebaut. Obwohl während der letzten Eiszeit auch teilweise vergletschert, sind sie nicht so schroff wie die Kalkalpen und morphologisch deutlich unterscheidbar.

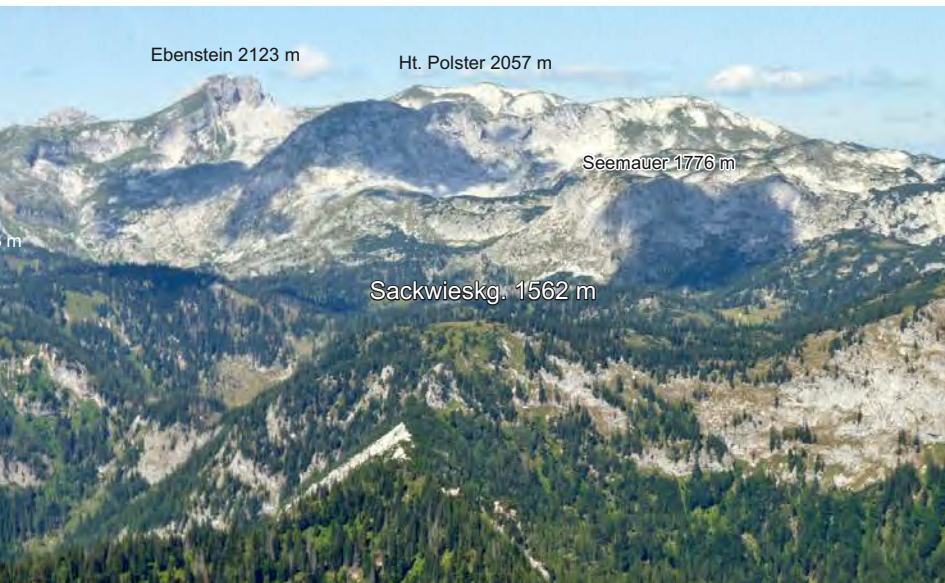
Am Steirischen Erzberg (Abb. 2), unmittelbar nördlich der Reichenstein-Gruppe, befindet sich die weltweit größte Sideritlagerstätte, die als Tagbau abgebaut wird. Dieser Bergbau war über Jahrhunderte die wesentliche wirtschaftliche Grundlage großer Teile der Obersteiermark und der Region Eisenwurzen im nördlich anschließenden Nieder- und Oberösterreich (ROTH, 1984). Er wurde lokal oft als „Steirischer Brotlaib“ bezeichnet.



Abb. 1.
Blick von der Meßnerin (1.835 m) nach WNW über die Sonnschienalm auf den Hauptkamm des westlichen Hochschwab.



Abb. 2.
Blick vom Güterweg (900 m) auf das Hohenegg nach Südosten auf den Steirischen Erzberg (1.465 m) und die Eisenerzer Alpen im Hintergrund.



2. Geologisch-tektonischer Überblick

(G. BRYDA)

Das Kartenblatt Eisenerz liegt innerhalb des oberostalpinen Deckenstapels in den kalkhochalpinen tirolischen und juvavischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen sowie in den nördlichsten Einheiten der Grauwackenzone (siehe Tektonische Karte; Tafel 1).

Am Südrand des Kartenblattes tritt die Norische Decke als tektonisch tiefstes Bauelement zutage. Diese wird als südliche Fortsetzung des Tirolikums angesehen (KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, 1962: 8, 27; Beil. 1) und wird zum überwiegenden Teil aus eoalpin schwach metamorphen (Untere Grünschieferfazies) (alt) paläozoischen Metasedimenten (Grauwacken, Kieselschiefer, Karbonate) und Metavulkaniten (Porphyroid, Metatuffe) sowie untergeordnet aus Metasand- und Metasiltsteinen und Brekzien mit oberpermischem bis untertriadischem Alter aufgebaut. Die Norische Decke wurde im Zuge der Eoalpinen Orogenese von ihrem kristallinen Sockel abgesichert (NEUBAUER et al., 1994), kann jedoch intern in mehrere ältere, bereits im Verlauf der Variszischen Orogenese angelegte Teildecken untergliedert werden (SCHÖNLAUB, 1982: 400–414). So wird im Raum südwestlich Eisenerz die tektonisch liegende Wildfeld-Decke von der hangenden Reiting-Decke überlagert. Im Hangenden der Reiting-Decke vermittelt eine im Detail schwer auflösbare Schuppenzone zur Nord(rahmen)zone, die als tektonisch höchstes Bauelement innerhalb der Norischen Decke angesehen wird. Die Deckengrenzen innerhalb der altpaläozoischen Schichtfolge verlaufen im Hangenden der Eisenerz-Formation, für die nach SCHÖNLAUB (1982: 396–397) ein teilweise oberkarbones Alter angenommen werden muss. Der beschriebene variszische Deckenbau wurde nach intensiver Erosion von den Sedimenten des alpinen Sedimentationszyklus (Präbichl-Formation, Werfener Schichten) diskordant überlagert und plombiert.

Das Tirolische Deckensystem setzt sich im Norden der überregional bedeutenden, linksseitigen SEMP (Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg)-Blattverschiebung fort (LINZER et al., 2002). Es kann in die Sulzbach-Decke mit Reiflinger Scholle und Göstlinger Schuppenzone, Unterberg-Decke mit der „Zone von Rotwald-Gindelstein“ sowie die Göller-Decke und die Buchberg- und Säusenstein-Schuppe untergliedert werden, die sich primär an flach Südost fallenden Überschiebungsbahnen überlagern bzw. von Nord nach Süd aufeinander folgen. Die einzelnen Decken werden zum überwiegenden Teil aus nicht- bis maximal anchizonal metamorphen (SCHRAMM, 1977, 1980, 1982b, c; KRALIK et al., 1987; JUNG, 1980: 21), bis zu 2.200 m mächtigen Karbonatgesteinen aufgebaut, die in der Mittel- und Obertrias im Bereich ausgedehnter Karbonatplattformen (Riffe und Lagunen) abgelagert worden sind. Der tirolische Deckenbau wurde bereits im Verlauf der Eoalpinen Orogenese angelegt und in der Oberkreide (Turonium) durch die Sedimente der Gosau-Gruppe transgrediert. In der höheren Oberkreide kommt es durch die Überschiebung der ostalpinen Decken über den Rhodanubischen Flysch und in der Folge über den helvetischen Schelf und die Molassezone (Paläogen bis unterstes Neogen) zu einer Reaktivierung des eoalpinen Deckenbaues. Durch diese Nachbewegungen werden die Sedimente der Gosau-Gruppe in den ostalpinen Deckenbau eingebunden und von den Teildecken im Ausmaß von wenigen Kilometern bis Zehnerkilometern sekundär überschoben. Auch die Buchberg- und Säusenstein-Schuppe wurden frühestens im obersten Paläogen von der Göller-Decke abgetrennt und stellen die Ostfortsetzung der Gesäuse-Decke (Tirolikum, siehe LEIN & GAWLICK, 2000) auf Kartenblatt Eisenerz dar.

Das im zentralen Bereich des Kartenblattes als tektonisch höchste Einheit über dem Tirolikum liegende Juvavikum wird exklusiv durch die Mürzalpen-Decke (KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, 1962) vertreten. Diese umfasst, neben dem an der Deckenbasis auftretenden Haselgebirge (Oberperm), eine mächtige Trias-Schichtfolge, die durch drei Karbonatplattformen (Steinalm- und Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattform, Dachsteinkalk-Karbonatplattform) und assoziierten Beckensedimenten aufgebaut wird. Die Platznahme der juvavischen über den tektonisch liegenden tirolischen Einheiten ist bereits im Oberjura in Verbindung mit der Schließung des Meliata-Hallstatt-Ozeans erfolgt (NEUBAUER, 1994; SCHWEIGL & NEUBAUER, 1997; GAWLICK et al., 1999, 2003; MANDL, 2000; FRISCH & GAWLICK, 2001, 2003; MISSONI & GAWLICK, 2011a, b).

Der juvavische Deckenbau wurde im Verlauf der nachfolgenden Eoalpinen und Mesoalpinen Orogenese reaktiviert und schlussendlich durch die Extrusion der Ostalpinen Einheiten in den pannonischen Raum ab dem obersten Paläogen bis unteren Miozän zerschnitten (DECKER et al., 1994; PERESSON & DECKER, 1996; LINZER et al., 2002). Im Ostabschnitt des Juvavikums (ab dem Gesäuse) kam es dabei mit dem SEMP-Störungssystem zur Ausbildung eines linksseitigen (sinistralen) Scherkorridors, der im Westabschnitt der Göller- und Mürzalpen-Decke (Gesäuse, Hochschwab) in Form mehrerer großer Blattverschiebungs-Duplexe erhalten ist (DECKER in MANDL et al., 2000, 2002). Dabei werden die Säusenstein- und Buchberg-Schuppe als westliche Fortsetzung der Gesäuse-Decke und die Riegerin-Türnach-, Brandstein-Edelbodenalm-, Pfaffingalm-Hochschwab- und Trenchtling-Fölzstein-Schuppe als Teile der Mürzalpen-Decke interpretiert.

Die Gesäuse-Störung bildet einen morphologisch gut sichtbaren Teil des SEMP-Störungssystems und kann als scharfe Linie über das Schwabental nach Hinterwildalpen bis in das Salzatal und weiter über den Bärnbachsattel bis zur Einmündung in die Puchberg-Mariazeller Linie südlich Mariazell verfolgt werden.

Insgesamt gesehen bildet das Gesäuse mit dem östlich anschließenden Kaiserschild- und Hochschwabmassiv eine große sigmoidale Struktur, bei der ein Teil des linksseitigen Versatzbetrages an der SEMP-Blattverschiebung in nordost- und süd- bis südwestgerichtete Überschiebungen abgeleitet wird. Die beiden gegenseitig überschiebenden Duplexsysteme werden durch die Gesäuse-Störung und deren beschriebener Ostfortsetzung durch das Salzatal voneinander abgetrennt.

3. Erforschungsgeschichte

(G. BRYDA & D. VAN HUSEN)

3.1. Oberostalpin

Das Werk von PANTZ & ATZL (1814) gehört zu den frühesten Forschungsarbeiten, die sich mit dem geologischen Aufbau des Erzberges und seiner Umgebung beschäftigt haben. Es wird darin u.a. ein liegendes „Urgebirge“, ein „Übergangsgebirge“ oder „Grauwackengebirge“ und ein hangendes „Flözgebirge“ unterschieden.

Im Jahr 1847 veröffentlicht FERRO die erste geologische Karte des Erzberges und unterscheidet zwischen den „älteren Grauwackenschiefern“, den „Spateisenstein mit sich führenden Kalkstein“ und den „jüngeren Grauwackenschiefern“ (= Präbichl-Formation und Werfener Schichten im heutigen Sinn) FERRO (1847). Im selben Jahr entstand auch die „Geologische Übersichtskarte der nordöstlichen Alpen“ von MORLOT (1847), in der Grauwacke und Tonschiefer, „Übergangskalk“, „Alpenkalk“, die Gosauschichten von Gams und das Aflenzer Tertiär ausgetrennt sind. In einem von SCHOUPPÉ (1850) erstellten, handkolorierten Kartenmanuskript des Gebietes zwischen dem Fölzgraben und Ramsaugraben westlich Eisenerz wird in der Schichtfolge von Liegend nach Hangend zwischen „Grauwackenkalk“, „Grauwackenschiefer und Sandstein“, „Erzführende Schichten“, „Rother Sandstein“ und „Alpenkalk“ unterschieden. Wenige Jahre später veröffentlichte PETERS (1852) eine Karte des Gamser Gosaubeckens, in der er nur zwischen den Einheiten „bunter Sandstein“, „Alpenkalk“ und „Gosauformation“ unterschieden hat.

1852 wurde mit einer ersten Aufnahme des Gebietes durch HAUER, FOETTERLE, SUESS und SCHOUPPÉ begonnen, die als handkolorierte Karte im Maßstab 1:144.000 vorliegt (HAUER et al., 1852). Hier werden die Kalk- und Dolomitgesteine der Kalkalpen bereits in die Trias eingeordnet, für die Gesteine der Grauwackenzone wird jedoch noch ein Silur-Alter angenommen. 1854 berichtet SCHOUPPÉ über erste Fossilfunde (Crinoidenstielglieder) aus den Kalken am Erzberg. 1860 konnten HAIGL und HABERFELNER an verschiedenen Stellen im Raum Eisenerz Korallen, Trilobiten, Brachiopoden und Nautiloideen nachweisen. Diese wurden von SUESS und BARRANDE bestimmt und von STUR (1865a, b, c, 1866) veröffentlicht. Letzterer hat in seiner „Geologie der Steiermark“ (1871) eine zusammenfassende Darstellung gegeben. Eine Revision der von STUR veröffentlichten Faunenliste der Fossilfunde von Eisenerz durch STACHE (1879) führte schließlich zu einer neuen stratigraphischen Einstufung der Schichtfolge in das „Subdevon“.

In Folge wurden die Kartenblätter Eisenerz und Aflenzen von VACEK (Kristallin und Grauwackenzone) und BITTNER (Kalkalpen) neu aufgenommen. Diese zweite Aufnahme wurde bereits auf einer topographisch genaueren Schraffenkarte durchgeführt und als handkolorierte Karte im Maßstab 1:75.000 vervielfältigt (BITTNER & VACEK, 1889). Im Bereich der Kalkalpen ist in dieser Karte bereits eine differenzierte Gliederung vorhanden, in der Grundzüge der heutigen lithostratigraphischen Großeinheiten zu erkennen sind. Sie stellt daher gegenüber der, in den fünfziger Jahren des 19. Jahrhunderts erschienenen Karte, einen großen Fortschritt dar. Im selben Zeitraum wurde auch mit ersten detaillierten Arbeiten zur Genese und Gliederung der quartären Ablagerungen begonnen (BÖHM v. BÖHMERSHEIM, 1885; MICHAEL, 1891), die bisher noch vernachlässigt worden waren.

BITTNER (1890: 306–307) hat im Bereich des Hochschwabgebietes eine tiefreichende Störung nachgewiesen, die als östliche Fortsetzung der SEMP-Blattverschiebung angesehen wird (siehe Kapitel 2 und 4). Er betrachtet die s.g. „Guß-

werk-Admonter-Linie“ als Fortsetzung der „Puchberg-Mariazeller Linie“. BITTNER hat mit zahlreichen Arbeiten (e.g. 1886b, c, 1887a, b, 1888, 1897) entscheidend zum Verständnis der Stratigraphie und Tektonik im Bereich der Nördlichen Kalkalpen beigetragen. Weitere Arbeiten sind jene von KITTL (1904) im Zusammenhang mit der Trassenführung der 2. Wiener Hochquellenleitung bzw. von HERITSCH (1908), der in der Grauwackenzone den Begriff „Blasseneckporphyroid“ eingeführt hat (vgl. Diskussion in: SCHÖNLAUB, 1982).

REDLICH (1922) veröffentlichte Karten der Umgebung von Eisenerz und Vorderberg (1:25.000). JUNGWIRTH & LACKENSCHWEIGER (1922, 1923) lieferten neue Daten zur Geologie des Erzberges. In Folge bearbeiteten SPENGLER (1920a, b, 1922, 1925, 1926) und STINY das Kartenblatt 4954 Eisenerz, Wildalpe und Afienz (1.75:000), das samt Erläuterungen gedruckt wurde (SPENGLER & STINY, 1926a, b). In dieser Karte wurden der Riffkalk am Gamsstein und Scheibenberg sowie große Areale am Hochschwab als Wettersteinkalk erkannt und auch zwischen dem „geschichteten Dachsteinkalk“ und dem „Dachsteiriffkalk“ unterschieden. Größere Veränderungen zeigt die Karte in der Grauwackenzone, ebenso wurde dem Quartär und der Tektonik („Brüche“ und „Schubflächen“ – insbesondere der Puchberg-Mariazeller Linie) mehr Beachtung geschenkt (SPENGLER & STINY, 1926a). Detailergebnisse zur Tektonik unter Einbeziehung der Erkenntnisse von KOBER (1912) gibt SPENGLER (1922, bzw. 1925: 294ff.), wobei er jedoch teilweise Ergebnisse revidiert (SPENGLER, 1931).

Arbeiten zum Erzberg und seiner Umgebung liegen von HIESSLEITNER (1929, 1931) sowie von KERN (1927, 1942) vor. Mit der (Bio-)Stratigraphie befassten sich vor allem HERITSCH (1927, 1931; HABERFELNER & HERITSCH, 1932) bzw. im Vergleich mit den Karnischen Alpen HERITSCH (1932) und HABERFELNER (1935). Siehe dazu die Darstellung in SCHÖNLAUB (1982).

Retrospektiv sind zwei Sichtweisen in den Eisenerzer Alpen zu erkennen: Einerseits für einen alpidischen Deckenbau (ASCHER, 1908; HERITSCH, 1910, 1911, 1921; REDLICH, 1917). Zur Unterstützung dieser These wurde angeführt, dass sich die im Eisenerzer Raum erfassten N-S streichenden Querstrukturen (STINY, 1931: 220ff.; HERITSCH, 1921: 79, 123) in den Weyrer Bögen der Kalkalpen (AMPFERER, 1931; CLAR, 1965) wiederfinden würden. Andererseits für einen variszischen Falten- und Deckenbau in den Eisenerzer Alpen (HAMMER, 1924; SPENGLER, 1926; SPENGLER & STINY, 1926b; HIESSLEITNER, 1931; SCHWINNER, 1929b, 1933; STINY, 1931; HABERFELNER, 1935; ANGEL, 1939; METZ, 1940, 1951, 1953).

SPENGLER (1928) untergliederte die Ötscherdecke in ein System einander überlagernder Decken (Unterberg-Decke im Norden und der im Süden auflagernden Göller-Schuppe). Auf TRAUTH (1936: 507) geht die Bezeichnung „Großreiflinger Scholle“ – bei AMPFERER (1931) eine ferntransportierte Schubmasse – und deren Einwurzelung als parautochthone Einheit in Lunzer-Fazies am Südrand der Weyrer Bögen zurück.

In der zusammenfassenden Darstellung der Geologie der 2. Wiener Hochquellenleitung von TRAUTH (1948) sind weitere Erkenntnisse über den tektonischen Bau von Hochkar und Röcker und detaillierte Angaben zur Hydrogeologie der Quellgebiete enthalten. SPENGLER (1951: 371, 1959: 251ff.) trennte die Sulzbach-Schuppe vom Südrand der Lunz-Decke ab und definierte die „Göllerschuppe“ als Göller-Decke neu. TOLLMANN (1965: 154–156) machte die Sulzbach-Schuppe zur Sulzbach-Decke und ordnete sie dem Tirolisch-Norischen Deckensystem zu (TOLLMANN, 1976a: Taf. 4, 5). STEINER (1965, 1967) erkannte, dass es sich bei dem von AMPFERER (1930) und SPENGLER (1959) zwar bereits erfassten, aber noch als Schuppengrenze gedeuteten Westrand der Lunzer Musterfalte eigentlich um

ein Teilstück einer großräumigen, linksseitigen Blattverschiebung handelt, die er als „Ybbsitz-Göstling-Blattverschiebung“ bezeichnet hat. Diese Blattverschiebung wurde von HAMEDANI (1973) erstmals detailliert bearbeitet und von TOLLMANN (1976a: 228) als „Grenzblatt Störung“ angesehen. Der genaue Verlauf der Störung mit den davon abzweigenden Teilstörungen wurde schließlich durch die Kartierungen von RUTTNER und SCHNABEL für das Kartenblatt GK71-Ybbsitz erfasst und dargestellt (RUTTNER & SCHNABEL, 1988). In den 1990er Jahren wurde die Störung von M. MOSER (1990) und ARZMÜLLER (1997) mit modernen struktureologischen Methoden genauer untersucht. Obwohl sich die Ybbsitz-Göstling-Blattverschiebung größtenteils auf dem nördlich anschließenden Kartenblatt Ybbsitz befindet, ist sie durch ihre Anbindung an das SEMP-System für das Verständnis der Tektonik auf dem Kartenblatt von großer Bedeutung. Diese erfolgt über Störungen, die an der Grenze zwischen der Sulzbach- und der Unterberg-Decke und weiter durch das Gosaubecken von Gams verlaufen.

Als weitere, für die Klärung des tektonischen Aufbaues im Bereich des Kartenblattes besonders wichtige Publikationen sollen jene von KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962) und TOLLMANN (1967, 1976b) genannt werden, in denen die Mürzalpen-Decke als neue tektonische Großeinheit am Südrand der Nördlichen Kalkalpen abgetrennt, und die Tektonik der Nördlichen Kalkalpen in mehreren Kartenblättern dargestellt worden ist. Dieses Bild wurde von TOLLMANN (1980) durch die Abtrennung der Tribein-Schuppe und „Südrandschuppe“ von der Mürzalpen-Decke als südliches Element der Gölle-Decke nochmals modifiziert.

Im Bereich des Gosaubeckens von Gams folgen nach einer ersten mikropaläontologischen Gliederung von WICHER (1956) die Arbeiten von KOLLMANN (1963, 1964) mit neuen Kartierungen bzw. später – in gewissen Bereichen – durch WAGREICH (1993, 1994, 1995a, 1996, 2004). Zusätzliche Daten zur Biostratigraphie und Fazies der Gosauschichtfolge liegen von EGGER & WAGREICH (2001), EGGER et al. (2004) und SUMMESBERGER et al. (2009) vor. LAHODYNSKY (1988a, b, 1989) entdeckte jene gelbe „Grenzton-Lage“ im Profil Knappengraben, die weltweit die Grenze zwischen der Kreidezeit und dem Paläogen markiert. Dieses Profil wurde durch EGGER et al. (2009), GRACHEV & DAURER (2009) und GRACHEV et al. (2005, 2009), nochmals eingehend untersucht und die Ergebnisse kontroversiell diskutiert.

Die biostratigraphische Gliederung der Eisenerzer Grauwackenzone mit Conodonten geht auf FLAJS (1964, 1967, 1974), FLAJS & SCHÖNLAUB (1973, 1976), SCHÖNLAUB (1977) und SCHÖNLAUB et al. (1980) zurück, womit die Bänder- und Flaserkalke mit hoher zeitlicher Auflösung eingestuft werden konnten. Als Ergebnis dieser Forschungstätigkeiten liegt die „Geologische Karte der Eisenerzer Alpen (Grauwackenzone) 1:25.000“ (SCHÖNLAUB, 1981) mit Erläuterungen (SCHÖNLAUB, 1982) vor. Der Karteninhalt wurde auf der vorliegenden Karte weitestgehend unverändert übernommen. Modifikationen bestehen im Bereich des Erzberges und innerhalb eines schmalen Streifens im Übergang zur Präbichl-Formation und den auflagernden Werfener Schichten.

RATSCHBACHER et al. (1991a, b) lieferten neue Erkenntnisse zur Tektonik des Ostalpins im Neogen (gravitativer Kollaps des ostalpinen Deckenstapels und Ausweichbewegungen großer Krustenteile nach Osten). Als wesentliche Bewegungsfuge für diese „Extrusion“ wurde die SEMP (Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg)-Störung im Sinne einer tiefreichenden, sinistralen Blattverschiebung erkannt (RATSCHBACHER et al., 1991a, b; DECKER et al., 1994; LINZER et al., 2002) und für den Westabschnitt der Störung ein Versatzbetrag von bis zu 60 km vermutet.

Die SEMP-Blattverschiebung verläuft als WSW-ONO streichende, dominante Struktur quer über das Kartenblatt und ist mit zahlreichen, davon abzweigenden

den Störungen kinematisch verbunden. Teile dieses Systems wurden von NEMES (1994), DECKER & REITER (2001) und DECKER (2001, 2002) strukturgeologisch untersucht. F. MOSER (1990) lieferte strukturgeologische Daten aus dem Grenzbe-
reich zwischen Unterberg- und Göller-Decke.

SALEK (1998) bearbeitete die lithostratigraphische Gliederung im Bereich Hin-
terwildalpen, MOSER (2007) und MOSER et al. (2007) sowie KRZYSTYN et al. (2008)
den Bereich des Gamsstein-Scheibenberg-Zuges. Am Hochschwab-Südrand im
Bereich des Pribitz war HÜBLER (1998) und im Bereich der Gries- und Heuschlag-
mauer MERSCHNIK (1998) tätig. Eine Synthese zur Stratigraphie und Metamorpho-
se liegt durch KÖLBL et al. (1999) vor.

Die Entdeckung großer Unterschiede in der thermischen Überprägung der kalk-
alpinen Decken anhand unterschiedlicher CAI-Daten (Conodont Colour Alteration
Index) durch GAWLICK et al. (1994a, b) führten schließlich in Verbindung mit Un-
terschieden in der lithologischen Entwicklung zur Abtrennung der Gesäuse-De-
cke von der Mürzalpen-Decke durch LEIN & GAWLICK (2000, 2001). Daten zu ho-
hen CAI-Werten im Bereich des Hochschwabgebietes wurden von BRYDA et al.
(2008) veröffentlicht.

Weitere Hinweise zum Vorkommen einzelner Einheiten und erkennbarer litho-
logischer Grenzen in den Höhlen und damit zum tektonischen Aufbau des Hoch-
schwabgebietes kamen aus der Karst- und Höhlenforschung (FABIANI et al., 1980;
STROBL, 1992; PLAN, 2002, pers. Kommunikation, siehe auch Kapitel 10). Ergän-
zende Daten zur Hydrogeologie kamen von MAGER (1979), FABIANI (1980a, b, 1984)
und DÖBERL (1996).

3.2. Quartärforschung

MORLOT (1850) ging von einer Vereisung des Gebietes aus, ohne aber konkrete
Spuren gefunden zu haben. STUR (1871) erwähnte Moränen und Gletscherblöcke
um Wildalpen und deutete offensichtlich die Blocklandschaft um den Teufelssee
als Moränen. Ebenso sah BÖHM v. BÖHMERSHEIM (1885) die mächtigen Lockerse-
dimente bei Wildalpen als Moränen.

Eine umfassende Darstellung der Vergletscherung der Lassingalpen stammt
von MICHAEL (1891). Er deutete die Ablagerung um Wildalpen als Moränen und
Terrassen, die sich vom Ort Salza abwärts verfolgen lassen. Er postulierte eine
komplette Vergletscherung des Salztales, die mit der des Ennstales zusamen-
hing. Er wusste um die starke glaziale Verbauung der Nebentäler des Lassingba-
ches (Abbrenn), die er auf diese große Vereisung zurückführte. NAGL (1970b),
der den Raum des Ybbstales quartärgeologisch bearbeitet hat, stellte Zusamen-
hänge mit dem Salzatal her.

Auf der Südseite des Hochschwab sind Hinweise auf kleinere Lokalgletscher,
wie auch erste Erwähnungen „postglazialer“ Gletscherstände bei BÖHM v. BÖH-
MERSHEIM (1900) zu finden.

PENCK & BRÜCKNER (1909) beschreiben, dass zur Rißeiszeit der Gletscher des
Salztales mit dem des Ennstales in Verbindung stand und auch das Becken von
Eisenerz vergletschert war, während es im Würm hingegen frei von Eis war. Die
Täler auf der Südseite des Gebirgsstockes seien als Ausläufer der Plateauverglet-
scherung von bedeutenden Gletschern erfüllt gewesen, die sich mit bis zu 7 km
langen Zungen (z.B. Tragößtal) in den Tälern ausbreiteten.

Mit den „*dicht oberhalb Wildalpen legt sich quer über das Thal ein 50 m ho-
her Endmoränenwall, der aus groben Blöcken mit spärlich beigemengten gekritz-*

ten *Geschieben besteht*“ (PENCK & BRÜCKNER, 1909: 242) können nur die mächtigen Sturzstromablagerungen gemeint sein. Diese wurden von PENCK & BRÜCKNER (1909) als „Jung-Moräne“ des Würm angesehen.

Spengler äußert sich umfassend zu den quartären Ablagerungen (SPENGLER & STINY, 1926b; SPENGLER, 1927). Er schied differenzierte Jungmoränen aus, wobei schon unter drei Systemen im Tragößtal unterschieden wird, und der Blockgletscher in der Ramsau als *„ist der Franzosenbühel eine das ganze Tal sperrende Endmoräne der von der Nordseite der Reichensteingruppe herabsteigenden Gletscher“* (SPENGLER & STINY, 1926b: 81) beschrieben wird.

Die Verbreitung der Sturzstromablagerungen im Salztal sieht er als die Ausbreitung des Gletschers aus dem Siebenseetal an, der bis in die Fischerau und ins Holzäpfeltal gereicht hätte, wobei er auch auf die *„an prähistorische Tumuli erinnernde Moränenlandschaft“* (SPENGLER & STINY, 1926b: 82) hinweist. Der Ort Wildalpen läge auf einer Terrasse, die aber nicht zur Niederterrasse gehöre. Das Salztal weiter östlich sei eisfrei geblieben, da der Gletscher im Brunntal an dessen Ausgang geendet hätte. Die Moränen des Lassingbachtals wären hingegen Altmoränen einer umfassenden Vereisung. SPENGLER & STINY (1926b: 86f.) beschreiben auch das Bergsturzblockwerk westlich des Grünen Sees bis zur Pfarerlacke sowie am Klammboden, ohne letzteres mit dem Blockwerk des Sturzstromes bis zum Pfarrerteich zu verbinden, das sie als Jungmoräne ansprechen.

Detaillierte Kenntnisse über die Übertiefung der Zungenbecken (Tragöß, Leopoldsteiner See) und deren Füllung brachten die Grund- und Karstwasseruntersuchungen an der Hochschwab-Südseite (FABIANI, 1980b, 1984).

Die auffälligen Geländeformen bei Wildalpen gaben Anlass zur Deutung als Bergsturz. SPENGLER (1926) erwägt den Zusammenbruch eines stark verkarsteten Dachsteinkalkareals, LICHTENECKER (1929) denkt schon an einen Bergsturz, ABELE (1974) erwähnt ihn als Bergsturz ohne dem Phänomen im Detail nachzugehen. Erste Kartierungen und sedimentologische Untersuchungen durch FRITSCH (1993) klärten den Sachverhalt und zeigten die Dimension des Ereignisses auf (VAN HUSEN & FRITSCH, 2007).

3.3. Schritte zur Erstellung des vorliegenden Kartenblattes

Im Jahr 1992 startete im Rahmen der Bund-Bundesländer-Kooperation ein vom Bundesministerium für Wissenschaft und Forschung, den Wiener Wasserwerken und dem Land Steiermark gefördertes, interdisziplinäres Projekt zur Erforschung des Einzugsgebietes der 2. Wiener Hochquellenleitung und der Grundwasser-Entnahmestellen des Zentralwasserverbandes Hochschwab Süd. In diesem Zusammenhang wurde an der Geologischen Bundesanstalt (Projektleitung: G.W. MANDL) mit geologischen Kartierungsarbeiten im Bereich des Kartenblattes begonnen. Durch die finanzielle Unterstützung der Projektpartner konnte das anfängliche Kartierungsteam GERHARD W. MANDL, MICHAEL MOSER und WOLFGANG PAVLIK in den folgenden Jahren durch GERHARD BRYDA und OTTO KREUSS verstärkt werden. Der Arbeitsfortschritt wurde in mehreren Zwischenberichten und Karten dokumentiert (MANDL et al., 1994, 1996, 1998, 2000, 2002). Bis zum im Jahr 2002 erfolgten Projektabschluss konnte auf diese Weise ein großer Teil des Hochschwabgebietes geologisch neu aufgenommen werden. Die Ergebnisse wurden in Form einer geologischen Karte im Maßstab 1:25.000 mit den zugrundeliegenden GIS-Datensätzen und einem ausführlichen Bericht den Projektpartnern zur Verfügung gestellt (MANDL et al., 2002). Nach Vorliegen dieser Karte, die einen großen Teil des Hochschwabgebietes abdeckt, erschien die Fertigstellung des Kartenblattes Eisenerz relativ rasch möglich. Beim Gosaubecken von Gams wurde auf die Kar-

tierungen von KOLLMANN (1964) und WAGREICH (1993, 1994, 1995a, 1996, 2004) zurückgegriffen. WESSELY (2001, 2003, 2005, 2006a, b, c) kartierte in den Jahren 2001 und 2005 einen Großteil der Nordflanke des Hochkarstockes neu. Wie bereits erwähnt, fand auch die „Geologische Karte der Eisenerzer Alpen“ 1:25.000 von SCHÖNLAUB (1981) Eingang. DIRK VAN HUSEN überarbeitete 2004 bis 2006 die bestehenden Quartär-Kartierungen. Ergebnisse und Status Quo wurden im Rahmen der „Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt“ in Leoben vom 31. August bis 4. September 2009 präsentiert (BRYDA, 2009). Die Drucklegung des Kartenblattes GK50, Blatt 101 Eisenerz, erfolgte im Winter 2010.

4. Geologischer Bau, tektonische und übergeordnete lithostratigraphische Großeinheiten

(G. BRYDA, H.P. SCHÖNLAUB, M. WAGREICH & V. KUKAL)

In diesem Kapitel wird der geologische Aufbau im Bereich des Kartenblattes Eisenerz anhand der übergeordneten tektonischen und lithostratigraphischen Großeinheiten erläutert. Die Nomenklatur der tektonischen Großeinheiten folgt der Definition in SCHMID et al. (2004). Alle nicht mehr in den ostalpinen Deckenbau unmittelbar eingebundenen Schichtfolgen werden als eigenständige lithostratigraphische Großeinheiten angesehen und besprochen. Die am Aufbau der Großeinheiten beteiligten lithostratigraphischen Einheiten werden in den Erläuterungen zur Kartenlegende detailliert beschrieben und, falls notwendig, neu definiert. Zur Übersicht wird auf die Tektonische Karte (Tafel 1) und das Profil (Tafel 2) am Ende der Erläuterungen verwiesen.

4.1. Oberostalpin

Das Oberostalpin bildet die tektonisch höchste Einheit des ostalpinen Deckenstapels, der heute als nördlichster Teil der Apulischen Kontinentalplatte über den Decken des Penninikums liegt.

Es kann nach SCHUSTER et al. (2001) und SCHMID et al. (2004) in einen im Zuge der Eoalpinen Orogenese entstandenen Deckenstapel, der aus dem Drauzug-Gurktal Deckensystem, Ötztal-Bundschuh Deckensystem, Koralmpe-Wölz Deckensystem, Silvretta-Seckau Deckensystem und den Decken der Grauwackenzone und Nördlichen Kalkalpen (Juvavikum, Tirolikum, Bajuvarikum) besteht, gegliedert werden.

Der oberostalpine Deckenstapel auf Kartenblatt Eisenerz kann in das tektonisch liegende Tirolisch-Norische Deckensystem und die tektonisch auflagernde Mürzalpen-Decke (KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, 1962), die eine Teildecke des Juvavischen Deckensystems darstellt, gegliedert werden.

Die postorogenen (Eoalpine Orogenese) Seichtwasserablagerungen der Unteren Gosau-Subgruppe und synorogenen (Mesoalpine Orogenese) Tiefwasser-sedimente der Oberen Gosau-Subgruppe überlagern Teile der Unterberg- (Gosaubecken von Gams), Göller- (schmaler, West-Ost streichender Streifen vom Goßgraben nach Hinterwildalpen und Wildalpen) und Mürzalpen-Decke (Fobisbach-Ebenstein und westlich Sackwiesenalm). Sie wurden im Rahmen der jüngsten Bewegungen der Mesoalpinen Orogenese im Eozän bis Untermiozän teilweise noch von den südlich anschließenden Einheiten überfahren.

4.1.1. Tirolisch-Norisches Deckensystem

Die Gesteine des Tirolischen Deckensystems sind in zwei Teilbereichen des Kartenblattes Eisenerz aufgeschlossen. Im Norden des Kartenblattes bilden die Sulzbach-Decke, Kerzenmandl-Schuppe und Göstlinger Schuppenzone sowie die Unterberg-Decke, „Zone von Rotwald-Gindelstein“ (RUTTNER & SCHNABEL, 1988; RUTTNER, 1984) und die Göller-Decke einen Stapel einander an flach Südost fallenden Überschiebungen, norwestvergent überschiebender Decken und Schuppen. Dieser bereits im Zuge der Eoalpinen Orogenese angelegte Deckenstapel wurde im Paläogen reaktiviert und dabei die stratigraphisch der Unterberg-Decke und teilweise der Göller-Deckenstirn auflagernden Gosau-Sedimente von Teilen der Göller-Decke sekundär überschoben. Die bereits SPENGLER (1922: 180 – „Goßlinie“; 1925: 279 – „Goßüberschiebung“) bekannte Goß-Überschiebung

stellt eine bedeutende nachgosauische Schuppenbahn im Bereich des jung reaktivierten Südrandes der Göller-Decke dar. Die südlich der Goß-Überschiebung dem Schubteppich aus Haselgebirge und Werfener Schichten auflagernden Mitteltrias- und Obertriasgesteine des Buchberges, Grangenriedels und der Bösen Wand wurden von TOLLMANN (1976b: 292) zur „Buchbergsschuppe“ zusammengefasst und mit dem Hauptkörper der Göller-Decke verbunden. Im Zuge der geologischen Neuaufnahme des Kartenblattes Eisenerz konnte jedoch die Fortsetzung der Goß-Überschiebung unmittelbar südlich des Salztales bis zur Einmündung des Brunntales anhand der eingeschalteten Scherkörper aus Werfener Schichten und Gutenstein-Formation nachgewiesen werden. Ab diesem Punkt wird die Überschiebung von der überregional bedeutenden, linksseitigen SEMP (Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg) Blattverschiebung (LINZER et al., 1990, 1995, 2002) abgeschnitten. In diesem Abschnitt wurde bereits die von SPENGLER (1931) und TOLLMANN (1976b: 370) beschriebene Puchberg-Mariazeller Linie als südliche Begrenzung der Göller-Decke angesehen. Auf die sich aus der nun vollständigen Abtrennung der Buchberg-Schuppe von der Göller-Decke durch die Goß-Überschiebung ergebenden Fragestellungen wird bei der Beschreibung des Internbaues der Göller-Decke näher eingegangen.

Im Süden des Kartenblattes bildet die zum überwiegenden Teil aus paläozoischen und untergeordnet stratigraphisch auflagernden Gesteinen der Untertrias aufgebaute Norische Decke den zweiten, südlichsten Anteil des Tirolikums (KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, 1962: 8, 27) im Liegenden der juvavischen Mürzalen-Decke. Nach TOLLMANN (1976b, 1985: 222–223) ist die Norische Decke als südliche Fortsetzung der Göller-Decke anzusehen.

Metamorphose: In den nördlichen Decken des Tirolischen Deckensystems auf dem Kartenblatt ist keine oder nur eine anchizonale Metamorphose nachweisbar. Untersuchungen der Illit-Kristallinität in den feinklastischen oberpermischen bis untertriadischen Sedimenten der Göstlinger Schuppenzone durch SCHRAMM (1982a: 53) erbrachten einen durchschnittlichen IK-Wert von 6,2, der einer sehr schwachen (anchizonalen) Metamorphose in frühalpidischer (eoalpinen) Zeit (SCHRAMM, 1982a: 60) entspricht.

Im Gegensatz dazu sind die Gesteine der Norischen Decke deutlich geschiefert und wurden während der Eoalpinen Orogenese in der Unterkreide von einer schwachen Regionalmetamorphose (untere Grünschieferfazies mit abnehmender Tendenz gegen Hangend; SCHRAMM, 1977, 1980) erfasst.

Die Auswirkungen des alpidischen Metamorphosegeschehens sind noch bis in die tieferen Niveaus der auflagernden kalkalpinen Decken nachweisbar (SCHRAMM, 1977, 1980, 1982b, c; KRÁLIK et al., 1987; JUNG, 1980: 21) und erreichen dort noch Werte der höheren Anchizone.

Bedingt durch Metamorphose und starke Durchbewegung liegen in der Norischen Decke heute Bänder-Flaserkalke, Schiefer mit phyllitischem Habitus und Quarzite vor. Makrofossilien sind entweder bruchstückhaft vorhanden bzw. stark deformiert. Conodonten sind stark deformiert, schwarz, mattgrau oder weiß verfärbt, teilweise angelöst, rekristallisiert, häufig von Mineralneubildungen geprägt und weisen auf Temperaturen von mindestens 300° C hin (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976: 284–287; SCHÖNLAUB et al., 1980: 201–203). Ähnliche Werte weisen SCHULZ et al. (1997) im Raum Eisenerz für Inkohlungstemperaturen des Silur-Kieselschiefers (370° C) bzw. für die Eisenerz-Formation (360° C) nach. NEUBAUER et al. (1994: 70) nehmen an, dass bei dieser Metamorphose in diesem Abschnitt der Grauwaakenzone eine Maximaltemperatur von 400° C nicht überschritten wurde.

Norische Decke s. str. (Nordzone) sowie Eisenerzer Schuppenzone, Reiting- und Wildfeld-Teildecke

Die Norische Decke ist die tektonisch hangendste Decke der Grauwackenzone und wurde als Teil des oberostalpinen Deckenstapels in der Unter- bis tieferen Oberkreide im Zuge der Eoalpinen Orogenese von ihrem Untergrund abgeschert (SCHÖNLAUB, 1982; NEUBAUER et al., 1994).

Sie besteht vorwiegend aus Gesteinen des Altpaläozoikums (Ordovizium–Devon) und kann mit Hilfe der im Karbon darüber abgelagerten, klastischen Eisenerz-Formation in mehrere, bereits im Zuge der Variszischen Orogenese angelegte Teildecken (SCHÖNLAUB, 1982: 405–414) gegliedert werden.

Die Zeiritzkampel-Decke bildet die tektonisch tiefste Teildecke der Norischen Decke und ist im Bereich des Kartenblattes nicht aufgeschlossen. Darüber folgt die Wildfeld-Decke, deren Gesteine den Bereich beiderseits der Eisenerzer Ramsau am Südwestrand des Kartenblattes aufbauen. Diese wird wiederum von der Reiting-Decke überlagert, die im Gipfelbereich des Eisenerzer Reichenstein (2.165 m) und am Hackriedel südlich Schlingerweg auf Blatt Eisenerz liegt. Die beiden letztgenannten Decken sind unmittelbar südlich des Blattrandes großräumig aufgeschlossen (SCHÖNLAUB, 1981). Der Liegendabschnitt der Wildfeld-Decke umfasst überwiegend Grauwackenschiefer mit Einschaltungen von basischen Vulkaniten und schwarzen Kiesel-schiefern sowie Kalken und untergeordnet Quarzsandsteinen des Oberordovizium bis Llandovery. Darüber folgen Kiesel-schiefer des Llandovery bis Ludlow, die von dunklen Kalken des Ludlow bis Pridoli und hellen Flaser- und Bänderkalken des Devon abgelöst werden. Die Schichtfolge wird im Karbon durch die klastischen Sedimente der Eisenerz-Formation abgeschlossen, die auch als markanter „Deckenscheider“ zur auflagernden Reiting-Decke fungieren.

Der Schichtumfang der Reiting-Decke reicht vom Silur, das auf der Westseite des Hackriedel oder an der Nordseite des Eisenerzer Reichenstein noch untergeordnet vorhanden ist, über die dominanten hellen Flaser- und Bänderkalle des Devon (vorwiegend Unterdevon) bis in das Karbon der Eisenerz-Formation, die am Hackriedel in Form eines kleinen Vorkommens gerade noch sichtbar ist.

Im Norden schließt die „Schuppenzone“ (SCHÖNLAUB, 1982: 407–408) als strukturell und lithologisch eigenständig entwickelter Bereich an die beiden Decken an. Da die Bezeichnung „Schuppenzone“ ohne zusätzliche geographische Angabe nicht eindeutig ist, wird für diese tektonische Einheit der neue Name „Eisenerzer Schuppenzone“ vorgeschlagen. Diese erstreckt sich über die Gebiete Donnersalpe–oberes Weißenbachtal–Größenberg–Hintererzberg–Plattenalm und die Südseite des Gerichtsgrabens und des Vordererzberger Tales. Der Gesteinsbestand reicht vom Ordovizium (Gerichtsgraben-Gruppe, Blasseneckporphyroid) bis ins Karbon (Eisenerz-Formation). Der Südrand der Schuppenzone wurde nach SCHÖNLAUB (1982: 414) in alpidischer Zeit von bedeutenden Vertikalbewegungen überprägt, die zu einem Ausheben der Präbichlschichten über die südlich davon aufgeschlossenen, vorwiegend altpaläozoischen Gesteine geführt haben. Diese Vertikalbewegungen stehen vermutlich mit dem im Bereich des Erzberges sichtbaren Großfaltenbau in Zusammenhang.

Die „Nordzone (Nordrahmenzone)“ (SCHÖNLAUB, 1982: 408–409) bildet die höchste tektonische Einheit innerhalb der Norischen Decke und steht in transgressivem Verband mit der Kalkalpenbasis. Hier wird vorgeschlagen, den Begriff „Nordzone“ aufzulassen und für den nördlichen, hangenden Teil der Norischen Decke im Raum von Eisenerz die Bezeichnung „Norische Decke sensu stricto“ zu

verwenden. Diese besteht zum überwiegenden Teil aus paläozoischen Gesteinseinheiten – mächtigen siliziklastischen Metasedimenten und eingeschalteten Metabasiten des Ordovizium – die von einem bis über tausend Meter mächtigen Porphyroid des Oberordovizium überlagert werden. Im Hangenden des Porphyroides folgt eine Transgressionssequenz, die noch im obersten Ordovizium mit dem klassischen Polsterquarzit einsetzt und, unter Zunahme des Karbonatgehaltes, in den flachmarinen Cystoideenkalk übergeht. Im Silur kommt es zu einer raschen Eintiefung und Umgestaltung des Sedimentationsraumes in einen tieferen Schelf und damit zur Ablagerung von schwarzen Kieselschiefern und Orthocerenkalken. Darüber folgen im Devon helle Flaser- und Bänderkalke (Sauberg-Kalk, Polsterkalke) mit Tentaculiten, die bioklastische Schüttungen (Stromatoporen, Crinoiden) aus flacheren Teilen des Beckens enthalten.

Diese Schichtfolge wird, nach einer Phase der Abtragung und Verkarstung (137: Kalkbrekzie (Unterkarbon)) im Karbon, von der klastischen Eisenerz-Formation überlagert.

Über dem, durch die Variszische Orogenese geformten Sockel der „Nordzone“ und Teilen der „Schuppenzone“ sowie über den Abfolgen am Erzberg, transgrediert im (Ober)Perm die terrestrisch-fluviatile Präbichl-Formation. Aufgrund dieser Tatsache vermutet SCHÖNLAUB (1982: 408) ein, dem alten Deckenbau innerhalb der Norischen Decke äquivalentes, variszisches, vor (ober)permisches Alter dieses Schuppenbaues. Die Grenzfläche zu den unterlagernden Kalken des Devon ist als Winkeldiskordanz im Bereich der Typuslokalität der Präbichl-Formation, am Polster bei Eisenerz (oberhalb des Knappensteiges, ca. 1.590 m nahe der Leobner Hütte), besonders gut erkennbar (NEUBAUER, 1989). Die Präbichl-Formation geht unter Abnahme der Korngrößen ohne deutlich erkennbare Grenze in die seichtmarinen Werfener Schiefer über, welche die Schichtfolge der Norischen Decke in der Untertrias abschließen (KRAINER & STINGL, 1986).

Die Stellung der Norischen Decke als tektonisch Hangendste der Decken mit paläozoischem Gesteinsbestand an der Basis des kalkalpinen Deckenstapels und ihre Platznahme im Verlauf der kretazischen, Eoalpinen Orogenese ist nach NEUBAUER et al. (1994) heute unbestritten. Der variszisch angelegte, in alpidischer Zeit schräg zugeschnittene Deckenbau innerhalb der Norischen Decke konnte durch die Neuaufnahme der Grauwackenzone im Bereich der Eisenerzer Alpen durch SCHÖNLAUB (1981, 1982) geklärt werden.

Die variszische Strukturprägung der paläozoischen Gesteine, an wenigen Stellen als Faltenbau erhalten, ist durch die diskordant darüber abgelagerten Sedimente der Präbichl-Formation erkennbar. Die im Bereich des Kartenblattes von West (Tulleck) nach Ost (Lamingtal) zunehmende Mächtigkeit der Präbichl-Formation lässt außerdem auf ein Paläorelief des paläozoischen Untergrundes schließen, das später durch die Ablagerungen dieser Formation ausgeglichen wurde.

Am Erzberg ist eine großräumige Faltenstruktur erkennbar, entlang derer alle Schichtglieder – von den altpaläozoischen Gesteinen bis zu den Werfener Schiefen – entlang einer flach nach NNO fallenden Achse deformiert sind. Diese Struktur wurde bereits von KERN (1927) dargestellt und später durch FRITSCH (1960) näher untersucht, der sie als „Hauptfaltung mit NNO-Achse“ am Erzberg beschreibt, und aufgrund der mitverfalteten Werfener Schichten eine alpidische Anlage des Faltenbaues vermutet (Abb. 16). Diese Vorstellungen wurden später von SCHULZ et al. (1997: 93) bestätigt, die den permisch-untertriadischen Schichtkomplex am Erzberg als den inneren Teil einer überkippten, westvergenten Großfalte ansehen, deren Hauptachsenrichtung mit ca. 20° nach NNO einfällt. Die zuvor genannten Autoren konnten im oberen Bereich des Erzberges zusätzlich horizontal lagernde,

NW-SO bzw. WNW-OSO streichende Faltenachsen (β -Achsen) nachweisen, die den Großfaltenbau überlagern. Sie nehmen daher an, dass dieser Faltenbau auf eine noch jüngere alpidische Deformation zurückzuführen ist. Der durch die hervorragenden Aufschlüsse im Bergbauggebiet des Erzberges gut sichtbare Großfaltenbau setzt sich vermutlich nach Nordosten in den Bereich des Glanzberges fort.

Bei der vom Vordernberger Tal über den Präbichl in den Gerichtsgraben NW-SO streichenden, steilstehenden Störung könnte es sich um eine gleichzeitig mit dem alpinen Deckenbau angelegte, vermutlich dextrale Blattverschiebung handeln. Die Störung trennt die Wildfeld- und Reiting-Decke im Westen von der tektonisch hängenden, wenig deformierten „Nordzone“ im Osten und geht offenbar nicht über die im Gerichtsgraben NO-SW querende „Schuppenzone“ hinaus – ist also möglicherweise an diese kinematisch gekoppelt. Vergleichbare Strukturen wurden von LINZER et al. (1995) als System NW-vergenger Überschiebungen und damit verbundener dextraler Blattverschiebungen (tearfaults) und lateraler Rampen in den kalkalpinen Decken beschrieben und diesem Deckenbau genetisch zugeordnet.

Als „Christof-Hauptverwurf“ wird am Steirischen Erzberg eine NNO-SSW streichende, mit ca. 30° nach Osten einfallende, bedeutende Störung bezeichnet, die aufgrund des Vertikalversatzes der Kalk-Porphyr-Grenze bereits im Kartenbild als Abschiebung zu erkennen ist. Der aus Bergbaudaten ermittelte maximale Vertikalversatz an dieser Störung kann nach HIRZBAUER et al. (1991: 58) mit 300 m angegeben werden. Das zumindest alpidische Alter der Störung lässt sich aus dem Versatz der Großfaltenstruktur am Steirischen Erzberg ableiten. Im Vergleich mit ähnlich orientierten Abschiebungen im Bereich der kalkalpinen Decken (DECKER & REITER, 2001; DECKER, 2002) scheint sogar eine Anlage dieser Störung im Zuge der „lateralen Extrusion“ des Ostalpins (RATSCHBACHER et al., 1991a, b; DECKER et al., 1994) im Neogen möglich.

Auch zahlreiche weitere SW-NO streichende Störungen wie jene, die durch den Handlgraben über den Lamingsattel in Richtung der Lamingalm streicht, wurden vermutlich gemeinsam mit W-O streichenden, sinistralen Blattverschiebungen angelegt und können der Extrusionstektonik zugeordnet werden.

Göller-, Unterberg-, Sulzbach-Decke, Reiflinger Scholle, Zone von Rotwald-Gindelstein

Unter dieser Überschrift wurden in der Legende zu Kartenblatt Eisenerz alle geologischen Einheiten innerhalb des tirolischen Decken-Schuppenbaues nördlich der überregional bedeutenden SEMP-Blattverschiebung (siehe Kapitel 4.3) und der von dieser spitzwinklig abgeschnittenen Goß-Überschiebung (SPENGLER, 1922: 180, 1925: 279) zusammengefasst.

Sulzbach-Decke

Die Sulzbach-Decke (TOLLMANN, 1965: 154–156; Sulzbach Schuppe, SPENGLER, 1951: 371, 1959: 254–255) bildet die tektonisch tiefste, am weitesten nördlich gelegene Einheit des Tirolikums. Sie überschiebt die Lunzer Decke unter Ausbildung einer inversen Trias-Unterkreide-Schichtfolge entlang der Königsberg-Überschiebung, die bis Göstling verfolgt werden kann. Dort wird die Deckengrenze von der annähernd N-S streichenden, linksseitigen Ybbsitz-Göstling Blattverschiebung abgeschnitten (STEINER, 1965: 276–277) und ca. 4 bis 4,5 Kilometer nach Norden versetzt, wo sie sich in der Überschiebung der invers gelagerten Jura-Unterkreidemulde des Bodingbaches nach Osten fortsetzt (SPENGLER, 1959: 252–255).

Die Trias-Schichtfolge der Sulzbach-Decke ist nach TOLLMANN (1976a: 134) in klassischer Lunzer Fazies entwickelt. Diese ist im Karnium durch eine Schichtfol-

ge aus mächtigen Lunzer Schichten (Trachycerasschichten, Reingrabener Schiefer, Lunzer Sandstein) und auflagernden Opponitzer Schichten (Kalk, Dolomit und Rauwacken, Gips/Anhydrit führend) gekennzeichnet, die über Beckensedimenten der Reifling-Formation (Ladinium) einsetzt. Im Bereich der Gamsstein Halbantiklinale ist jedoch eine mitteltriadische Wettersteinkalk-Karbonatplattform (Ladinium bis unteres Karnium) erhalten, die über Beckensedimente der Reifling-Formation (oberes Anisium bis unteres Karnium) und die diese unterlagernden anisischen Seichtwassersedimente (Steinalm-Formation und Annaberger Kalk) progradiert. Im Hangenden der Karbonatplattform folgen geringmächtige Lunzer Schichten und typische Opponitzer Schichten (Karnium), die in Hauptdolomit übergehen. TOLLMANN (1965: 141) sieht daher in der Mitteltrias-Schichtfolge der Gamsstein-Scheibenberg Halbantiklinale ein Äquivalent der „Nordtiroler Fazies“, die in diesem Bereich mit dem Lunzer Faziesraum verzahnt.

Die Sulzbach-Decke ist durch einen vorgosauisch angelegten, im Streichen weithin verfolgbaren Faltenbau gekennzeichnet, der später durch die linksseitige Ybbsitz-Göstling Blattverschiebung zerschnitten wurde. Wie STEINER (1965: 277) zeigen konnte, sind die Faltenzüge westlich und östlich der Ybbsitz-Göstling Blattverschiebung aufgrund der faziellen Übereinstimmung ihrer rhätisch- bis unterkretazischen Synklinalfüllungen eindeutig parallelisierbar. Die im Nordwesten des Kartenblattes Eisenerz aufgeschlossene Gamsstein-Scheibenberg Halbantiklinale setzt sich daher östlich der Ybbsitz-Göstling Blattverschiebung in der Sulzbach Antiklinale fort (Oberkogelsbach, GK71 Ybbsitz, RUTTNER & SCHNABEL, 1988). Analog dazu bildet die Lunzer-Synklinale und die südlich anschließende Maiszinken Halbantiklinale die Fortsetzung des Nordteiles der Großreiflinger Scholle und des Großreiflinger Mitteltriasspornes.

Neuere strukturgeologische Untersuchungen der Ybbsitz-Göstling Blattverschiebung durch ARZMÜLLER (1997: 73–75) sprechen für eine frühe Anlage der Störungszone als laterale Rampe, die bereits im Zuge der NW-gerichteten kretazischen bis paläogenen Stapelung der Sulzbach-Decke über die Lunzer Decke erfolgt ist. Die Umgestaltung dieser Rampe zum linksseitigen Scherkorridor der Ybbsitz-Göstling Blattverschiebung erfolgte erst nach dem NW-gerichteten Deckenvorschub bei N–S-gerichteter Kompression im obersten Paläogen bis Miozän unter teilweiser Benutzung bzw. Durchreißen der präexistenten lateralen Rampe. Mit dem Einsetzen der Extrusionstektonik in den ostalpinen Einheiten im obersten Oligozän? bis Miozän wurde die Ybbsitz-Göstling Störungszone als transtensive Blattverschiebungssystem aktiv (DECKER et al., 1994). Die Störung fungierte dabei als Transferstruktur, über welche die vorwiegend NO-gerichteten Blattverschiebungen im Norden mit den auf überwiegende W–O-Extension zurückzuführenden Strukturen in den südlich gelegenen tektonischen Einheiten kinematisch verbunden waren (DECKER et al., 1994; ARZMÜLLER, 1997: 75).

Im Bereich unmittelbar westlich der Ortschaft Göstling spaltet die Ybbsitz-Göstling Blattverschiebung in mehrere subparallele Blattverschiebungen auf, die das Ostende der Gamsstein Halbantiklinale linksseitig versetzten. Diese Struktur wird als transtensiver Blattverschiebungsduplex interpretiert, der die linksseitigen Horizontalbewegungen an der Ybbsitz-Göstling Blattverschiebung mit SO-gerichteten Rücküberschiebungen (M. MOSER, 1990) innerhalb der Göstlinger Schuppenzone und der Fortsetzung der Reiflinger Scholle verbindet (DECKER et al., 1994).

Mit der Aktivierung der Ybbsitz-Göstling Blattverschiebung als transtensive Störung wurde ein Teil der ostgerichteten Dehnung entlang der Göstlinger Schuppenzone und über den Mendlinger Sporn in die Gamser Querstörung abgeleitet. Diese teilt die Gosau von Gams (Westteil bereits ÖK100 Hieflau) in einen westli-

chen Teil, der von Gesteinen der Unteren Gosau-Subgruppe aufgebaut wird und in einen östlichen Teil, der ausschließlich von Gesteinen der Oberen Gosau-Subgruppe aufgebaut wird. Die Gamser Querstörung spaltet an ihrem Südende vermutlich in mehre Teiläste auf.

Reiflinger Scholle („Großreiflinger Scholle“)

Zwischen der beschriebenen Mitteltrias-Abfolge des Gamsstein-Scheibenberg Zuges im Nordwesten und der Überschiebung der tirolischen Unterberg-Decke im Südosten befindet sich eine schmale Schuppenzone, die faziell und tektonisch zwischen der Reiflinger Scholle (TRAUTH, 1936: 507–509, „Großreiflinger Scholle“) im Südwesten und der Göstlinger Schuppenzone im Nordosten vermittelt. Der Begriff Reiflinger Scholle bezeichnet eine heute allseitig tektonisch begrenzte, intern verschuppte Permotrias-Schichtfolge in Lunzer Fazies am Südwestrand der Sulzbach-Decke. Diese war ursprünglich Teil der Sulzbach-Decke und wurde erst im Zuge der nachgosauischen Eindrehung (vermutlich im Zeitraum Eozän bis Oligozän) der Weyerer Bögen vom Hauptdeckenkörper abgetrennt und diesem teilweise überschoben (TOLLMANN, 1976b: 268, 269). Auch die Göstlinger Schuppenzone ist als stärker deformierter Südrand der Sulzbach-Decke anzusprechen.

Innerhalb der beschriebenen Schuppenzone entlang des Mendlingbachtals südlich des Gamsstein-Scheibenberg Zuges können zwei Schuppen unterschieden werden: Die nordwestliche, tektonisch hangende Schuppe wird aus einer invers lagernden Serie aus Lunzer Schichten, Opponitzer Schichten und Hauptdolomit aufgebaut, während die südöstliche, tektonisch liegende Schuppe aus einer steilgestellten bis invers lagernden Schichtfolge aus Gutenstein-Formation, Reifling-Formation, Lunzer Schichten sowie Opponitzer Schichten und Hauptdolomit besteht. Letztere unterscheidet sich in ihrer faziellen Ausbildung (Gutenstein-Formation) deutlich von der tieferen Mitteltrias der Gamsstein-Scheibenberg Halbantiklinale (Annaberger Kalk) und stellt die Fortsetzung der Kerzenmandl-Schuppe (AMPFERER, 1933; TOLLMANN, 1976b) der Großreiflinger Scholle dar. Sie lässt sich im Streichen entlang des Mendlingbachtals bis Lassing verfolgen (MOSER et al., 2007). Westlich Mendlingbauer keilt die nordwestliche Schuppe aus und wird vermutlich durch das linksseitige Göstlinger Störungssystem nach Norden versetzt. Dort ist in der invers lagernden Schober-Schuppe eine vergleichbare Obertrias-Schichtfolge aufgeschlossen (HAMEDANI, 1973; M. MOSER, 1990).

Unterberg-Decke

Die Unterberg-Decke (SPENGLER, 1928: 118ff.) auf Kartenblatt Eisenerz besteht zum überwiegenden Teil aus einer mächtigen Hauptdolomit- und Dachsteinkalkabfolge (Karnium–Norium). Im Liegenden dieser Schichtfolge treten im unteren Mendlingbachtal, östlich Hirtenlehner, geringmächtige, Sandsteinlagen führende Reingrabener Schiefer und Wettersteindolomit in lagunärer Fazies auf. Diese dort nur relativ kleinräumig aufgeschlossenen Gesteine bilden den stratigraphisch ältesten Anteil der Unterberg-Decke im Bereich des Kartenblattes.

Die beschriebene Trias-Schichtfolge ist im Bereich der Hochkar-Gruppe zu einer großräumigen, WSW–OSO streichenden Antiklinale verformt (SPENGLER, 1922: 172). Die Hochkargruppe ist jedoch nur auf den ersten Blick eine einfach gebaute Antiklinalstruktur. Innerhalb ihres, aus lagunärem Dachsteinkalk aufgebauten Südostschenkels sind zahlreiche, teilweise liegende nordwestvergente Falten zu erkennen. Deren flach lagernde, subparallele Faltenachsen folgen der Streichrichtung der Antiklinale und bilden diese gleichsam nach. Als Grund für diese ausgeprägte, parasitäre Faltung des Südschenkels der Antiklinale hat bereits SPENGLER (1922: 174) die nahe Überschiebungsfront einer Decke angenommen. Später wur-

de Spengler vermutlich klar, dass es sich bei dieser Decke nur um die Göller-Decke handeln kann – er geht darauf aber nicht mehr näher ein. Im Scheitelbereich der Hochkar Antiklinale ist im stratigraphisch Hangenden des lagunären Dachsteinkalkes, in einer nach Nordwesten überschlagenen und durchgescherten Synklinale, eine Schichtfolge aus dickbankigem, gelblichem „Oberhätalk“ mit eingeschalteter Kössen-Formation (Rhätium) und Gesteinen des Mittel- bis Oberjura erhalten. Der Jura setzt über einem ausgeprägten, durch eine mehrere Zentimeter dicke Mangankruste markierten Hartgrund über dem dickbankigen „Oberhätalk“ mit geringmächtigen Klaussschichten (Mitteljura) ein. Über den Klaussschichten folgt roter Ruhpoldinger Radiolarit, in den im Hangenden Debrite und Turbidite der Tauglboden-Formation (Oberjura) eingreifen. Der oberjurassische Anteil der Synklinalfüllung kann als synorogene Tiefseerinnenfüllung interpretiert werden, die im Verlauf des Eingleitens der juvavischen Decken entstanden ist. Ein Teil der Trias- und Unterjurakomponenten in den Debriten könnte von einer Hochzone/Schwelle im Bereich des Stangl (1.592 m) – „Stangl-Schwelle“ – am Südrand der Unterberg-Decke in die nördlich vorgelagerte Tiefseerinne transportiert worden sein. Das dort aufgeschlossene „Oberalmer Basiskonglomerat“ und die stratigraphisch verbundenen Oberalmer Schichten liegen diskordant über lagunärem Dachsteinkalk und Resten geringmächtiger Klaussschichten, die als Komponenten in den Debriten des „Oberalmer Basiskonglomerates“ vorkommen. Die Oberalmer Schichten stellen das zur Plassenkalk-Karbonatplattform zeitgleiche Beckensediment dar und werden von dieser progradiert. Dieser primär stratigraphische Kontakt wurde jedoch auf Kartenblatt Eisenerz am Südrand der Unterberg-Decke stark tektonisch überprägt. Vermutlich wird die bereits nördlich des Hüttstein (1.075 m) eingetragene Störung nördlich der Happelmäuer nur geringfügig linksseitig versetzt und folgt danach im Bereich Hochmoos–Eiskögeln dem Kontakt des Plassenkalkes zu den Oberalmer Schichten. Analog wird auch der Kontakt zwischen dem Plassenkalk und den Oberalmer Schichten nördlich des Wolfstein (1.298 m) von einer NW–SO streichenden Blattverschiebung zerschnitten.

Wendet man sich dem großräumigen strukturellen Bau der Unterberg-Decke zu, so fällt auf, dass die Antiklinale der Hochkar-Gruppe von zumindest zwei bedeutenden Blattverschiebungen zerschnitten wird. Diese streichen jeweils von Osten bzw. Westen an die überkippte und nach Nordwesten überschobene Jura-Synklinale im Scheitelbereich der Hochkar Antiklinale heran und scheinen mit dieser lose kinematisch gekoppelt zu sein. Bei der von Osten über das obere Lassingbachtal und dann südlich Tremel (1.201 m) und Schwarzkogel (1.547 m) bis zur Munzenplan (1.585 m) verfolgbaren Blattverschiebung handelt es sich um eine bedeutende Störung (Lassingbach-Schallensbach-Störung), die bereits auf dem östlich anschließenden Kartenblatt ÖK102 Aflenz, im Oberlauf des Schallensbaches, sichtbar ist und dem Tal des Zellerbrunnbaches folgt. Entlang dieser Störung wird die Deckengrenze der Göller-Decke zwischen der Einmündung des Zierbaches (ÖK102 Aflenz) und der Taleralm im oberen Lassingbachtal um mindestens 1,6 km rechtsseitig versetzt. Der Versatz der Deckengrenze entlang einer im Bereich des Lassingbachtals W–O streichenden, dextralen Blattverschiebung wurde bereits von F. MOSER (1990) erkannt und die Kinematik der Störung durch sprödetektonische Untersuchungen nachgewiesen. Die also primär dextrale (rechtsseitige) Blattverschiebung wird danach durch mehrere sinistrale Blattverschiebungen linksseitig versetzt. So beispielsweise um ca. 370 m durch die vom Schneckenraben von SW nach NO bis zur Taleralm streichende Störung, danach östlich des Schindgrabens, westlich des Irxenaugrabens und bedeutender östlich des Ringkogelgrabens. Generell können im gesamten Gebiet zahlreiche, oft günstig orientierte ältere Strukturen überprägende, NO–SW streichende Störun-

gen mit sinistral abschiebendem (Seitenverschiebungen bis Schrägabschiebungen) Charakter nachgewiesen werden (F. MOSER, 1990). Der dextrale Versatz an der Lassingbach-Schallbach-Störung wird durch die Verkürzung des Südostschenkels der Hochkar Antiklinale kompensiert. TRAUTH (1948, Taf. III) hat in seinem geologischen Profil des Hoher Röcker-Tremml-Stollens der II. Wiener Hochquellenwasserleitung bereits eine größere Störung zwischen dem Dachsteinkalk nördlich des Hohen Röcker (1.094 m) und dem Hauptdolomit des Schwarzkogel (1.647 m) eingetragen. Diese Annahme beruhte auf einer bedeutenden, mit 70° nach SSO einfallenden Bewegungsfläche, die im Stollen in 1.490 m Entfernung vom Südportal im Lassingbachtal angetroffen wurde, und für die TRAUTH (1948: 29) ein Ausstreichen an der Oberfläche vermutete. Diese Vermutung konnte nun mit der Neuaufnahme des Kartenblattes bestätigt werden – die Störung im Wasserleitungsstollen entspricht der Lassingbach-Schallbach-Störung und stellt die Fortsetzung der Störungsfläche im Untergrund dar.

Bewegt man das Hauptdolomit-Areal um den Beerwieskogel (Südostschenkel der Röcker Antiklinale) um den an der Lassingbach-Schallbach-Störung vermuteten dextralen Versatzbetrag von 1,6 km nach Osten, so schließt es unmittelbar an die „Zone von Rotwald-Gindelstein“ an. Da im Bereich um den Beerwieskogel und innerhalb der Röcker Antiklinale die für die „Zone von Rotwald-Gindelstein“ charakteristische Obertrias- und Unterjura-Schichtfolge nicht erhalten ist, kann ein ursprünglicher Zusammenhang der beiden strukturell äquivalenten Einheiten nur vermutet werden.

Die zweite, von Westen in die Hochkar Antiklinale eingreifende Störung streicht aus der Schuppenzone im unteren Mendingbachtal quer über den Dürrengraben bis nördlich Platschboden (1.320 m). Sie zerschneidet dabei die Nordwestflanke der Hochkar Antiklinale und trennt den lagunären Dachsteinkalk mit seiner Jura-Auflagerung vom Hauptdolomit-Kern der Antiklinale ab. Kinematisch ist sie vermutlich mit der Lassingbach-Schallbach-Störung vergleichbar und kompensiert als dextrale Blattverschiebung unterschiedliche Verkürzungsbeträge im Bereich der Hochkar Antiklinale.

Entlang der Südwestflanke der Hochkar Antiklinale ist eine große, steilstehende, bis nach Nordwesten überkippte, enggepresste Antiklinale bis invers lagernde Schuppe, die zum überwiegenden Teil aus Hauptdolomit besteht, ausgebildet. Diese wurde von SPENGLER (1922: 170–171) teilweise erkannt und vom Hohen Röcker (1.094 m) beschrieben. Der Kern der Antiklinale wird durch lagunären Wettersteindolomit aufgebaut, der im Nordschenkel der Antiklinale eindeutig inverse Lagerung aufweist (Geopetalgefüge). Darüber folgt ein geringmächtiges, siliziklastisches Karnium mit Sandsteinlagen führenden Reingrabener Schiefern und im Hangenden teilweise invers lagernder Hauptdolomit. Der Wettersteindolomit-Kern der Antiklinale grenzt am Klauskogel eindeutig tektonisch an den lagunären Dachsteinkalk der Südostflanke des Hockkars. In der streichenden Fortsetzung dieses Kontaktes liegt vom Hohen Röcker bis zum Niederen Röcker (1.085 m) Hauptdolomit überschlagen auf lagunärem Dachsteinkalk – in diesem Bereich ist jedoch nicht sicher, ob es sich um einen rein tektonischen Kontakt handelt – die Schuppenzone wurde daher als vermutete Grenze in die Karte eingetragen. An der Einmündung des Imbaches in den Lassingbach wird der Kontakt zwischen dem Hauptdolomit und dem unterlagernden Dachsteinkalk durch eine Nordwest–Südost streichende Störung nach Nordwesten versetzt. Danach setzt sich die Röcker Antiklinale im untersten Bereich der Hochkar-Südostflanke in Form einer steil Südost fallenden, invers über dem lagunären Dachsteinkalk lagernden Schuppe aus teilweise dünnbankigem Hauptdolomit bis nach Fachwerk fort. Dort wird die

Schuppe vermutlich durch eine in der jungen Bedeckung des Salztales WNW-OSO verlaufende Störung abgeschnitten.

Am Südwestende der Hochkar Antiklinale ist eine deutliche Änderung des strukturellen Bauplanes feststellbar, der sich in einem generellen Umbiegen des Schichtfallens nach Süden bis Südwesten ausdrückt. So wird beinahe die gesamte südwestliche Talflanke des Salztales, zwischen dem Scharberg (1.251 m) bis zur Rodlerin (1.081 m) aus Dachsteinkalk in Lagunen-Fazies aufgebaut. Hauptdolomit ist nur mehr in den untersten Wandpartien zwischen dem Schüttgraben und Heßlahngraben und in geringer Mächtigkeit am Fuß des Scharberges aufgeschlossen. Der lagunäre Dachsteinkalk erscheint dort an mehreren Störungen – z.B. im Schüttgraben und nordwestlich Nachbagauertal um ca. 280 m gegenüber dem Hauptdolomit abgesenkt. Ein weiteres Störungsbündel senkt den Dachsteinkalk südlich des Heßlahngrabens gegenüber dem Hauptdolomit um mindestens 420 m ab. Ob zumindest die ersten beiden erwähnten Störungen die gleiche Kinematik besitzen wie die zahlreichen, den Dachsteinkalk gegenüber dem Hauptdolomit versetzenden Störungen am Falken (1.433 m) und Mendlingstein (983 m) ist ungewiss. Letztere besitzen einen geringeren Normalversatz und stehen vermutlich mit der jungen, ostgerichteten Dehnung im Zuge der Extrusion des Ostalpins ab dem Miozän in Zusammenhang.

Wie teilweise bereits der Dachsteinkalk, zeigen auch die südlich Stangl (1.592 m) auflagernden Jura-Gesteine ein vergleichbares, nach Süden bis Südwesten gerichtetes Einfallen und streichen diskordant zur Achsenrichtung der Hochkar Antiklinale. Der primär sedimentäre Kontakt des Plassenkalkes zu den Oberalmer Schichten ist durch steilstehende Störungen zerschnitten. Dabei kann die, nördlich des Wolfstein (1.298 m) den Kontakt zwischen Plassenkalk und Oberalmer Schichten zerschneidende, in nordwestliche Richtung streichende, steilstehende Störung bis in den unteren Püllgraben (Kartenblatt ÖK100 Hieflau) verfolgt werden und könnte sich in der Störung, die nördlich Haid (Kote 680 m) die Nierental-Formation gegenüber der Zwieselalm-Formation rechtsseitig versetzt, fortsetzen. Das postgosauische Alter dieser dextralen Störung ergibt sich nicht nur aus ihrer vermuteten Fortsetzung in den Bereich der Gosasedimente, sondern ist auch durch die, oberhalb der Forststraße auf den Hüttstein (1.075 m) bei der Kehre in 980 m Seehöhe in die Störung eingeschleppten Sedimente der Unteren Gosau-Subgruppe belegt.

Vergleicht man den nun vom Südwestrand der Unterberg-Decke beschriebenen Baustil mit dem Südwestrand der Reiflinger Scholle, so fällt auf, dass auch dort die komplette Schichtfolge (Perm bis Obertrias) – siehe FUCHS et al. (2002) – nach Nordwesten umbiegt, ja regelrecht geschleppt erscheint. In beiden Fällen wird die geschleppte Schichtfolge an ihrem Westrand von einer NNO–SSW streichenden sinistralen Störung, die vermutlich eine beträchtliche Schrägaufschubskomponente besitzt, abgeschnitten. Im Fall des Westrandes der Reiflinger Scholle handelt es sich um die Weyrer Blattverschiebung (DECKER et al., 1994), die im Süden über die Buchau in das SEMP-Störungssystem einmündet und gegen NNO bis an die Kalkalpenstirn heranreicht, wo sie sich in mehrere Störungen aufspaltet – „horsetail splays“ – und sich verliert. Im Fall des Westrandes der Unterberg-Decke wird diese Funktion von der südwestlichen Fortsetzung der Göstlinger Blattverschiebung übernommen. Diese spaltet in ihrem südlichsten Abschnitt östlich der Ortschaft Palfau vermutlich in zwei Äste auf. Dabei fällt der westliche Störungsast mit der Überschiebung des Dachsteinkalkes des 1.190 m hohen Akogels (Unterberg-Decke) und der Unteren Gosau-Subgruppe von Gams (gemeinsam mit den unterlagernden permischen und untertriadischen Gesteinen der Gölzer-Deckenstirn) zusammen. Der östliche Ast besteht aus der unmittelbar östlich

des Akogels N-S streichenden Störung, die von TOLLMANN (1976b) als „Gamser Querschuppung“ beschrieben wurde.

Die gegen Nordwesten geschleppten Schichtfolgen am Südwestrand der Reiflinger Scholle und der Unterberg-Decke wurden durch diese sinistralen Störungen gegeneinander und gegenüber dem Südostrand der Maierock Halbantiklinale (siehe TOLLMANN, 1976b, Blatt 4) im Ausmaß von wenigen Kilometern rechtsschreitend versetzt. Macht man diese Bewegungen rückgängig, so erkennt man zwei unterschiedliche, durch laterale Rampen bzw. Blattverschiebungen begrenzte Überschiebungssysteme. Das erste System besteht aus der Göller-Decke, deren Ausbisslinie bis zum Salztal normal auf die gegen NW-gerichtete Überschiebungslinie der Decke streicht, danach aber unterhalb der jüngeren Sedimentbedeckung des Gosaubeckens von Gams in Richtung des Deckentransportes umbiegt. Dieses Umschwenken ist, wie bereits beschrieben, auch am benachbarten Südwestrand der Unterberg-Decke sichtbar und vermutlich auf die Ausbildung einer „lateralen Rampe“ oder „tear fault“ als Begrenzung eines nach Nordwesten vorstoßenden Teiles der Göller-Decke anzusehen. Kinematisch ist diese Störungszone mit der westlich benachbarten Hengst-Teichl-Störung (Windischgarstener-Störung) vergleichbar und könnte die ursprüngliche Fortsetzung dieser Störung darstellen.

Das zweite System umfasst sowohl die Unterberg-Decke als auch die Göller-Decke, die vermutlich im Paläogen gemeinsam die nördlich unterlagernde Sulzbach-Decke überschoben haben und am Südrand selbst durch die auflagernden juvavischen Decken geringfügig überschoben worden sind. Dabei wurde der Südrand der Göller-Decke unter Ausbildung der Tribein-Schuppe und „Südrandzone“ (TOLLMANN, 1980) deformiert und die auflagernden Gosausedimente in den Schuppenbau eingebunden. Die Überschiebungsbeträge an diesen im Zuge der Mesoalpinen Orogenese reaktivierten Deckengrenzen wurden entlang der Hengst-Teichl-Störung nach Nordwesten in die Überschiebung des Tirolikums auf das Bajuvarikum transferiert.

Das beschriebene System wurde nachträglich, im Übergangsbereich der Hengst-Teichl-Störung in die kinematisch gekoppelten Überschiebungen der Unterberg- und Göller-Decke, durch das aus WSW Richtung heran streichende SEMP-Störungssystem abgeschnitten. Die Hauptbewegungsfläche des SEMP-Systems mündet im Bereich Gußwerk-Mariazell in die altbekannte Puchberg-Mariazeller Linie ein. Wie die entlang dieser Überschiebungsfläche subparallel eingeklemmten Gosauvorkommen und juvavischen Deckschollen am Rücken der „Südrandzone“ (TOLLMANN, 1980) zeigen, war die Puchberg-Mariazeller Linie vermutlich bereits im oberen Paläogen als Überschiebung aktiv. Sie wurde im Zuge der lateralen Extrusion der Ostalpen im Miozän erneut als vermutlich nordostvergente Überschiebung reaktiviert und stellt die östliche Fortsetzung der SEMP-Blattverschiebung (DECKER & PERESSON, 1996; LINZER et al., 2002) dar. Betrachtet man die Buchberg-Schuppe (TOLLMANN, 1976b, Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, Blatt 5) am Südrand der Göller-Decke als durch die SEMP-Blattverschiebung linksseitig versetzte Fortsetzung der Tribein-Schuppe und „Südrandzone“ der Göller-Decke, so lässt sich der Verschiebungsbetrag an der SEMP-Blattverschiebung im Bereich des Salztales auf mindestens 15 km abschätzen. Der Versatzbetrag an der Störung wird dabei sowohl durch die nordostvergenten Überschiebungen entlang der Puchberg-Mariazeller Linie (SPENGLER, 1931), als auch durch südwestvergente Rücküberschiebungen im Bereich des Hochschwabgebietes und der angrenzenden Gesäuse Gruppe kompensiert (LINZER et al., 2002).

Zone von Rotwald-Gindelstein

Die „Zone von Rotwald-Gindelstein“ (RUTTNER & SCHNABEL, 1988; RUTTNER, 1984) bildet eine tektonisch und faziell eigenständige Einheit aus Obertrias- und Jura-Serien am Südrand der Unterberg-Decke, die dieser nordwestvergent überschoben wurde. Die Schichtfolge ist nach RUTTNER (1984: 217) durch eine Abfolge von Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössen-Formation, „Oberrhätalkalk“ und rotem Flaserkalk, der von roten und grünlichen Kiesel-schiefern und Radiolarit überlagert wird, gekennzeichnet, und stellt einen Fremdkörper innerhalb der vollkommen anders entwickelten Obertrias- und Jura-Schichtfolge der Unterberg-Decke dar. Sie ist jedoch mit der ähnlich ausgebildeten Schichtfolge im Bereich der Königsberg-Synklinale (RUTTNER & SCHNABEL, 1988) gut vergleichbar, die von RUTTNER (1984) als südlichster Teil der Lunz-Decke (heute Sulzbach-Decke) angesehen wurde. Derselbe Autor betrachtete daher die „Zone von Rotwald-Gindelstein“ als „Fenster“ der südlichen Lunz-Decke, dessen Inhalt der Unterberg-Decke aufgeschoben wurde. Die „Zone von Rotwald-Gindelstein“ wird im Norden (Kartenblätter GK71, 72 von der steilgestellten, W–O verlaufenden „Sperriedel-Störung“ (RUTTNER, 1984) und im Westen von der steilstehend SW–NO verlaufenden „Rothausbach-Störung“ (RUTTNER, 1984) von der unterlagernden Unterberg-Decke tektonisch abgegrenzt. Im Süden folgt die tektonisch auflagernde Göller-Decke, die der „Zone von Rotwald-Gindelstein“ entlang der NO–SW streichenden, flach-mittelsteil SO fallenden Fläche überschoben wurde („Neuhauser Ueberschiebung“, SPENGLER, 1922: 171). Teile der Schichtfolge der „Zone von Rotwald-Gindelstein“ weisen einen enggepressten, nordwestvergenten Faltenbau auf, der vermutlich im Zuge des Deckenbaues angelegt wurde. Auf Kartenblatt Eisenerz kann nur der am nordöstlichen Blattrand, im Bereich östlich der Talermauer aufgeschlossene Hauptdolomit der „Zone von Rotwald-Gindelstein“ zugeordnet werden. Dieser kann entlang der Fortsetzung der „Rothausbach-Störung“ durch das Rotbach-Tal von der tektonisch liegenden Unterberg-Decke abgegrenzt werden. Der Verlauf der südlichen Grenze zur tektonisch hangenden Göller-Decke folgt einer bedeutenden, im oberen Lassingbach Tal O–W streichenden Blattverschiebung (Lassingbach-Schallbach-Störung), welche die Deckengrenze überprägt.

Göller-Decke

Die Göller-Decke („Göllerschuppe“, SPENGLER, 1928: 122) stellt die tektonisch hangendste Einheit des Tirolischen Deckensystems im Bereich der östlichen Kalkalpen dar. Sie wird auf Blatt Eisenerz und darüber hinaus zum überwiegenden Teil aus mächtigem, mitteltriadischem Steinalm/Wettersteindolomit in Lagunen-Fazies, einem geringmächtigen siliziklastischen Karnium und einer überaus mächtigen Obertrias in Hauptdolomit- und Dachsteinkalk-Fazies aufgebaut. Diese Schichtfolge wurde der liegenden Unterberg-Decke bereits erstmals im Zuge der Eoalpinen Orogenese nordwestvergent überschoben. Wie die teilweise auch überschobenen Sedimente der Gosau-Gruppe anzeigen, ist diese Überschiebung in postgosauischer Zeit jedoch teilweise reaktiviert und stärker nachbewegt worden. Der Verlauf dieser Schubfläche war bereits SPENGLER (1922: 171) weitestgehend bekannt und wurde von ihm als „Neuhauser Ueberschiebung“ bezeichnet, weil sie bei Neuhaus (Kartenblatt GK72 Mariazell, BAUER & SCHNABEL, 1997), durch den lithologischen Kontrast zwischen den verfalteten Jura- und Obertrias-Gesteinen der „Zone von Rotwald-Gindelstein“ im Liegenden und dem auflagernden, zucker-körnigen Steinalm-Wettersteindolomit in Lagunen-Fazies der Göller-Decke im Hangenden, besonders gut sichtbar ist. Die Schubfläche fällt bei Neuhaus mit einem Wert von ca. $133^{\circ}/25^{\circ}$ mittelsteil nach Südosten ein und wird im Osten durch

eine von Taschelbach über den Zellerain Sattel über Grünau nach Mariazell annähernd NW–SO streichende Störung begrenzt. Diese Störung wird als steil SW fallende, laterale Rampe mit dextralem Bewegungssinn interpretiert, entlang der die Göller-Decke nach Nordwesten vorspringt.

Die Überschiebungsbahn der Göller-Decke über die Unterberg-Decke wird an mehreren Stellen durch dunkelgraue bis schwarze, dünnsschichtige und bituminöse Kalke und Dolomite der Gutenstein-Formation, die als Scherkörper im Liegenden des Wettersteindolomits auftreten, markiert. Das bereits bei SPENGLER (1922: 171) erwähnte Vorkommen von Gutenstein-Formation und an bunten Gipslagen reichem Haselgebirge im unmittelbar Liegenden des Wettersteindolomits bei Rotwald konnte im Unterlauf des Tiefengrundbaches, nahe der Mündung in den Lassingbach, lokalisiert werden (Kartenblatt ÖK102 Aflenz). An dieser Stelle wurde die Basis der Göller-Decke durch den Bachlauf, der offensichtlich einer ONO–WSW streichenden Störung folgt, erosiv freigelegt. Erdfälle in den spätglazialen Staukörpersedimenten nahe der Mündung des Zierbaches in den Lassingbach lassen auch hier Haselgebirgsvorkommen im Untergrund vermuten. Die Gutenstein-Formation ist im Liegenden des lagunären Steinalm-Wettersteindolomits bis unmittelbar südöstlich des Forsthauses Rotwald nachweisbar. Weitere neu entdeckte Vorkommen befinden sich im Unterlauf des Zierbaches und unmittelbar nördlich der Blechmauer. Das Vorkommen nördlich der Blechmauer ist als geringmächtiger tektonischer Span in eine NO–SW streichende Störung eingebunden, die den Hauptdolomit der Blechmauer vom nördlich gelegenen Steinalm-Wettersteindolomit abtrennt. Im Streichen dieser Störung ist an der linken Böschung der in Richtung Rotwald führenden Straße ein stark tektonisierter und druckgelöster grünlichgrauer, teilweise rötlicher Sandstein mit dunkelgrauen Kalklagen und ein dunkelgrauer bis schwarzer Dolomit aufgeschlossen. Diese Gesteine entsprechen vermutlich den hangenden Werfener Schichten (Kalk) und liegenden Anteilen der Gutenstein-Formation. An der Forststraße durch den Irxenaugraben sind oberhalb der den Bachlauf querenden Kehre, zwischen 760 m und 780 m Seehöhe, Lesesteine im Anbruch dunkelgrauer, gelblich bis ockerfarben anwitternder Rauwacken anzutreffen. Diese stammen vermutlich aus einem entlang der Lassingbach-Schallbach-Störung eingeklemmten Vorkommen von Reichenhall-Formation, das an dieser Stelle unter geringer Schuttbedeckung ansteht. Die ungewöhnliche Position dieser neu entdeckten Vorkommen von Unter- und Mitteltriasgesteinen kann auf zwei verschiedene Arten interpretiert werden:

Im ersten Ansatz interpretiert man die beschriebenen Vorkommen von Rauwacken, Werfener Kalk und Gutenstein-Formation als an Störungen tektonisch eingesenkte, erosive Reste der Göller-Decken Basis. Das Gebiet um den Beerwieskogel und die Röcker Antiklinale kann dann weiterhin der Unterberg-Decke zugeordnet werden – die Deckengrenze zur auflagernden Göller-Decke folgt damit weitestgehend dem von TOLLMANN (1976b) dargestellten Verlauf. Im Unterschied zur bisherigen Darstellung kann der Wettersteindolomit des Klauskogels jedoch nicht mehr als Teil der Göller-Decke angesehen werden, weil er sich in den Wettersteindolomit der nordwestvergent überschlagenen Röcker Antiklinale fortsetzt und dort über Reingrabener Schiefer mit dem auflagernden Hauptdolomit stratigraphisch verbunden ist. Durch diese Interpretation entsteht jedoch das Problem, dass man die enggepresste Röcker Antiklinale aus dem tief versenkten Südtail der Unterberg-Decke emporbringen muss.

Alternativ kann man die erwähnten Vorkommen von Unter- und Mitteltriasgesteinen als Scherkörper, die in „flower-structures“ entlang der beschriebenen Blattverschiebungen von der Deckenbasis der Göller-Decke angehoben wurden, interpretieren. Damit müssen dann aber auch das Hauptdolomitareal des Beer-

wieskogels und die nordwestvergent überkippte Röcker Antiklinale als Teil der Göller-Decke angesehen werden. Nach SPENGLER (1922: 168 – „Dolomitgebiet von Abbrenn“) bildet das riesige Steinalm-Wettersteindolomit-Areal südlich des Lassingbaches den Kern einer SW–NO streichenden, nach Norden überschlagenen Antiklinale, deren inverser Nordschenkel am Röcker noch erhalten geblieben ist (SPENGLER, 1922: 170–171). Analog hat Spengler auch für den Hauptdolomit des Beerwieskogels und Eschauerkogels eine inverse Lagerung angenommen und diese mit dem Auftreten von Kalkbänken im Hauptdolomit bei Klaus, die er als Übergangsbereich in den Dachsteinkalk angesehen hat, begründet. Die nun aus dem Gebiet von Abbrenn zahlreich vorhandenen Schichtflächenmessungen (Algenlaminiten) lassen jedoch keinen Antiklinalscheitel mit einem deutlichen Umbiegen des Einfallens der Schichtflächen von SO nach NW erkennen, wie man es bei einer überkippten Falte erwarten würde. Verlegt man die Deckengrenze der Göller-Decke an die Überschiebung des Hauptdolomits der Röcker Antiklinale auf den Dachsteinkalk des Niederen und Hohen Röcker, so muss diese jedoch ab der Mündung des Imbaches in den Lassingbach wieder dem Kontakt des Steinalm-Wettersteindolomits zur unterlagernden Obertrias folgen und besitzt dann wieder den von TOLLMANN (1976b) angenommenen Verlauf.

Westlich des Salztales bilden der Plassenkalk und die auflagernde Gosau der Unterberg-Decke ein Halbfenster am Ostrand der Göller-Decke. Die Göller-Decke wird dadurch in zwei schale Lappen zerlegt, die der Unterberg-Decke und den teilweise stratigraphisch damit verbundenen Gosausedimenten flach aufliegen und östlich des Salztales mit dem Hauptkörper der Göller-Decke verbunden sind. Der nördliche Lappen besteht ausschließlich aus Steinalm-Wettersteindolomit, der zwischen dem Scharberg, Beilstein (1.393 m) und Großen Torstein (1.330 m) entlang von Störungen in seine Unterlagerung aus lagunärem Dachsteinkalk und Plassenkalk eingesunken ist. Der südliche Lappen besteht aus einer basal zugeschnittenen Schichtfolge, die im Bereich der Eichmauer von Wettersteindolomit in Lagunen-Fazies über geringmächtige Reingrabener Schiefer nördlich Hochschlag (1.197 m) bis zum Hauptdolomit und vielleicht noch damit stratigraphisch verbundenen Resten von Dachsteinkalk in Lagunen-Fazies am Hegenstein (1.172 m) reicht (Eichmauer-Hegenstein-Schuppe).

Dieser Schichtfolge ist im Süden noch die schmale, langgestreckte Lärchkogel-Eibl-Schuppe überschoben worden (SPENGLER, 1922: 177, Zug Schwarzkogel–Lerchkogel–Aibel), die aus Dachsteinkalk in Lagunen-Fazies, nur lückenhaft erhaltenen, stratigraphisch auflagernden Jura-Gesteinen (Hierlatzkalk, Ruhpolder Radiolarit, Oberalmer Schichten) und darüber diskordant transgredierenden Gesteinen der Gosau-Gruppe besteht. Als Besonderheit enthalten die Oberalmer Schichten südwestlich des Hegenstein Komponenten aus einem obernorischen Hallstätter Buntkalk (SALEK, 1998: 116), die vermutlich im Zuge des Eingleitens der juvavischen Decken als Olistholithe in den Ablagerungsraum der Oberalmer Schichten gelangt sind. Die Lärchkogel-Eibl-Schuppe wird im Bereich Poschenhöh bei Wildalpen durch eine NO–SW streichende Blattverschiebung um ca. 1,5 km linksseitig versetzt und setzt sich in der Schuppenzone aus Gosausedimenten, Hauptdolomit und Dachsteinkalk ab dem Mitterberg (978 m) nördlich und südlich des Salztales nach Osten, bis zur Einmündung des Brunntales fort. Dort wird sie, gemeinsam mit der Goß-Überschiebung (SPENGLER, 1922: 180, 1925: 279), die als steile, nachgosauische Aufschiebung den Südrand der beiden Schuppen markiert, von der überregional bedeutenden, sinistralen SEMP-Blattverschiebung abgeschnitten.

Die Eichmauer-Hegenstein-Schuppe und Lärchkogel-Eibl-Schuppe wurden von TOLLMANN (1976b, Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, Blatt 5) zur

Schwarzkogelschuppe zusammengefasst. Der Name „Schwarzkogel“ wurde jedoch nicht in das dieser geologischen Karte zugrundeliegende topographische Kartenwerk (ÖK101 Eisenerz) aufgenommen. Wie der Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz 1.75.000 (SPENGLER & STINY, 1926a) entnommen werden kann, entspricht diese Bezeichnung jedoch der Kote 1.040 m am Westende des heute als Lärchkogel bezeichneten Bergzuges.

Südlich des beschriebenen Schuppenbaues, der eindeutig der Göller-Decke zugeordnet werden kann, ist im Hangenden der Goß-Überschiebung eine weitere Schuppe erhalten, die von TOLLMANN (1976b, Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, Blatt 5) als Buchberg-Schuppe bezeichnet und als südlichstes Element der Göller-Decke angesehen worden ist. Die Basis der Schuppe wird durch das in den Bereich der Goß-Überschiebung tektonisch eingeschichtete Haselgebirge, Werfener Schichten und Schürflinge von Gutenstein-Formation markiert. Über dieser Bewegungszone folgt eine tektonisch schräg zugeschnittene Schichtfolge, die beginnend mit Steinalm/Wettersteindolomit in Lagunen-Fazies über vergleichsweise mächtige und divers entwickelte Gesteine karnischen Alters bis in den Hauptdolomit und auflagernden Dachsteinkalk in Lagunen-Fazies reicht.

Die Buchberg-Schuppe wird auf Kartenblatt Eisenerz im Süden durch den Hauptast der SEMP-Blattverschiebung begrenzt, entlang dessen die Säusenstein-Schuppe einen eigenständigen, von der Buchberg-Schuppe (sensu TOLLMANN, 1976b) abgespaltenen Duplex bildet.

Beide Schuppen unterscheiden sich durch ihre mächtigere und faziell abweichend entwickelte Karnium-Schichtfolge (siehe Kapitel 6, S. 102–105) deutlich von der Schichtfolge der benachbarten Mürzalpen-Decke und in geringerem Ausmaß von jener der Göller-Decke. Auf diese Unterschiede haben bereits MAURACHER (1976) und TOLLMANN (1976b: 370) hingewiesen. Letzterer hat darin ein wesentliches Argument für die Abtrennung der juvavischen Mürzalpen-Decke von der tirolischen Buchberg-Schuppe durch eine im Schwabertal verlaufende Deckengrenze gesehen. Allerdings erscheint der fazielle Unterschied zur Karnium-Schichtfolge der benachbarten Göller-Decke ebenfalls so groß, dass man auch diese beiden Schichtfolgen nicht unmittelbar miteinander verbinden kann. In der Darstellung von TOLLMANN (1976b) ist die Buchberg-Schuppe über den Dachsteinkalk des Säusenstein (1.262 m) und Körbel (1.207 m) südöstlich Wildalpen noch direkt mit der Göller-Decke verbunden. Im Zuge der Neuaufnahme des Kartenblattes konnte jedoch die Fortsetzung der Goß-Überschiebung, anhand der im Streichen in die Störung tektonisch eingeschalteten Späne von Werfener Schichten und Gutenstein-Formation südlich des Salztales, nach Osten bis zur Einmündung des Brunntales eindeutig nachgewiesen werden. Die Buchberg-Schuppe stellt daher einen eigenständigen tektonischen Körper dar, der vermutlich im Zuge der post-gosauischen Deckentektonik von der Göller-Decke abgetrennt wurde. Durch eine größere Verkürzung des Südabschnittes der Göller-Decke lassen sich auch die Mächtigkeits- und Faziesunterschiede zwischen der Karnium-Schichtfolge im Holzäpfeltal und jener innerhalb der Buchberg-Schuppe leichter erklären.

Die steilstehende Goß-Überschiebung ist bis unmittelbar westlich des Rauchgrabens bis an den Rand des Kartenblattes Eisenerz verfolgbar. Die Goß-Überschiebung wird im Goßgraben durch eine sinistrale Blattverschiebung abgeschnitten, die vermutlich in den Kontakt zwischen dem lagunären Dachsteinkalk und dem Wettersteindolomit am Eibl (1.335 m) einmündet (NEMES, 1994). An dieser Störung werden auch die älteren, zur Goß-Überschiebung subparallelen, dextralen Störungen entlang des Zwieselbaches und am Eibl abgeschnitten (NEMES, 1994: 60).

Nach TOLLMANN (1967: 239–240, 1976b: 292) verläuft die primäre, eoalpine Deckengrenze zwischen Unterberg- und Göller-Decke im Liegenden der Gosauseimente von Gams und wird durch diese verhüllt. Diese Vorstellung wird durch das eindeutige Abtauchen der Obertrias und Juraschichtfolgen der Unterberg-Decke unter das Haselgebirge, Werfener Schichten, Reichenhall-Formation und die Gutenstein-Formation im Westteil des „Gosau Beckens von Gams“ (ÖK100 Hieflau) unterstützt. Die dort erhaltenen permischen (Haselgebirge) und triadischen Gesteine sind daher als bereits eoalpin überschobener Teil der Göller-Decke anzusehen, der nach einer Abtragungsphase von den Gosauseimenten des Gamser Beckens transgrediert wurde.

Das komplex gebaute Halbfenster der Unterberg-Decke am Ostende der Gosau von Gams wurde von NEMES (1994) strukturgeologisch untersucht; er konnte zahlreiche NO–SW streichende, sinistrale Blattverschiebungen nachweisen, die gemeinsam mit N–S streichenden, steilabschiebenden Blattverschiebungen und nach Osten gerichteten Abschiebungen einen divergenten Blattverschiebungs-Duplex bilden (NEMES, 1994: 68, 71). Durch diesen divergenten Duplex wird die Deckengrenze der Göller-Decke in kurze Teilstücke zerlegt und der Kontakt, gemeinsam mit den unter- und überlagernden Gesteinen, nach Osten abgesenkt. Die sinistralen Blattverschiebungen binden südlich der Gamser Gosau in dem Hauptast des SEMP-Störungssystems ein und sind daher an dieses kinematisch gekoppelt.

4.1.2. Juvavisches Deckensystem

Die Entdeckung großräumiger Massenverlagerungen in den Oberjura-Becken des Tirolikums und deren Interpretation als synorogene Sedimente, die im Zusammenhang mit tektonischen Vorgängen bei der Schließung des Meliata-Hallstatt-Ozeans mobilisiert worden sind, hat zur Entwicklung neuer geodynamischer Konzepte zur paläogeographischen Position sowie Platznahme und Abgrenzung der juvavischen Einheiten geführt (NEUBAUER, 1994; SCHWEIGL & NEUBAUER, 1997; GAWLICK et al., 1999, 2003; FRISCH & GAWLICK, 2001, 2003; MISSONI & GAWLICK, 2011a, b). Diese Konzepte unterliegen derzeit einem intensiven Diskussionsprozess, der noch nicht abgeschlossen ist. Über die tektonische Position der juvavischen Einheiten als höchstes tektonisches Stockwerk der Nördlichen Kalkalpen im Hangenden des Tirolikums herrscht jedoch breiter Konsens. Genauso wie darüber, dass die Anlage der juvavischen Decken innerhalb des Oberostalpins bereits im Oberjura erfolgt ist und auf erste Subduktionsprozesse im Meliata-Hallstatt-Ozean zurückgeführt werden kann.

Zur paläogeographischen Position, Ausbildung der Subduktionszone und deren heutiger Lage existieren jedoch unterschiedliche Modelle. Diese Arbeit folgt der Vorstellung, dass die Permotrias-Sedimente der kalkalpinen Decken in einem gemeinsamen Ablagerungsraum im Bereich eines ausgedehnten passiven Kontinentalrandes am Westende des Meliata-Hallstatt-Ozeans abgelagert wurden (MANDL, 2000: 61–77). Im Zuge der Subduktion des Meliata-Hallstatt-Ozeans wurden Teile der Schichtfolgen des Hallstätter Faziesraumes, die ursprünglich über der ausgedünnten Kruste am passiven Kontinentalrand des Meliata-Hallstatt-Ozeans abgelagert worden sind (LEIN, 1987), gemeinsam mit Teilen der angrenzenden Karbonatplattform mobilisiert und dann als Deckenkörper ihrem Vorland aufgeglitten sind. Die von diesen Deckenstirnen abgelösten Gleitschollen wurden gemeinsam mit Komponenten in Olisthostromen/Turbiditen als synorogenes Sediment in die randnahen Radiolaritbecken im Bereich des späteren Tirolikums transportiert (GAWLICK et al., 1999). Als paläogeographische Lage der Subduktionszone

wird von SCHUSTER (pers. Mitteilung) eine interozeanische Position am Rand des Meliata-Hallstatt-Ozeans vorgeschlagen. Nach SCHMID et al. (2004: 107) können die eoalpinen Eklogite innerhalb des Koralpe-Wölz-Deckensystems als Rest einer Suturzone des Meliata-Hallstatt-Ozeans angesehen werden.

Metamorphose

Innerhalb der letzten Dekade wurden zahlreiche Gesteinsproben der Nördlichen Kalkalpen auf thermisch induzierte Farbveränderungen von Conodonten untersucht (CAI – Conodont Alteration Index, EPSTEIN et al., 1977; REJEBIAN et al., 1987), wodurch neue Daten zur Metamorphose gewonnen werden konnten. Bei der Untersuchung von Conodontenproben aus pelagischen Gesteinen der juvavischen Decken wurden in diesen teilweise hohe CAI-Werte festgestellt, die auf eine intensive thermische Überprägung dieser Einheiten schließen lassen (GAWLICK et al., 1994a, b; LEIN & GAWLICK, 2000, 2001; KOZUR & MOSTLER, 1992; MANDL, 1996). Dabei stehen sehr hohen CAI-Werten innerhalb der Mürzalpen-Decke (CAI 5,5 bis 6, teilweise 7, siehe HÜBLER, 1998; MERSCHNIK, 1998; KÖLBL et al., 1999; LEIN & GAWLICK, 2001; BRYDA et al., 2008) und am Südrand der Dachstein-Decke sowie innerhalb einiger Hallstätter Gleitschollen mittleren Werten (CAI 3,0 bis 5,0) in Teilbereichen der Dachstein-Decke und der Schneeberg-Decke und geringe Werte (CAI 1,0 bis 1,5) in Teilen der Dachstein-Decke, Berchtesgadener-Decke und innerhalb der Proles- und Hohe-Wand-Decke sowie diversen Gleitschollen im mittleren und östlichen Bereich der Nördlichen Kalkalpen gegenüber (GAWLICK et al., 1994a, b). Diese Überprägung folgt jedoch nicht einem nach Norden und gegen das Hangende abnehmenden Trend, sondern betrifft Teile des Juvavischen Deckensystems in unterschiedlichem Ausmaß.

Die teilweise sehr hohen CAI-Werte des Juvavikums unterscheiden sich deutlich von den niedrigen CAI-Werten (1,0 bis 2,0) der nördlich unterlagernden tirolischen Decken. Diese Situation spricht dafür, dass Teile des Juvavikums noch bevor sie im Oberjura über das Tirolikum geglitten sind, thermisch überprägt und damit metamorph geworden sind. GAWLICK et al. (1994a, b, 1999) führen diese transportierte Metamorphose innerhalb des Juvavikums auf dessen teilweisen Einbau in einen Akkretionskeil südlich des Juvavikums zurück. Dieser bildete sich im Bereich einer Subduktionszone aus, die zur Schließung des Meliata-Hallstatt-Ozeans und zur Anlage des juvavischen Deckenbaues im Zuge der oberjurassischen Gleittektonik geführt hat. Da innerhalb des Juvavikums am Kalkalpen-Südrand Bereiche mit hoher thermischer Überprägung neben Schollen mit geringer oder keiner Überprägung vorkommen, wird das Juvavikum von LEIN & GAWLICK (2001: 132) insgesamt als heterogen zusammengesetzte olistholithische Melange interpretiert.

Untersuchungen der Illit-Kristallinität in Tonsteinen und der thermischen Überprägung organischer Sedimentpartikel (Vitrinit-Reflexion) in den oberpermischen Evaporiten (Gips, Haselgebirge) an der Basis der juvavischen Deckenkörper durch SPÖTL & HASENHÜTTL (1998) zeigen eine recht unterschiedliche thermische Überprägung dieser Gesteine an. Diese reicht vom Diagenese-Stadium bis in die höhere Anchizone (KÜBLER, 1990) und ist auf die Vermengung von unterschiedlich thermisch überprägten Gesteinspaketen in einer tektonischen Melangezone (Haselgebirge) zurückzuführen. Diese Amalgamierung ist vermutlich durch die polyphase Deckentektonik entstanden. Die vorliegenden Daten erlauben derzeit jedoch noch keine chronologische Trennung der Aufheizung im Zuge der Oberjura-Gleittektonik und der Eoalpinen Orogenese.

Datierungen neugebildeter (authigener) Kalifeldspäte aus Karbonatlagen im Haselgebirge der Gips-Anhydrit Lagerstätte Wienern (Grundlsee, Steiermark) mit Hilfe der ^{40}Ar - ^{39}Ar -Methode lieferten Plateaualter von 144 ± 1 bis 145 ± 1 Mio. Jahre (frühes Berriasium). Zusätzlich ermittelte Rb/Sr Modellalter reichen von 152 bis 140 Mio. Jahren. Diese Altersdaten zeigen nach SPÖTL et al. (1996) zwei geologisch nahe beieinanderliegende Phasen mit erhöhtem Fluss heißer, stark salzhaltiger Lösungen durch die basalen Evaporite der Nördlichen Kalkalpen an, die höchstwahrscheinlich auf die beginnende Deckenstapelung zurückzuführen sind. Die Neubildung von hochreinen, grobkristallinen Albit-Kristallen in Karbonatgesteinen ist nach SPÖTL et al. (1999) ebenfalls auf die Reaktion der Karbonate mit heißen Salinarlösungen zurückzuführen und erfolgt bei Temperaturen der oberen Anchizone (= $150\text{--}200^\circ\text{C}$) bis unteren Grünschiefer-Fazies (= $300\text{--}350^\circ\text{C}$). Solche authigenen Albit-Kristalle treten auch in mikritischen Gesteinen am Südrand der Mürzalpen-Decke auf den Kartenblättern 101 Eisenerz und 102 Aflenz auf und sind als weiterer Beleg ihrer hohen thermischen Überprägung anzusehen.

Innerhalb des Haselgebirges sind von zahlreichen Stellen Vorkommen von basischen Metavulkaniten (Diabas, Melaphyr) und Metatuffen/-tuffiten dokumentiert. SCHAUBERGER (1949, 1956) und ZIRKL & SCHAUBERGER (1957) interpretieren diese basischen Vulkanite als syndementäre Lavaströme und vulkanoklastische Gesteine innerhalb der Evaporitabfolge. Nach KIRCHNER (1980a) können innerhalb der basischen Metavulkanite zwei Gesteinsgruppen abgetrennt werden. Die erste Gruppe weist eine Affinität zu ozeanischen tholeitischen Basalten auf – die zweite Gruppe unterscheidet sich durch eine Kalium-Anreicherung deutlich von der ersten und scheint stark metasomatisch verändert zu sein. Mineralneubildungen von Na-Amphibolen und Na-Pyroxenen sowie Pumpellyit in den basischen Metavulkaniten und begleitenden Metasedimenten werden von KIRCHNER (1979, 1980a, b) auf den evaporitischen Chemismus der Nebengesteine und eine schwache, unterkretazische Metamorphose zurückgeführt (Bildungsalter von 103 ± 9 Mio. Jahre (Albium) bzw. 118 ± 9 Mio. Jahre (Aptium)). Zusätzlich zu den nun angeführten Daten darf man nicht vergessen, dass die heute am kalkalpinen Südrand gelegenen Gesteine des Tirolikums (siehe Kapitel 4.1.1) im Zuge der Eoalpinen Orogenese niedriggradig (Grünschiefer-Fazies) metamorph überprägt worden sind. Die juvavischen Decken haben sich zu dieser Zeit bereits im Hangenden des Tirolikums befunden und weisen daher eine polyphase Metamorphose auf.

Mürzalpen-Decke

Die juvavische Mürzalpen-Decke (KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, 1962) stellt das tektonisch hangendste kalkalpine Bauelement im Bereich des Kartenblattes dar. Sie ist als Teil des Juvavischen Deckensystems im Zuge der Oberjura-Gleittektonik auf das unterlagernde Tirolische Deckensystem aufgeglitten. Neuere Untersuchungen (GAWLICK et al., 1994a, b, 1999; HÜBLER, 1998; MERSCHNIK, 1998; KOZUR & MOSTLER, 1992; MANDL, 1996; LEIN & GAWLICK, 2001; BRYDA et al., 2008) der thermisch induzierten Farbveränderungen von Conodonten haben gezeigt, dass innerhalb der Mürzalpen-Decke Bereiche mit Verschieden hoher thermischer Überprägung unterschieden werden können. So haben LEIN & GAWLICK (2000, 2001) die Hohe Wand und die Fischauer Berge als Hohe Wand-Decke von der Mürzalpen-Decke abgetrennt. Auch die bisher als westliche Fortsetzung der Hohen Wand angesehenen und durch hohe CAI-Werte (6,0 bis 7,0) gekennzeichneten Hallstätter Gesteine innerhalb des Ödenhof-Fensters und der Geyerstein-Schuppe werden von diesen Bearbeitern nicht mehr zur Mürzalpen-Decke gestellt. Gleiches gilt für den nördlich der Gesäusestörung (SEMP-Blattverschiebung) gelegenen Bereich zwischen der Buchstein Gruppe (Gesäuse) und den Haller Mauern.

Auch dieser wurde bisher als Teil der Mürzalpen-Decke angesehen und wird nun aufgrund seiner geringen thermischen Überprägung (CAI 1 bis 1,5), die sich deutlich von den hohen Werten der Mürzalpen-Decke (CAI 5,5 bis 6) unterscheidet, als Teil des Tirolikums betrachtet (Gesäuse-Decke, siehe LEIN & GAWLICK, 2000).

Die Mürzalpen-Decke auf Kartenblatt Eisenerz wird überwiegend aus bis zu 2.000 Meter mächtigen Kalk- und Dolomitgesteinen aufgebaut, die in der Mittel- und Obertrias am passiven Kontinentalrand des Meliata-Hallstatt-Ozeans abgelagert wurden. In diesem Zeitraum kam es zur Ausbildung von zumindest drei Karbonatplattformen, deren Entwicklung immer wieder durch tektonisch-klimatisch induzierte, relative Meeresspiegelschwankungen unterbrochen wurde (siehe Kapitel 5).

Der Großteil des Deckenkörpers besteht aus ca. 1.000 Meter mächtigen Seichtwasserablagerungen der Steinalm- und Wettersteinkalk-Karbonatplattform (Steinalm-Wettersteinkalk/-dolomit in Lagunen- und Riff-Fazies) und Teilen der zeitgleichen Hang- und Beckensedimente. Diese werden im Nordwestteil der Mürzalpen-Decke auf Kartenblatt Eisenerz von geringmächtigen Leckkogel Schichten (Karnium) und dem Hauptdolomit (oberes Karnium?–Norium) und Dachsteinkalk (Norium–Rhätium) der Dachsteinkalk-Karbonatplattform überlagert.

Die Steinalm-Wettersteinkalk-Karbonatplattform ist über die Gesteine der Gutenstein-Formation, die unter Zwischenschaltung von dünn- und ebenflächigen Typen in die unterlagernden Werfener Kalke übergehen, eindeutig mit den untertriadischen Werfener Schichten stratigraphisch verbunden. Diese wurden selbst ursprünglich von mächtigen oberpermischen Evaporit-Gesteinen (Dolomit, Gips-Anhydrit, Steinsalz) unterlagert, die bei der späteren Anlage der Mürzalpen-Decke im Zuge der Oberjura-Gleittektonik aufgrund ihrer geringen Scherfestigkeit erstmals als Abscherhorizont benutzt worden sind. Die Evaporit-Gesteine wurden dabei in hohem Ausmaß tektonisch beansprucht und mit den begleitenden siliziklastischen Sedimenten zu einer tektonischen Brekzie oder „Melange“ verformt, die heute als „Haselgebirge“ bezeichnet wird (SPÖTL, 1988a, b, 1989). Die isolierten Haselgebirgs-Vorkommen sind, neben deutlichen Schichtreduktionen am Kalkalpen-Südrand, oft der einzige Hinweis auf den ursprünglichen Verlauf der Deckenbahn der Mürzalpen-Decke.

Betrachtet man deren Verlauf im Detail, so folgt die Deckengrenze am Westrand des Kartenblattes einer NO–SW streichenden Störung, an der sie nach NW abgesenkt erscheint. Im Sockel des Kaiserschild Massives konnten leider keine Haselgebirgsvorkommen in den dort besonders mächtigen Werfener Schichten angetroffen werden, die als Hinweis für eine Deckengrenze gewertet werden könnten. Die Deckengrenze muss sich in diesem Bereich jedoch im Liegenden der hier besonders mächtig entwickelten Werfener Kalke befinden, die mit der auflagernden Gutenstein-Formation und dem Steinalm-Wettersteinkalk stratigraphisch verbunden sind. Analoge Verhältnisse sind für den Bereich östlich Eisenerz, am Fuß der Seemauer und im Werfener Sockel des Pfaffenstein (1.871 m) wahrscheinlich. Hier liefern die kleinen Haselgebirgsvorkommen am Südwandsteig (1.060 m) und nordöstlich Plankogel (978 m – vermutlich unter Bedeckung anstehend, siehe den in der Karte eingetragenen Erdfall) eindeutige Hinweise für den Verlauf der Deckengrenze der Mürzalpen-Decke innerhalb des Werfener Schichtpaketes. Am Neuwaldeggsattel (1.575 m) wird die Deckengrenze durch mehrere NO–SW streichende Störungen versetzt und steigt in ihrer östlichen Fortsetzung, unter Abscherung zumindest des stratigraphisch hangenden Anteiles der Werfener Schichten und der Gutenstein- und Steinalm-Formation, bis in das Niveau des Wettersteinkalkes und der damit verbundenen Hang- und Beckensedimente auf. Dieser Ba-

salzschicht ist am Südrand des Trenchtling Massives und Pribitz (1.579 m), wo Wettersteinkalk in riffnaher Hangfazies (Ladinium–unteres Karnium) tektonisch direkt über den Werfener Schichten (Untertrias) der Tirolisch-Norischen Decke liegt, eindeutig zu erkennen. Im Liegenden des Trenchtling Massives und auch unterhalb des Pribitz und der östlich anschließenden Meßnerin treten im Bereich des basalen Abscherhorizontes mächtigere Einschaltungen von Haselgebirgs-Melange auf. Ein größeres, aktuell in Abbau befindliches Gips-Anhydrit-Vorkommen befindet sich im Talschluss des Haringgrabens (bereits ÖK102 Aflenz) in geringer Entfernung vom östlichen Rand des Kartenblattes. Im Norden wird die Mürzalpen-Decke durch die im Zuge der Neogenen Extrusionstektonik angelegte, überregional bedeutende, linksseitige SEMP-Blattverschiebung abgeschnitten. Diese erreicht im hinteren Schwabeltal den Westrand des Kartenblattes und quert sodann, mit einer Streichrichtung von ca. 74°, den gesamten Blattbereich, um ihn im Bärenbachgraben am östlichen Blattrand wieder zu verlassen. Entlang dieser, alle kalkalpinen Decken durchschlagenden Blattverschiebung, wurde die Mürzalpen-Decke gemeinsam mit ihrer Unterlagerung (Tirolisch-Norische Decke, Veitsch-Decke und Silbersberg-Decke) gegenüber den nördlich anschließenden Decken der Nördlichen Kalkalpen um einen bedeutenden Betrag nach Osten versetzt (siehe Kapitel 4.3).

Im Zuge der Neuaufnahme des Kartenblattes Eisenerz (BRYDA & VAN HUSEN, 2010) konnte in der Mürzalpen-Decke ein bedeutender Schuppenbau (BRYDA, 2001) nachgewiesen werden, der nachfolgend beschrieben wird:

Die **Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe** stellt das zentrale und tektonisch tiefste Bauelement innerhalb der Mürzalpen-Decke im Bereich der Hochschwab-Gruppe dar. Sie umfasst das Kaiserschild Massiv am Westrand des Kartenblattes und setzt sich danach über das Gebiet nördlich und südlich des Seeaubaches (Roßloch, 1.649 m; Pfaffenstein), das ausgedehnte Karstplateau der Sonnstein-Pfaffing- (1.569 m) und Androthalm (1.556 m) in den Hauptkamm der Hochschwab-Gruppe (Vorderer Polster, 1.994 m und Hinterer Polster, 2.075 m; Stadurz, 1.706 m) nach Osten bis in die Aflenzer Staritzen (ÖK 102 Aflenz) fort. Lithologisch sind in der Schuppe alle Faziesbereiche der Wettersteinkalk-Karbonatplattform und der damit verzahnenden Hang- und Beckensedimente erhalten. Am Kontakt der Beckensedimente (Grafensteigkalk und Sonnshien-Formation) zur unterlagernden Schichtfolge aus Steinalm- und Gutenstein-Formation sowie Werfener Schichten (Untertrias bis tiefere Mitteltrias) und am Kontakt der Beckensedimente zu dem ursprünglich stratigraphisch damit verbundenen Wettersteinkalk in Vorriff-, Riff- und Lagunen-Fazies sind zwei deutlich sichtbare Abscherhorizonte entwickelt, an denen die jeweils tektonisch höhere Einheit vermutlich südostvergent rücküberschoben worden ist. Diese Rücküberschiebungen sind am westlichen Hochschwabplateau (Sonnsteinalm, Pfaffingalm, Androthalm) an den dort NO–SW verlaufenden, als Schuppenbahnen ausgebildeten Formationsgrenzen gut zu erkennen. Der Wettersteinkalk in riffnaher Hangfazies (**86**) ist dabei im Nahbereich zur Abscherfläche am Kontakt zum unterlagernden Grafensteigkalk teilweise stark geschiefert bis ausgewalzt (südlich Pfaffingalm). Bei den am Gipfel der Frauenmauer (1.827 m), am Langstein (1.709 m) und nahe der Androthalm erhaltenen Vorkommen von Wettersteinkalk in riffnaher Hangfazies handelt es sich um isolierte Deckschollen, die ursprünglich mit der Hauptmasse des Wettersteinkalkes verbunden waren. Der obere Abscherhorizont endet unmittelbar südlich des Spitzkogels (1.743 m) am Kontakt der riffernen Hangfazies des Wettersteinkalkes (**87**) zum nördlich anschließenden Wettersteindolomit. Aufgrund des Fazieskontrastes zwischen dem Wettersteindolomit in Lagunen-Fazies und den auflagernden Hang- und Beckensedimenten handelt es sich bei dieser Grenze ver-

mutlich auch um einen tektonischen Kontakt, der später an SW–NO streichenden Störungen versetzt wurde. Der untere Abscherhorizont setzt am Kontakt zwischen der Gutenstein-Formation zu den Werfener Schichten unterhalb der Frauenmauer und dem Langstein ein. Östlich davon schneidet er sodann in den Kontakt zwischen der Sonnschien-Formation und den unterlagernden Seichtwassersedimenten der Steinalm- und Gutenstein-Formation ein und kann bis südlich-westlich Kulmstein (1.725 m) verfolgt werden. Danach verläuft er im Hangenden der Werfener Schichten oberhalb der Hörndlmauer und wird schließlich unmittelbar westlich des Rabenkogels durch eine jüngere, bedeutende Störung abgeschnitten.

Die Schichtfolge aus Werfener Schichten, Gutenstein- und Steinalm-Formation nordöstlich des Jassinggrabens fällt im Bereich der Angermauer mittelsteil bis steil nach Süden ein – das Schichtfallen biegt jedoch innerhalb des Jassinggrabens zuerst nach Nordosten und danach nach Südwesten um und zeichnet damit eine, parallel zum Jassinggraben streichende Antiklinale in den Werfener Schichten nach. Diese Antiklinale wird jedoch durch eine im Jassinggraben, parallel zur Achsenrichtung NW–SO streichende Störung abgeschnitten, die im Talschluss verschwindet und durch die Schichtfolge am Langstein und der Frauenmauer entlang des unteren Abscherhorizontes „out of sequence“ überschoben wird. Vergleichbar orientierte, bedeutendere Störungen zerlegen die Ostflanke der Griesmauer und Heuschlagmauer sowie den Trenchtling und Pribitz. Bei diesen könnte es sich bereits um Störungen handeln, die synkinematisch zum alpinen Deckenbau angelegt worden sind. Diese Vermutung wird durch die Beobachtung unterstützt, dass sie offenbar von jüngeren NO–SW streichenden Störungen geschnitten werden, die der Extrusionstektonik im Miozän zugeordnet werden können.

Im Süden wird die Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe von der **Trenchtling-Fölzstein-Schuppe** vermutlich nordwestvergent überfahren. Diese wird im Bereich des Kartenblattes durch die Bergstöcke der Gries- und Heuschlagmauer, dem Trenchtling und Pribitz sowie Teilen des Sonnschienplateaus, den Westausläufern der Meßnerin (1.835 m – ÖK102 Aflenz) und dem Buchbergkogel (1.700 m) aufgebaut. Die Ostfortsetzung der Schuppe reicht über das große, zusammenhängende Massiv der Karl- und Mitteralm bis zur Ostflanke des Misitulkogels (1.609 m) und der Göriacher Alm (1.429 m – beide ÖK102 Aflenz). Lithologisch wird die Schuppe zum überwiegenden Teil aus Wettersteinkalk in Riff-Fazies und riffnaher Hangfazies aufgebaut, die im Liegenden mit allodapischen Grafensteigkalken verzahnen. Im Sockelbereich der Griesmauer ist noch eine Schichtfolge aus Werfener Schichten und Gutenstein-Formation erhalten, die von grauen Knollenkalken der Reifling-Formation und grauen und bunten Debriten mit schwarzen Hornsteinbruchstücken überlagert werden (siehe Kapitel 5 und 6). Im Profil östlich des Griesmauerkogels (2.034 m) treten im Übergangsbereich des bunten, laminierten Dolomits (**93**) neben schwarzen Hornsteinbruchstücken auch helle Dolomitklaster mit einer schemenhaft erkennbaren Seichtwasserfazies auf, die eine Verzahnung des überlagernden Wettersteindolomits in Vorriff-Fazies mit den bunten, laminierten Dolomiten wahrscheinlich macht. Jedoch dürfte auch dieser Kontakt zumindest tektonisch überprägt worden sein, da die Grenzfläche zwischen dem liegenden bunten, laminierten Dolomit und dem hangenden dolomitischen Wettersteinkalk in Riff- bis Vorriff-Fazies in den Profilen östlich und westlich des Schafgrabens und unterhalb der Heuschlagmauer (1.553 m) sehr scharf ausgebildet ist. Im Bereich der südlich anschließenden Bergstöcke (Trenchtling, Pribitz, Meßnerin) wurden die besser deformierbaren Unter- und Mitteltriassgesteine im Liegenden der steifen Wettersteinkalk/-dolomit-Platte abgeschert. Bunte und graue Beckensedimente sind gemeinsam mit verschliffenen Resten von Gutenstein-Formation und Werfener Schichten nur mehr rudimentär an der Basis der

Wettersteinkalk/-dolomit-Platte erhalten. Diese lagert dann teilweise unmittelbar den Werfener Schichten oder unter Zwischenschaltung von Haselgebirge (Oberperm) den Werfener Schichten (Untertrias) der Tirolisch-Norischen Decke auf. Dieser nach Süden aufsteigende Schrägzuschnitt der Mürzalpen-Decken-Basis ist auf eine Reaktivierung der Deckenbahn als S-SO-gerichtete „out of sequence“ Rücküberschiebung zurückzuführen (DECKER & REITER, 2001: 207; DECKER, 2002: 23), die vermutlich gegen Ende der Mesoalpinen Orogenese stattgefunden hat.

HÜBLER (1998: 23) und KÖLBL et al. (1999) berichten über einen tektonischen Span aus Hallstätter Kalk, der am südwestlichen Wandfuß des Pribitz (Pr. 61/97, Koordinaten: BMN M34 R 653025 H 268375) aufgeschlossen sein soll. Dieses Gestein haben sie aufgrund der daraus gewonnenen Conodonten der Gattung *Metapolygnathus* sp. in den Karnium/Norium Grenzbereich eingestuft. Zusätzlich sollen am Klamm Boden NNO Pribitz in einem kleinen, 4x3 m großen Aufschluss im Bachbett mit den Koordinaten: BMN M34 R 654050 H 271300, 1.050 m, dunkelgraue, braun verwitternde, weiche Mergel mit zwischengeschalteten, dm-gebankten Kalken anstehen, aus denen Conodonten der Gattung *Misikella* sp. (HÜBLER, 1998, Pr. 56/97 – Karte fälschlich Pr. 56/98) gewonnen werden konnten. Diese sind zeitlich in die Obertrias (Rhätium) einzustufen – daher soll es sich bei den mergeligen Kalken um Zlambach Schichten handeln. Beide Vorkommen würden als tektonische Schürflinge die Deckenbahn der Mürzalpen-Decke markieren.

In allen eigenen Proben, die aus grauen und bunten Kalken an der Basis der Wettersteinkalk/-dolomit-Platte entnommen wurden, konnten jedoch bisher keine Conodonten gewonnen werden, die zwingend jüngere Alter als Fassanium bis mittleres Langobardium ergeben hätten. Bei den vom Klamm Boden NNO des Pribitz beschriebenen Zlambach Schichten (HÜBLER, 1998; KÖLBL et al., 1999) könnte es sich auch um stark verwitterte Werfener Kalke handeln, die diesen lithologisch sehr ähnlich sind.

Wendet man sich nun der nordwestlichen und nördlichen Begrenzung der Trenchtling-Fölzstein-Schuppe zu, so lässt sich diese folgendermaßen darstellen:

Als nordwestlichster Teil der Schuppe liegen im Bereich des westlichen Sonnschienplateaus (Kulmstein, 1.725 m; Hörndlalm, 1.562 m, südlich Sonnschienbründl, nördlich Kulmwiese) mehrere isolierte Deckschollen aus hellgrauem, in riffnaher Hangfazies ausgebildetem Wettersteinkalk (86) tektonisch über den unterlagernden Beckensedimenten (Sonnschien-Formation und Grafensteigkalk). Die südlich des Kulmstein und der Hörndlalm im Hangenden der Gutenstein-Formation (Dolomit) aufgeschlossenen Werfener Schichten bilden die normale stratigraphische Unterlagerung der hier steil nach Südwesten einfallenden Gutenstein-Formation (Dolomit). In den am Wandfuß der Hörndlmauer flach nach Nordosten einfallenden Werfener Kalken ist dann bereits das Umbiegen der Schichtflächen in Richtung der, in den Werfener Schichten des Jassingtales NW-SO streichenden, zerscherten Antiklinale sichtbar. In dieser Interpretation ist die Gutenstein-Formation der Angermauer und Hörndlmauer nur mehr als geringmächtiger Südwestschenkel einer größeren Antiklinale in den Werfener Schichten aufzufassen, die dadurch in hoher Position im Untergrund des Sonnschienplateaus anstehen. Diese Antiklinale wurde nachträglich durch den beschriebenen Abscherhorizont im Hangenden der Werfener Schichten oberhalb der Hörndlmauer gekappt. Die Annahme einer großräumigen Unterlagerung des Sonnschienplateaus durch Werfener Schichten, die östlich des Kulmstein vermutlich bereits in geringer Tiefe im Liegenden der Beckensedimente anstehen, wird durch die südöstlich des Murrelbodens in tektonisch hoher Position aufgeschlossenen Werfener Schichten unterstützt. Der Großteil der Trenchtling-Fölzstein-Schuppe wurde dabei erst durch die markante

SW-NO streichende Störung, die vom Jassinggraben unmittelbar nordwestlich des Rabensteines und Senkbodens bis in den Bereich südöstlich des Murrelbodens verläuft, nachträglich tektonisch abgesenkt und von den am westlichen Sonnschienplateau auflagernden Deckschollen getrennt.

Der nördlich des Jagdhauses in der Jassing aufgeschlossene Span aus dunklem Dolomit der Gutenstein-Formation war bereits SPENGLER (1922: 160) bekannt, und wurde von ihm als Basalschuppe der „Hochschwab-Decke“ interpretiert. Aus heutiger Sicht handelt es sich um die Fortsetzung der Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe, die von der Trenchtling-Fölzstein-Schuppe überfahren und später an der beschriebenen Störung abgesenkt wurde. Die in vergleichbarer tektonischer Position südlich des Buchbergkogels (1.700 m) im Liegenden des Wettersteinkalkes in Riff-Fazies aufgeschlossenen dunklen Dolomitlaminiten der Gutenstein-Formation sind auch als Fortsetzung der Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe im Liegenden der Trenchtling-Fölzstein-Schuppe anzusehen.

Die Trenchtling-Fölzstein-Schuppe wird nordöstlich des großen, überwiegend aus Wettersteindolomit bestehenden Plateaus der Sonnschien- und Senkbodenalm, durch eine NW-SO streichende, steil nach NO einfallende Störung abgeschnitten. Diese Störung streicht zuerst über den Plotschboden und folgt dann der Nordwestflanke des Sackwieskogels (1.562 m) bis zum Sattel unmittelbar südlich der Häuselalm (1.526 m). An dieser Stelle wird sie von einer tiefgreifenden Störung abgeschnitten, die vom Ostrand des Kartenblattes über den Sattel der Häuselalm und dem Nordufer des Sackwiesensees bis unmittelbar südöstlich des Gipfels des Kleinen Ebenstein (1.943 m) verfolgt werden kann.

SPENGLER (1920b: 57–60, 157, 1922: 160, 1925: 296) hat die zwischen diesen beiden Störungen aufgeschlossenen Werfener Schichten und damit stratigraphisch verbundenen Mitteltriassedimente als Teil einer dem Sonnschienplateau geringfügig südvergent überschobenen Basalschuppe des östlich anschließenden Hochschwabmassivs gedeutet. Diese Auffassung wurde auch noch von TOLLMANN (1976b: 374) vertreten, der diesen Bereich als Sackwiesenschuppe bezeichnet hat und wie SPENGLER (1922: 157, 159f.) von einem flachen, nach Norden gerichteten Einfallen der Werfener Schichten unter den Wettersteinkalk des Hochschwab-Hauptkammes ausgegangen ist. Vor einigen Jahren wurde jedoch durch eine Forschergruppe des Landesvereines für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich im Kar westlich des Vorderen Polster (1.994 m) eine tiefe Schachthöhle (Furtowischacht, Kat. Nr. 1744/310 – PLAN, 2002, 2004; siehe Kapitel 10) entdeckt, die vollständig im Wettersteinkalk verläuft. Diese Höhle konnte bisher bis zu einer Tiefe von 1.073 m erforscht werden, setzt sich jedoch noch weiter in die Tiefe fort. Der tiefste erreichte Punkt der Höhle liegt daher bereits um 377 m tiefer als die östlich des Murrelbodens gelegene Senke (1.450 m), an deren Südrand Werfener Schichten aufgeschlossen sind. Die Sackwiesenschuppe (TOLLMANN, 1976b: 374) kann daher keinesfalls als Basalschuppe, die mit dem östlich anschließenden Hochschwabmassiv verbunden ist, angesehen werden, sondern ist von diesem durch eine, die Schuppe im Norden begrenzende, tiefgreifende Störung getrennt.

Die Werfener Schichten und die stratigraphisch auflagernden Schichtglieder (Gutenstein-, Steinalm-, Reifling- und Sonnschien-Formation) der Sackwiesenschuppe müssen daher als Ostfortsetzung der am westlichen Plateau aufgeschlossenen Gesteine der Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe angesehen werden. Auch die diskordant über älteren Gesteinen der Sackwiesenschuppe liegenden Deckschollen aus Grafensteigkalk und Wettersteinkalk in riffnaher und rifferner Hangfazies (86, 87) können daher nicht mehr als rücküberschobener Teil des Hochschwab-Hauptkammes angesehen werden, sondern wurden als Teil der

Trenchling-Föhlstein-Schuppe der liegenden Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe überschoben. Die tiefreichende Störung am Nordrand der Sackwiesenschuppe wurde vermutlich bereits bei der Entstehung dieses Schuppenbaues als dextrale (rechtsseitige) Blattverschiebung angelegt und im Zuge der Extrusionstektonik (ab Miozän) wiederum als Blattverschiebung mit sinistralen (linkslateralem) Bewegungssinn reaktiviert. Durch die Überschiebungstektonik wurden die Gesteine im Bereich der Südflanke des Hochschwabmassivs (Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe) entlang des Trawiestales (Kartenblatt ÖK102 Aflenz) steilgestellt bis NNW-vergent überschlagen (SPENGLER, 1925: 275–276; MANDL et al., 1998, 2000, 2002) und der Westteil vom Ostteil der Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe entlang der dextralen Blattverschiebung am Nordrand der Sackwiesenschuppe tektonisch abgetrennt. Die geringfügige süd- bis südostvergente Verschuppung innerhalb der Sackwiesenschuppe kann als kompressiver Blattverschiebungsduplex interpretiert werden, der vermutlich bereits im Zuge der Bewegungen an der beschriebenen dextralen Blattverschiebung angelegt worden ist.

Das Alter der nordwestvergenten Überschiebungen am südwestlichen Hochschwabplateau kann indirekt über die in diesem Bereich weit verbreiteten Gosausedimente abgeleitet werden. Diese treten zwar zum überwiegenden Teil am Nordrand der Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe in einem schmalen Streifen entlang des Fobistales auf, sind jedoch auch in kleinen Resten am Rinnerkogel (1.671 m) und am Forstweg westlich der Sackwiesenalm aufgeschlossen. Die Gosausedimente setzen mit grobklastischen bis kiesig-sandigen Ablagerungen ein, deren Komponentenbestand hauptsächlich aus Steinalm-Wettersteindolomit und weiteren Unter- und Mitteltriasgesteinen besteht, die aus dem Untergrund aufgearbeitet worden sind. Besonders deutlich ist dies in den Sandsteinen des kleinen Gosau Vorkommens (63) an der Forststraße westlich der Sackwiesenalm zu erkennen. Dieser Sandstein wurde direkt über den Werfener Schichten abgelagert, die an dieser Stelle auch im Komponentenbestand auftreten. Die nordwestvergenten Überschiebungen im Bereich des südwestlichen Hochschwabplateaus müssen daher bereits vor der Ablagerung der Gosausedimente (Basalbrekzien und Orbitoidensandsteine des oberen Campanium bis Maastrichtium) angelegt worden sein und können daher vermutlich der Eoalpinen Orogenese zugeordnet werden.

Nach der Darstellung des Schuppenbaues im Südteil der Mürzalpen-Decke sollen nun die Verhältnisse im Nordteil der Decke besprochen werden. Dieser wird im Bereich des Kartenblattes zum überwiegenden Teil aus den Mitteltriasgesteinen der Steinalm- und Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattform in Lagunen-Fazies, geringmächtigen Leckkogel Schichten (Karnium) und den Obertriasgesteinen der Hauptdolomit/Dachsteinkalk-Karbonatplattform aufgebaut. Östlich der Riegerin (1.939 m) sind im Liegenden der Steinalm- und Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattform auch noch untertriadische Werfener Schichten großflächig aufgeschlossen (SPENGLER & STINY, 1926a; MANDL et al., 2002). Diese werden vermutlich im Griesantenkar durch Hangschutt verdeckt und sind dann am Turm westlich der Schüttbaueralm innerhalb einer, an sinistrale Blattverschiebungen gebundenen „flower structure“ als geringmächtiger Span aufgeschlossen. Auch das kleine Vorkommen von Werfener Schichten und Gutenstein-Formation nordöstlich Wilder Jäger (1.504 m) wurde entlang einer bedeutenden W–O streichenden Blattverschiebung von der Basis der Steinalm- und Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattform in die heutige Position angehoben. Diese Blattverschiebungen wurden im Zusammenhang mit der Ausbildung von großräumigen, konvergenten Blattverschiebungsduplexen entlang der überregional bedeutenden sinistralen SEMP-Blattverschiebung im Miozän angelegt. Strukturell setzen sich die Duplexe aus ONO–WSW streichenden sinistralen Blattverschiebungen

mit positiven „flower structures“ zusammen, die mit W–O streichenden sinistralen Blattverschiebungen und Schrägaufschiebungen kinematisch gekoppelt sind. Diese Duplexsysteme treten in verschiedenen Größenordnungen auf und können einander ablösen. Sie überprägen und reaktivieren ältere nordgerichtete Falten und Überschiebungen sowie Süd bis SO-gerichtete „out of sequence“ Rücküberschiebungen, die im Zuge der Mesoalpinen Orogenese im obersten Paläogen bis unteren Neogen entstanden sind. Die Störungen der Blattverschiebungsduplexe wurden im Zuge des weiteren Fortschreitens der ostgerichteten lateralen Extrusion der Ostalpinen Einheiten im Miozän (Karpatum–Badenium) als sinistrale Blattverschiebungen und NO-streichende Abschiebungen reaktiviert. Zusätzlich bildeten sich nach Osten und Westen gerichtete Abschiebungen, an den die älteren sinistral kompressiven Strukturen teilweise abgeschnitten werden (DECKER & REITER, 2001; DECKER, 2001: 49–74, 2002: 26–43).

Im Bereich des Kartenblattes können im Nordteil der Mürzalpen-Decke zwei größere Blattverschiebungsduplexe – die Brandstein-Edelbodenalm-Schuppe und die im Norden angrenzende Riegerin-Türnach-Schuppe – abgetrennt werden. Dieses Duplexsystem schneidet den älteren Schuppenbau im Bereich der Südabdachung des Hochschwabplateaus quergreifend ab.

Die Südgrenze der Brandstein-Edelbodenalm-Schuppe folgt einer steil NNW fallenden Bewegungsfläche, die aus dem Brunntal über die Lang-Eibel-Schlucht und danach über den Eberstein (2.123 m) in die Überschiebung der Schaufelwand (2.012 m) über die südlich davon aufgeschlossenen Gesteine der Oberen Gosau-Subgruppe einmündet. Ab dem Schafhalsattel (1.557 m) wird diese Fläche von einem steilstehenden, ONO–WSW streichenden Störungsbündel geschnitten und kann dann an der Basis des Fobisturmes über den Großen und Kleinen Kollmannstock über die Rohrmauer bis unmittelbar südlich des Hochblaser (1.771 m) verfolgt werden. Diese Störung war bereits Spengler bekannt und wurde von ihm als „Fobestälverwerfung“ (SPENGLER, 1925: 278) bezeichnet, an der sogar die „altmiozäne“ Landoberfläche des Hochschwabplateaus noch verstellt worden ist. Am Hochblaser wird die spätestens ab der Rohrmauer flach nach Nord bis NNW einfallende Bewegungsfläche durch eine NO–SW streichende Blattverschiebung abgeschnitten und nach Südosten abgesenkt. Ihr weiterer Verlauf ist unsicher, folgt jedoch vermutlich der Basis des Wettersteinkalkes in Lagunen-Fazies am Pillstein und der Melkstatt und mündet dann in die Bewegungsflächen der Säusenstein-Schuppe ein.

Die im oberen Abschnitt des Grabens südlich der Bretteraumauer anstehenden lagunären Kalke konnten mit Hilfe von Foraminiferen und Dasycladaceen (Probe BYG04/01, Koordinaten: BMN M34 R 638184 H 273356, *Meandrospira dinarica* & *Pysoporella dissita*, det. G. BRYDA) in das mittlere Anisium (Pelsonium) eingestuft und der Steinalm-Formation zugeordnet werden. Bei diesem, allseitig von jüngeren Störungen begrenzten Vorkommen muss es sich daher um eine Deckscholle der Brandstein-Edelbodenalm-Schuppe im Hangenden der Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe handeln. Die im Graben südlich der Bretteraumauer aufgeschlossenen schwarzen, variabel gebankten und teilweise verkieselten Bankkalken wurden aufgrund ihrer Position im Liegenden der Steinalm-Formation zur Gutenstein-Formation gestellt. Besonders die Verkieselung und die variablen Bankmächtigkeiten sind jedoch Merkmale, die auch für die Tremmlgraben-Formation charakteristisch sind. Daher könnten die Kalke auch dieser Formation angehören und würden dann, wie im Bereich der Lang-Eibel-Schlucht, einen tektonischen Schürfling an der Basis der Brandstein-Edelbodenalm-Schuppe darstellen.

Die südliche Begrenzung der Riegerin-Türnach-Schuppe folgt einer W-E streichenden Blattverschiebung, die vom Antengraben am östlichen Rand des Kartenblattes über den Turm, den Talschluss des Brunntales und danach südlich des Kleinen Griesstein (1.857 m) bis in das Areal des Bergsturzes von Wildalpen verfolgt werden kann. Dort setzt sie sich vermutlich unterhalb der Bergsturzmasse bis zum Spereck und dem Tal des Eisenerzer Baches fort. An dieser Stelle wird die Störung von einer über die Eisenerzer Höhe (1.549 m) NO-SW streichenden, vermutlich sinistralen Blattverschiebung abgeschnitten, die sich bis südlich der Zargenmauer fortsetzt. Der lagunäre Dachsteinkalk der Kaltmauer liegt dem unterlagernden Wettersteindolomit unter Abscherung seiner karnisch-norischen Basis tektonisch auf. Vermutlich wurde in dieser Überschiebung ein Teil des linksseitigen Versatzbetrages der Störung über die Eisenerzer Höhe kompensiert. Im Norden wird die Riegerin-Türnach-Schuppe von der überregionalen, sinistralen SEMP-Blattverschiebung abgeschnitten. Die am Südwestrand beider Schuppen sichtbaren Schichtreduktionen können durch „out of sequence“ Rücküberschiebungen an mittelsteil einfallenden Bewegungsflächen erklärt werden. Diese Rücküberschiebungsflächen werden durch die sinistralen konvergenten Duplexe zerschnitten und teilweise reaktiviert. Sie wurden vermutlich bereits im oberen Paläogen bis unteren Neogen in einem N-S kompressiven Deformationsregime angelegt.

4.1.3. Gosau-Gruppe

Erste Beschreibungen von Kreidesedimenten in dem Gebiet stammen von MORLOT (1850), PETERS (1852) und REUSS (1854). WICHER (1956) erkannte auf Grund von mikropaläontologischen Untersuchungen (BETTENSTAEDT in WICHER, 1956) ein paläogenes Alter von Teilen der Schichtfolge, die von KOLLMANN (1963, 1964) näher bearbeitet wurde (siehe auch WAGREICH et al., 2009).

Die Gosau-Gruppe von Gams liegt diskordant auf Perm bis Oberjura des Tirolikums, speziell der Unterberg- und der Göller-Decke auf. Tektonische Schuppen der Göller-Decke, z.T. mit auflagernder Gosau-Gruppe, überschieben die Beckenabfolge am Südrand des Gamser Beckens.

Auf Blatt 101 Eisenerz sind drei W-O streichende Vorkommen von Gesteinen der Gosau-Gruppe (Oberkreide-Paläogen) entwickelt:

- Das Gamser Gosaubecken bildet einen Aufschlusszug zwischen Gams (ÖK Blatt 100 Hieflau) und dem Krimpenbach, wobei auf Kartenblatt 101 der östliche Teil der Gosau-Gruppe mit überwiegend Ablagerungen der Oberen Gosau-Subgruppe liegt.
- Ein südlich anschließender Streifen von Gamsforst bis östlich Hinterwildalpen.
- Ein Vorkommen im westlichen Hochschwabmassiv im Bereich Fobisbach-Ebenstein.

Die Schichtfolge der Gosau-Gruppe von Gams umfasst eine Gesamtmächtigkeit von an die 2.000 m (Abb. 3). Der tiefere Teil mit überwiegend terrestrischen und flachmarinen Ablagerungen wird zur Unteren Gosau-Subgruppe (i.W. Kreuzgraben-Formation) gerechnet, der höhere Teil mit Tiefwassersedimenten zur Oberen Gosau-Subgruppe (Krimpenbach-Formation, Nierental-Formation, Zwiesselalm-Formation). Biostratigraphisch ist Spät-Turonium (ca. 90 Mio. Jahre) bis Untereozän (Ypresium, ca. 54 Mio. Jahre) belegt. An der Basis der Gosau-Gruppe ist eine deutliche Winkeldiskordanz zu den älteren Trias-Jura-Gesteinen ausgebildet. Zwischen Kreuzgraben-Formation und Nierental-Formation ist eine untercampane Diskordanz mit einer Eisen führenden Kruste ausgebildet.

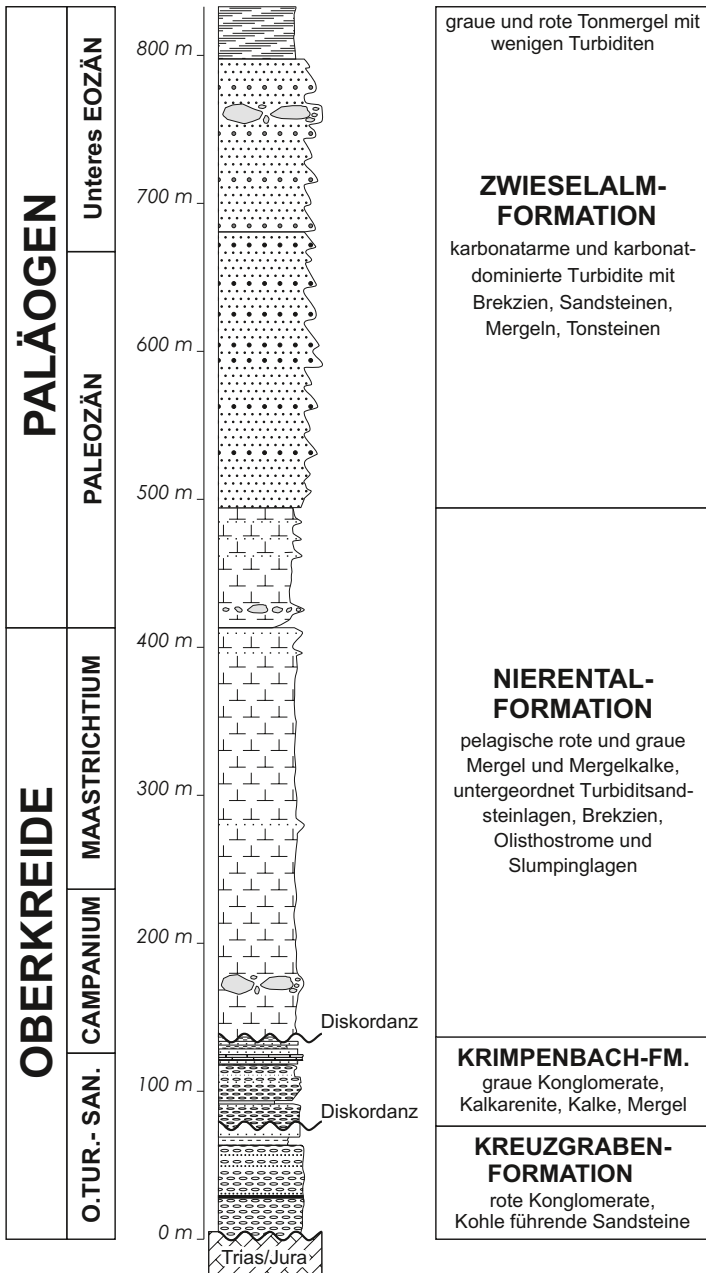


Abb. 3. Profil durch die Schichtfolge der Gosau-Gruppe des Gamser Beckens. Verändert nach SUMMESBERGER et al. (2009).

Untere Gosau-Subgruppe

Zur terrestrisch-seichtmarinen Unteren Gosau-Subgruppe zählen Basalbildungen wie Brekzien, Bohnerze und Bauxit sowie die Kreuzgraben-Formation mit Kohle führenden Sandsteinen und Mergeln. Die tiefsten Anteile der Krimpenbach-Formation sind ebenfalls terrestrisch-seichtmarin, die Krimpenbach-Formation wird aber zur Gänze zur Oberen Gosau-Subgruppe gestellt.

Obere Gosau-Subgruppe

In den Sedimenten der Oberen Gosau-Subgruppe ist die zunehmende Eintiefung des kalkalpinen Ablagerungsraumes, die nach der Subduktion des Akkretionskeiles am Nordrand der Ostalpinen Einheiten (Intragosauische Phase; WAGREICH, 1993, 1995b) erfolgt ist, dokumentiert. Die Schichtfolge setzt mit der, im untersten Abschnitt noch terrestrisch-fluviatilen bis seichtmarinen Krimpenbach-Formation diskordant über den Sedimenten der Unteren Gosau-Subgruppe ein und geht gegen das Hangende in Tiefwasserablagerungen über. Diese sind durch eine turbiditische Sedimentation geprägt und spätestens durch die, innerhalb der Zwieselalm-Formation auftretenden Oliithostrome mit Großschollen von Kambühel-Formation, als synorogene Sedimente zu erkennen.

4.2. Inneralpine spät-paläogene – neogene Sedimente

Unter diesem Begriff wurden auf Blatt 101 Eisenerz alle Sedimente zusammengefasst, die nach der Kollision der Adriatischen Mikroplatte mit der Eurasischen Platte, unter vorwiegend terrestrischen Bedingungen, ab dem späten Oligozän bis in das frühe Miozän über den kalkalpinen Einheiten abgelagert wurden (FRISCH et al., 1998). Es handelt sich zum überwiegenden Teil um Reste der Augenstein Sedimente und deren Verwitterungsprodukte, die heute meist in Karsthohlformen umgelagert erhalten sind.

4.3. Das SEMP-Störungssystem

Die SEMP (Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg)-Blattverschiebung (RATSCHBACHER et al., 1991b; DECKER et al., 1994; LINZER et al., 2002) ist eine überregional bedeutende, linksseitige (sinistrale) Blattverschiebung, die vom Nordrand des Tauernfensters über Salzachtal und Ennstal bis in den Raum südlich Mariazell verfolgt werden kann, wo sie in die Puchberg-Mariazeller Linie (SPENGLER, 1931) einmündet. Sie stellt die nördliche Bewegungsfuge eines großen Extrusionskorridors dar, der sich am Ende der Mesoalpinen Orogenese, im Zuge der Umstellung des tektonischen Regimes von N-S-gerichteter Verkürzung zu ostgerichteter lateraler Extrusion und Orogen paralleler Extension ab dem Untermiozän, ausgebildet hat. An der Blattverschiebung wird ein von Westen nach Osten abnehmender Versatzbetrag angenommen, der im westlichen Abschnitt entlang der Salzachtal-Störung noch mindestens 60 km (Versatz des Innsbrucker und Ennstaler Quarzphyllites), danach entlang der Ennstal-Störung ca. ≤ 40 km (Versatz der Grauwackenzone) und schließlich im östlichen Abschnitt entlang der Gesäuse-Störung nur mehr Werte ≥ 10 km (Versatz der kreidezeitlichen Überschiebungen) erreicht (RATSCHBACHER et al., 1991a, b). Wie im Zusammenhang mit der Beschreibung des Internbaues der Unterberg-Decke erläutert wurde, erreicht die SEMP-Blattverschiebung in ihrem östlichen Abschnitt zwischen dem Gesäuse und der Einmündung in die Puchberg-Mariazeller Linie einen Versatzbetrag von mindestens 15 km.

Entlang des Ennstals spalten von der Hauptstörung mehrere Teilstörungen nach Nordosten ab, an denen Teilschollen der kalkalpinen Decken nach Nordosten bewegt und ihrem Vorland überschoben worden sind. So ist die sinistrale

Salzsteig-Störung an die nordostvergente Überschiebung der Warscheneck-Decke und die Pyhrn-Störung an die gleich orientierte Überschiebung der Gesäuse-Decke (siehe LEIN & GAWLICK, 2000 – Haller Mauern und Nordteil des Gesäuses) auf die unterlagernden Sedimente der Gosau-Gruppe und den tirolischen Sockel kinematisch gekoppelt. Im Ostabschnitt der SEMP-Störung zweigen die Weyrer Blattverschiebung und die Ybbsitz-Göstling Blattverschiebung nach NNO ab und leiten einen Teil der ostgerichteten Extension in die tirolischen und bajuvarischen Decken ab (DECKER et al., 1994; PERESSON & DECKER, 1996; LINZER et al., 2002).

Im Bereich des Hochschwabgebietes kommt es durch die sinistral transpressiven Bewegungen an der SEMP-Störung zur Ausbildung großräumiger kompressiver Blattverschiebungsduplexe (DECKER & REITER, 2001; DECKER, 2001: 49–74, 2002: 26–43), an denen die Mürzalpen-Decke in mehrere Teilschuppen zerlegt wird. Dieser Schuppenbau wurde teilweise bereits im Verlauf der Mesoalpinen Orogenese (Paläogen bis Untermiozän) angelegt und danach durch die Extrusionstektonik überprägt und zerschnitten.

Mit dem Fortschreiten der ostgerichteten lateralen Extrusion kam es zu einer Umstellung des sinistral transpressiven zu einem stärker extensionalen Deformationsregimes. Diese Phase ist durch ostgerichtete Extension und die Ausbildung von nach Westen und Osten gerichteten Abschiebungen gekennzeichnet. Durch diese neu angelegten Störungen werden die älteren sinistralen Blattverschiebungen teilweise abgeschnitten und als Abschiebungen reaktiviert (DECKER, 2002: 26–43).

5. Kurzgefasste geologische Entwicklungsgeschichte

(G. BRYDA & D. VAN HUSEN)

In diesem Kapitel werden jene Prozesse, die zur Entstehung der Ablagerungsräume und Gesteine im Bereich des Kartenblattes geführt haben, sowie die nachfolgenden Gebirgsbildungsphasen im Zusammenhang mit der erdgeschichtlichen Entwicklung chronologisch besprochen. Zusätzlich wird die jüngste Entwicklungsgeschichte der Landschaft im Bereich des Hochschwabgebietes kurz umrissen. Die Altersangaben bei den einzelnen Zeitabschnitten orientieren sich an der neuesten geologischen Zeitskala von GRADSTEIN et al. (2012).

5.1. Ordovizium–Perm: Die frühe Entwicklungsgeschichte inklusive der variszischen Gebirgsbildung (Orogenese).

Die ältesten Gesteine im Bereich des Kartenblattes treten innerhalb der, im Verlauf der Eoalpinen Orogenese abgescherten, Tirolisch-Norischen Decke (Grauwackenzone) auf. Sie wurden vom Ordovizium bis in das Perm (485,4–252,2 Mio. Jahre) unter unterschiedlichen klimatischen Bedingungen, in verschiedenen Sedimentationsräumen abgelagert. Am Beginn des Ordovizium befand sich der Ablagerungsraum am Nordrand des Gondwana-Kontinentes am Rande des Rheischen Ozeans über kontinentaler Kruste in hoher südlicher geographischer Breite. Während des Ordovizium driftete Gondwana kontinuierlich nach Norden und erreichte im Oberordovizium eine mittlere (40°–50° S) geographische Breite mit einem temperierten Klima (SCHÖNLAUB & HEINISCH, 1993). Bis zu diesem Zeitpunkt wurden innerhalb der Gerichtsgraben-Gruppe (**150**, **151**) vorwiegend klastische Sedimente abgelagert, in die sich nun auch Conodonten führende Karbonate einschalten, die in den ältesten Abschnitt der *Amorphognathus ordovicicus*-Zone eingestuft werden können (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976: 262–269). Im obersten Ordovizium kam es im gesamten Bereich der Grauwackenzone zu einem intensiven sauren bis intermediären Vulkanismus mit Ignimbriten und teilweise auch subaquatisch abgelagerten vulkanoklastischen Sedimenten. Diese vulkanischen Ablagerungen werden als Blasseneckporphyroid (**148**, **149**) bezeichnet und können bis zu 1.000m Mächtigkeit erreichen. Im obersten Ordovizium wurde die liegende Blasseneckporphyroid-Platte im Bereich der Nordzone (Norische Decke s. str.) von den seichtmarinen Sanden des Polsterquarzites (**147**) und den auflagernden Cystoideenkalken (**146**) transgrediert. Lateral scheinen diese in die klastische Entwicklung der Radschiefer (**144**) überzugehen, die auf dem Kartenblatt zumindest bis in das obere Silur, vielleicht noch bis in das Unterdevon emporreicht.

Im **Silur** (443,8–419,2 Mio. Jahre) kam es am nördlichen Kontinentalrand Gondwanas im Zusammenhang mit der Öffnung des Paläotethys-Ozeans zu extensionalen Prozessen. Durch die nordgerichtete Kontinentaldrift gelangte Peri-Gondwana im Verlauf des Silur und Devon in niedrigere Breiten mit wärmerem, schließlich tropischem Klima (Devon, < 30° S Breite, SCHÖNLAUB, 1993). Unter diesen Bedingungen setzte im unteren Silur im Bereich der Norischen Decke s. str. (Nordzone, SCHÖNLAUB, 1981, 1982) der vermutlich am Schelf abgelagerte Orthocerenkalk (**143**) über den liegenden Cystoideenkalken (**146**) ein. Im Bereich der Eisenerzer Schuppenzone (Schuppenzone, SCHÖNLAUB, 1981, 1982) treten in diesem Zeitraum schwarze Kieselschiefer (Lydite – besser schwarzer Radiolarit, **145**) auf, die von Orthocerenkalk überlagert werden. Innerhalb der Wildfeld-Decke treten im Eisenerzer Raum südlich der Blattgrenze vorwiegend Grauwackenschiefer auf, die Einschaltungen von basischen Vulkaniten, schwarzen Kieselschiefern, Kalken und Quarzsandsteinen enthalten.

Im **Devon** (419,2–358,9 Mio. Jahre) werden alle Schichtfolgen innerhalb der Tirolisch-Norischen Decke von einer einheitlichen, bis zu mehrere hundert Meter mächtigen Bankkalkentwicklung (Sauberg-Kalk, Polsterkalke, bunter Flaser-Bänderkalk, Heller Bankkalk etc., **138–142**) abgelöst, die allodapische Lagen mit Bioklasten (Crinoiden, Stromatoporen) enthalten und vermutlich im Bereich eines Schelfhanges bis Beckens abgelagert wurden. Ab dem Oberdevon kollidierten erste Krustenfragmente Peri-Gondwanas unter Schließung des Rheischen Ozeans mit Laurussia. Diese Krustenverkürzung erreichte an der Wende Unter-/Oberkarbon mit der Variszischen Orogenese einen ersten Höhepunkt. Dabei kollidierte Gondwana auf breiter Front mit Laurussia und auch der westliche Teil des Paläotethys-Ozeans wurde bis auf einen breiten Meeresarm, der entlang des Äquators in den nun neu entstandenen Superkontinent Pangäa hereinragte, geschlossen. Im Eisenerzer Raum wird die Schichtfolge des Devon diskordant von einer Kalkbrekzie (**137**) überlagert, die vermutlich in einer Phase intensiver Abtragung und Verkarstung der devonischen Kalke im Zusammenhang mit der beginnenden Variszischen Orogenese entstanden ist (SCHÖNLAUB, 1982). Im Hangenden wird die unterkarbone Brekzie von der klastischen Eisenerz-Formation (**135, 136**) überlagert, die nach SCHÖNLAUB (1982) vermutlich noch im Unterkarbon (Viseum) einsetzt und als bedeutender Deckenscheider innerhalb des variszisch angelegten Teildeckenbaues der Norischen Decke fungiert.

Im **Perm** (298,9–252,2 Mio. Jahre) befanden sich die Gesteine, die heute die Grauwackenzone und die Nördlichen Kalkalpen aufbauen, am Westrand der Paläotethys-Bucht, die von Osten in den Superkontinent Pangäa weit eingegriffen hat. Das Gebiet lag nahe dem Äquator und war durch trocken-heiße Klimabedingungen gekennzeichnet. Das variszische Gebirge war zu diesem Zeitpunkt bereits weitgehend abgetragen – ab etwa 290 Mio. Jahren setzten in der Lithosphäre am Südrand des variszischen Gebirges Dehnungsprozesse ein, die zu Grabenbrüchen und zum Aufdringen basaltischer Magmen bis in obere Krustenstockwerke führten. Durch die damit verbundene Wärmezufuhr wurden große Teile der unteren Kruste bei hohen Temperaturen und geringen Drucken metamorph und teilweise aufgeschmolzen. Als Folge intrudierten Granite und Pegmatite in die darüber liegende Kruste und führten auch zu einem ausgeprägten sauren bis intermediären Vulkanismus (SCHUSTER & STÜWE, 2008; RUPP et al., 2011). Im selben Zeitraum begannen sich vom Südteil Pangäas bereits wieder Krustenfragmente (heute Türkei, Persien, Tibet) abzulösen und nordostwärts zu driften, wodurch es dazwischen zur Bildung eines neuen Bereiches mit ozeanischer Kruste gekommen ist, der Tethys-Ozean genannt wird.

Unter den im Perm herrschenden trocken-heißen, wüstenhaften Klimabedingungen kam es in den Küstenebenen zur Ablagerung von Schichtflut-Sedimenten (Fanglomeraten) – die Präbichl-Formation (**134**) stellt ein typisches Sediment dieser Zeit dar, das aus mehreren, gegen Hangend feinklastischer werdenden Megasequenzen von übereinander lagernden alluvialen Schuttfächern aufgebaut wird (KRAINER & STINGL, 1986). In küstennahen abgeschnürten Becken und Flachwasserbereichen bildeten sich zur gleichen Zeit mächtige Evaporitablagerungen und Salzpfannen/Sabkhas. Diese Evaporite (Dolomit, Gips-Anhydrit, Salze) waren bei den nachfolgenden gebirgsbildenden Prozessen als hoch mobiles Haselgebirge (**101, 102, 133**) für die Anlage und Position der Abscherhorizonte des alpinen Deckenbaues von entscheidender Bedeutung.

Am Ende der Perm-Zeit ereignete sich das größte bekannte Massensterben der Erdgeschichte bei dem 80 % der marinen Gattungen und ein großer Teil der an Land lebenden Tier- und Pflanzenarten ausgestorben sind (GRADSTEIN et al., 2012).

5.2. Trias–Unterjura: Sedimentation am passiven Kontinentalrand des Meliata-Hallstatt-Ozeans

In der Trias (252,2–201,3 Mio. Jahre) setzte sich die Ausweitung des Tethys-Golfes bei andauernder Absenkung und Krustendehnung nach Westen fort und bildete nun einen eigenen Meeresbereich, den Meliata-Hallstatt-Ozean (KOZUR, 1991; KOZUR & MOSTLER, 1992). Am passiven Kontinentalrand dieses Ozeans kamen in der Untertrias seichtmarine, überwiegend sandig-tonige, im obersten Abschnitt auch karbonatische Werfener Schichten (**99**, **100**, **130**, **131**, **132**) zur Ablagerung. Im Grenzbereich von der Unter- zur Mitteltrias setzte im Bereich der erst später herausgeschnittenen tirolischen Decken, die stark salinar beeinflusste Reichenhall-Formation (**129**) über den Werfener Schichten ein. Diese geht in der Schichtfolge am Scheibenberg (Sulzbach-Decke) in den flachmarinen Annaberger Kalk (**126**) über, für den noch teilweise hypersalinare Ablagerungsbedingungen angenommen werden können. Der Annaberger Kalk stellt eine Sonderentwicklung der Gutenstein-Formation dar, mit deren dünngeschichteten, bituminösen Kalcken er lateral verzahnt. Innerhalb der späteren Mürzalpen-Decke wurden zu dieser Zeit bis zu 150 m mächtige, überwiegend dunkelgrau gefärbte Laminite (teilweise Loferite) und intraformationelle Brekzien, die vermutlich durch die Lösung von Evaporitmineralen entstanden sind, abgelagert. Im Anisium (Pelsonium) entwickelte sich mit der Steinalm-Formation (**96**, **125**) in den Flachwasserbereichen des Tethys-Schelfs unter nun normal marinen Bedingungen bei tropischen Wassertemperaturen eine erste ausgedehnte Karbonatrampe. In den benachbarten Becken setzte sich die Sedimentation der Gutenstein-Formation unter offen marineren Bedingungen fort.

Im Grenzbereich vom mittleren zum oberen Anisium (Pelsonium/Illyrium) kam es im Zuge verstärkter Krustendehnung am Westende des Tethys-Ozeans zu einem Zerbersten und raschen Absinken der Steinalm-Karbonatrampe in größere Wassertiefen (LEIN, 1987; LEIN & GAWLICK, 2008; LEIN et al., 2010). Dieses Ereignis wurde von SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER (1975: 169) als „Reiflinger Wende“ bezeichnet und markiert eine, im Ablagerungsraum der kalkalpinen Schichtfolgen großflächig verfolgbare Umstellung, bei der die Steinalm-Formation und Gutenstein-Formation im Bereich der späteren kalkalpinen Decken von den Beckensedimenten der Reifling-Formation abgelöst wurden.

Im Zuge der „Reiflinger Wende“ ist aus einem vorher großflächig einheitlichen flachmarinen Schelf, durch differenzielle Absenkung und Kippung von Schollen, ein in Tief- und Hochzonen gegliedertes Schelfbecken entstanden. Auch die seit dem Oberperm im Schelfsockel begrabenen Evaporite (Gips- und Salzablagerungen – späteres Haselgebirge, **101**, **102**, **133**) sind aufgrund ihrer geringeren Dichte als Diapire (Gips-Salzstöcke) in die überlagernden Sedimente aufgestiegen und führten vermutlich bereits in der Mitteltrias zur Ausbildung von submarinen Hochzonen im Schelfmeer. Auf diesen Hochzonen sowie auf den in relativ geringer Wassertiefe verbliebenen Teilen der zerbrochenen Steinalm-Karbonatrampe wurden in der Folge unterschiedliche Rotkalken abgelagert (LEIN, 1987). In den benachbarten Beckenbereichen kamen stattdessen relativ einheitlich ausgebildete, dunkelgrau bis schwarz gefärbte, stark knollige und Hornstein führende Kalken zur Ablagerung, die als „Knollenkalk-Member“ den stratigraphisch älteren (oberanisischen bis unterladinischen) Teil der Reifling-Formation (**124**) aufbauen. Auf dem Kartenblatt tritt das „Knollenkalk-Member“ als Sediment eines tieferen Schelfbeckens sowohl an der Basis der Reifling-Formation als auch an der Basis des Grafensteigkalkes (**89**), teilweise auch der Sonnschien-Formation (**92**) und im Liegenden des „Bunten, laminierten Dolomites mit Dolomitklasten und schwarzen Hornsteinbruchstücken“ (**93**, **94**) im Sockelbereich der Griesmauer auf.

Im obersten Fassanium ist es im Ablagerungsraum der kalkalpinen Gesteine zu einer weiteren, vermutlich tektonisch induzierten Umstellung gekommen. Im Zuge derer wurden Teile des Sedimentbeckens unter Ausbildung eines neuen Reliefs angehoben und ältere Sedimente in die neu entstehenden Becken umgelagert. Von den neu entstandenen Hochzonen breitete sich vom unteren Ladinium (oberes Fassanium) bis in das untere Karnium (Julium 1) die Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattform (82–87 und 120–122) über Teile der angrenzenden Beckenbereiche aus, in denen zeitgleich im Reiflinger Becken der ladinische Anteil der Reifling-Formation und im Grafensteig Becken der allodapische Grafensteigkalk abgelagert wurden. Beide Schichtglieder sind über gröber klastische Hang- und Vorriffsedimente mit dem Wettersteinkalk der progradierenden Karbonatplattform verbunden. Sowohl das Reiflinger Becken als auch das Grafensteig Becken (als Teil des Hallstatt/Zlambach-Beckens) existieren als getrennte Schelfbecken mit unterschiedlicher Schichtfolge erst ab der beschriebenen neuerlichen Zerlegung des Tethys-Schelfs im oberen Fassanium. Durch das auf den Hochzonen einsetzende Wachstum der Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattform(en) werden die Becken im Langobardium schließlich voneinander getrennt. Für das

Stratigraphie und Fazies der Wettersteinkalk-

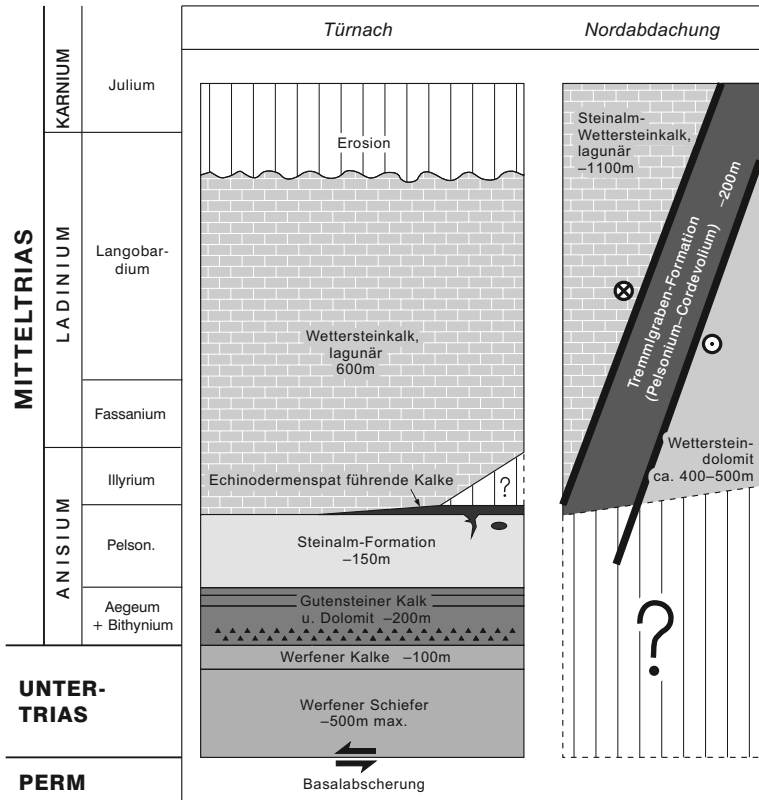
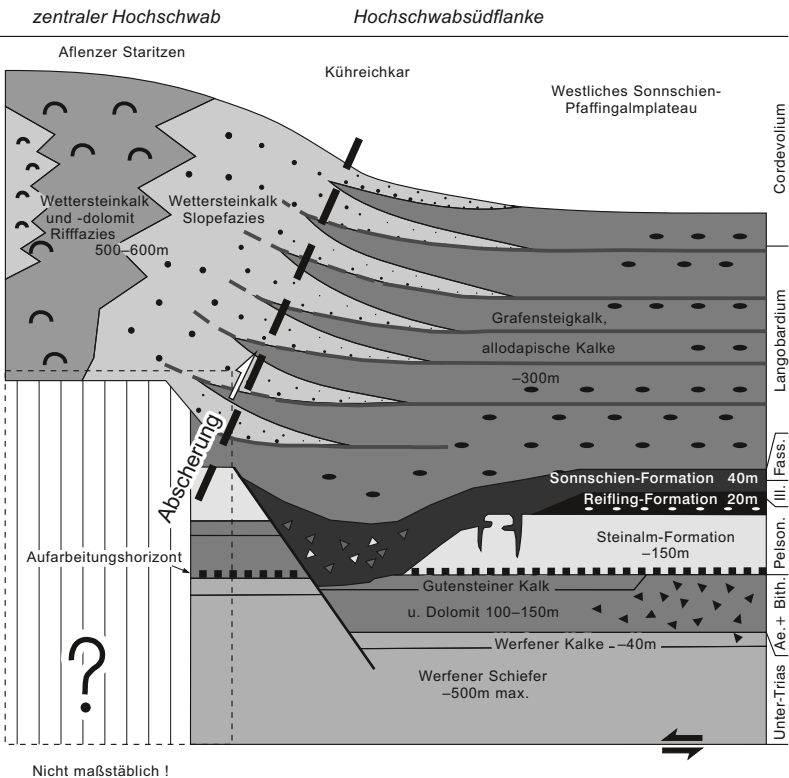


Abb. 4. Stratigraphie und Fazies der Wettersteinkalk-Karbonatplattform im Hochschwabgebiet.

Reiflinger Becken wird eine von Karbonatplattformen umrahmte, Schelf interne Position angenommen, wohingegen für das Grafensteig Becken eine zur Tethys offene Position am äußeren Schelf vermutet wird.

Die Sonnschien-Formation (92) liefert als Slump-Debriflow-Sediment, das Lithoklasten aus dem aufgearbeiteten Untergrund (Dolomit der Gutenstein-Formation, Steinalmkalk?) enthält, einen deutlichen Hinweis auf die Ausbildung eines submarinen Reliefs im Bereich des Hochschwabgebietes im oberen Fassium. Wie die Überlagerung des oberanischen (Pelsonium-Illyrium) Knollenkalkes der Reifling-Formation (95) durch die Sonnschien-Formation am Hocheck südwestlich Sackwiesensee zeigt, haben deren bunte Karbonatschlämme als „debris flow“-Ablagerungen auch das angrenzende Reiflinger Becken erreicht. Im Sockel der Griesmauer tritt im Hangenden der Gutenstein-Formation (Dolomit) und dem „Knollenkalk-Member“ der Reifling-Formation ein mit der Sonnschien-Formation in sedimentologischer und stratigraphischer Hinsicht sehr gut vergleichbarer „bunter, laminiertes Dolomit mit Dolomitklasten und schwarzen Hornsteinbruchstücken“ (93, 94) auf. Die schwarzen Hornsteinbruchstücke stammen offenbar

Karbonatplattform im Hochschwabgebiet



aus dem teilweise aufgearbeiteten „Knollenkalk-Member“ der liegenden Reifling-Formation. NNW' des Lamingsattels (1.677 m) ist im Hangenden des laminierten Dolomites der Gutenstein-Formation ein kleiner Span eines dunkelgrau bis schwarzen Kalkmikrites aufgeschlossen, der in seiner Matrix zahlreiche schwarze Hornsteinbruchstücke führt. Er wurde auf der Karte noch zum „Knollenkalk-Member“ (95) der Reifling-Formation gestellt – ist aber aufgrund der umgelagerten, zerbrochenen Hornsteine bereits mit den „bunten, laminierten Dolomiten mit Dolomitklasten und schwarzen Hornsteinbruchstücken“ vergleichbar. Im Hangenden wird der „bunte, laminierte Dolomit mit Dolomitklasten“ von den Hang- (Grafssteigkalk) und Vorriff-Sedimenten der Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattform überschüttet. In diesen treten am SW-Ende der Griesmauer, oberhalb des Hirschebgsattels (1.699 m) Bruchstücke eines dunkel- und hellgrauen lagunären Kalkes auf, die über die enthaltenen anisischen Grünalgenfloren als umgelagerte Reste der Steinalm-Formation identifiziert werden konnten (BRYDA et al., 2009c: 230–233). Diese Bruchstücke sind offenbar die einzigen erhaltenen Reste der Steinalm-Formation, die vermutlich auch in der Schichtfolge der Griesmauer ursprünglich vorhanden war und bereits im Ladinium in diesem Bereich wieder abgetragen worden ist. Vergleichbare Verhältnisse sind auch am Sonnshienplateau in der diskordanten (teilweise tektonisch überprägten) Überlagerung der Sonnshien-Formation über die im Untergrund anstehende Gutenstein- und lückenhaft erhaltene Steinalm-Formation deutlich sichtbar.

In jenen Profilen, in denen heute der innere, von lagunären Sedimenten dominierte Bereich der Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattform aufgeschlossen ist, kann die Steinalm-Formation vom Wettersteinkalk in Lagunen-Fazies im Gelände meist nur über die Grünalgenfloren (anisische versus ladinische Floren) und nicht über lithologische Unterschiede abgetrennt werden. Im Hochschwabgebiet treten jedoch im Grenzbereich der beiden Gesteine nur lückenhaft erhaltene, bunte (rosa-gelblichgrau) gefärbte Crinoidenspatkalke auf, die auch innerhalb der unterlagernden Steinalm-Formation bankparallele Spalten und teilweise elliptisch geformte Hohlräume verfüllen (S. 92–93). Diese Crinoidenkalke konnten in das Pelsonium eingestuft werden und wurden daher vermutlich im Hangenden der Steinalm-Formation im gleichen Zeitraum wie das „Knollenkalk-Member“ der Reifling-Formation abgelagert (Abb. 4). Sie zeigen, dass auch jene Bereiche der Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattform, in denen die Sedimentation von der Steinalm-Formation in den Wettersteinkalk in Lagunen-Fazies scheinbar durchläuft, im Zuge der „Reiflinger Wende“ abgesenkt und von Sedimenten einer Schwellenfazies überlagert worden sind. Die elliptische Form einiger Hohlräume legt eine Interpretation als frühere Karsthohlräume nahe, die dann jedoch eine teilweise Exposition der Steinalm-Formation über den Meeresspiegel belegen. Ein Teil der Schwellensedimente könnte auch im Zuge der im obersten Fassinium erfolgten, erneuten Reliefumkehr mobilisiert und als Bestandteil der Sonnshien-Formation an den Flanken der Hochzonen wieder abgelagert worden sein. Die bisher beobachtete, unmittelbare Auflagerung des Wettersteinkalkes in Lagunen-Fazies über der Steinalm-Formation und den lückenhaft erhaltenen Crinoidenkalken ohne zwischengeschaltete Brekzien oder andersartige Sedimente ist aus sedimentologischer Sicht bemerkenswert und konnte bisher nicht ausreichend erforscht werden. Nach RÜFFER & BECHSTÄDT (1995) setzt das Wachstum der Wettersteinkalk-Karbonatplattform in den Mieminger Bergen (westliche Kalkalpen) im Fassinium 2/II bis Langobardium 1/I und damit im gleichen Zeitraum wie im Hochschwabgebiet ein. Die gleichen Autoren nehmen jedoch im Bereich der Karbonatplattform des südwestlichen Wettersteingebirges eine über die gesamte Mitteltrias durchlaufende Seichtwassersedimentation an.

Bereits ab dem oberen Anisium treten in den Hang- und Beckensedimenten der Nördlichen Kalkalpen erste Einschaltungen von Tuffiten auf, die als umgelagerte, mit lokalem Sediment vermischte, vulkanoklastische Ablagerungen eines sauren/intermediären bis basischen Vulkanismus angesehen werden. Diese Tuffitlagen treten im unteren Ladinium gehäuft auf, können jedoch in der Reifling-Formation im östlichen Teil der Kalkalpen (Großreifling) noch bis in das untere Karnium (Julium) nachgewiesen werden (TOLLMANN, 1976a: 88, 123).

In der Reifling-Formation am Scheibenberg treten zwei Tuffithorizonte auf. Der erste Horizont ist ca. 14 cm mächtig und konnte mit Hilfe von Conodonten in das obere Illyrium eingestuft werden; der zweite, 25 cm mächtige Horizont (Fototafel 2, Abb. VI) ist zeitlich in den Grenzbereich zwischen dem unteren- und oberen Ladinium einzustufen (S. 75–77). Auch innerhalb des Grafensteigkalkes der Mürzalpen-Decke treten innerhalb des gesamten Ladinium Tuffiteinschaltungen auf (91), die im Kar unmittelbar westlich des Großen Beilstein (2.157 m, ÖK102 Aflenz) in einer außergewöhnlichen Mächtigkeit von ca. drei Metern aufgeschlossen sind (MANDL et al., 2002: 90). Stratigraphische Position: Langobardium–Julium.

Im Langobardium setzte sich die Entwicklung der Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattformen am Tethys-Schelf kontinuierlich fort. Im Bereich des Reiflinger Beckens treten ab dem oberen Langobardium die überwiegend siliziklastischen Parthnach Schichten als feinklastische Beckenfüllung auf und werden teilweise von der Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattform progradiert (TOLLMANN, 1976a; RÜFFER & BECHSTÄDT, 1995). In der Schichtfolge der Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattform des Gamsstein-Scheibenberg-Zuges im Norden des Kartenblattes ist dieser Abschnitt im Übergang von der Reifling-Formation (124) in den Raminger Kalk (123) jedoch nur in Form einiger, maximal dm-mächtiger Lagen erhalten, die von MOSER et al. (2007: 339–340) stratigraphisch in den Grenzbereich des Langobardium 2 bis 3 eingestuft werden konnten. Ab dem oberen Langobardium kam es bei verringerter Subsidenz des Tethys-Schelfs zu einem raschen Progradieren der Karbonatplattform über die angrenzenden Beckenbereiche, das sich bis in das untere Karnium (Julium) fortsetzte. Zu dieser Zeit (Julium 1/IIc) erfolgte eine tethysweit feststellbare, rasche Regression, die zum Auftauchen der obersten Teile der Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattformen über den Meeresspiegel führte, was Erosion und Verkarstung zur Folge hatte. Als Ursache für ein Unterbleiben einer Besiedelung der Flanken der Karbonatplattformen mit Rifforganismen und einer Erholung der Karbonatplattformen, wird von verschiedenen Bearbeitern eine Klimaerwärmung diskutiert. Im Zuge dieser soll eine verstärkte Niederschlagstätigkeit zu einem Absinken der Salinität des Meerwassers bei gleichzeitig erhöhtem Eintrag von Nährstoffen geführt haben. Beide Faktoren sollen schließlich für das Ende des Riffwachstums verantwortlich gewesen sein (HORNUNG & BRANDNER, 2004; HORNUNG et al., 2006a, b, 2007).

Nach KÖLBL et al. (1999: 76) treten im Wettersteindolomit der Meßnerin (1.835 m) Verkarstungserscheinungen in Form von braunen, sandigen Spaltenfüllungen auf, für die ein Alter im Ladinium/Karnium Grenzbereich vermutet wird. Vorkommen vergleichbarer Spaltenfüllungen mit braun bis rot gefärbten Sandsteinen wurden auch von HÜBLER (1998: 22) aus dem Grenzbereich Wettersteinkalk/-dolomit entlang des Weges von der Pribitz- auf die Sonnschienenalm beschrieben und den „Raibler Schichten“ zugeordnet. Vergleichbare braune und rote Sandsteine (56) treten jedoch über unterschiedlich alten Gesteinen im gesamten Hochschwabgebiet bevorzugt in Karstformen und Spalten auf, die teilweise an Trennflächen der neogenen Extrusionstektonik gebunden zu sein scheinen. Es handelt sich daher vermutlich nicht um Sedimente, die im Karnium abgelagert worden sind, sondern um Reste der Augenstein-Formation.

Nach der unterkarnischen Regression begannen die Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattformen im höheren Julium wieder unter den Meeresspiegel abzusinken. Durch das zu dieser Zeit niederschlagsreiche Klima und durch hohe Erosionsraten wurden im kontinentalen Hinterland große Mengen siliziklastischer Sedimente produziert, die als „Nordalpine Raibler Schichten“ in den Becken, und in geringer Mächtigkeit auf den Hochzonen der ehemaligen Karbonatplattformen abgelagert worden sind.

Im Bereich der „Lunzer-Fazies“ (TOLLMANN, 1976a) ist eine für das Reiflinger Becken charakteristische unterkarnische Abfolge von Göstlinger Kalk, Reingrabener Schiefer mit kalkigen Trachycerasschichten an der Basis und mächtigem, im oberen Abschnitt Kohle führendem Lunzer Sandstein erhalten (**119**, **118**, **117**). Auf dem Kartenblatt kann nur die Karnium-Entwicklung der Sulzbach-Decke (Hochzone) und Reiflinger Scholle (Reiflinger Becken) der „Lunzer Fazies“ zugeordnet werden. Die Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattformen im Bereich der Unterberg- und Göller-Decke („Ötscher Fazies“, TOLLMANN, 1976a) stellten Hochzonen dar, auf denen im höheren Julium nur eine geringmächtige siliziklastische Schichtfolge sedimentiert wurde (**118**). Im Vergleich dazu zeichnet sich die Karnium-Schichtfolge der Buchberg- und Säusenstein Schuppe (siehe Kapitel 4) im Übergang zu einer Beckenentwicklung durch eine größere Mächtigkeit aus – vermittelt aber mit den Trachycerasschichten (**119**) und Reingrabener Schiefen (**118**) zur Schichtfolge der nördlich gelegenen tirolischen Einheiten.

So wie innerhalb des Tirolikums ein Übergang in das Reiflinger Becken, ist auch innerhalb der Mürzalpen-Decke ein Übergang in das zur Tethys offene Grafensteig Becken erhalten. Auf der, nach der Emersion im Zuge der unterkarnischen Regression wieder ertrunkenen Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattform, wurden hier im oberen Julium die Leckkogel Schichten (**79**) abgelagert. Diese Biogenschuttalke wurden vom Randbereich einer in das Becken der „Nordalpinen Raibler Schichten“ vorstoßenden Karbonatplattform in mehreren Schüben eingeschüttet und verzahnten mit den feinklastisch-tonigen Reingrabener (Halobien) Tonschiefern (DULLO & LEIN, 1980, 1982; LEIN, 1988).

Im oberen Karnium (Tuvalium) entwickelte sich über den durch die siliziklastischen Sedimente begrabenen Karbonatplattformen und dem Reiflinger Becken unter pseudoariden und warmen Klimabedingungen ein ausgedehnter, teilweise hypersalinärer Flachwasserbereich. In diesem wurden innerhalb der „Lunzer Fazies“ in den späteren bajuvarischen und untergeordnet tirolischen Einheiten (Sulzbach-Decke, Reiflinger Scholle) die Gips/Anhydrit führenden Opponitzer Schichten (Kalk, Dolomit und Rauwacke, **115**, **116**) abgelagert. Über dem geringmächtigen siliziklastischen Karnium der späteren Unterberg- und Göller-Decke bildeten sich im gleichen Zeitabschnitt (Tuvalium) dunkelgrau, bräunlich gefärbte Bankdolomite, die schleifend in den hangenden Hauptdolomit (**114**) übergehen. Innerhalb des oberkarnischen, dunklen Bankdolomits beiderseits des Holzäpfeltales zeigen Dasycladaceen normalmarines Flachwasser an. Im Bereich der Buchberg- und Säusenstein-Schuppe treten im Tuvalium über einer mächtigeren siliziklastischen Beckenfüllung gut ausgewaschene Echinodermen- und Fossilschuttalke auf. Der Hauptdolomit der Mürzalpen-Decke dürfte aufgrund seiner Position im Hangenden der Leckkogel Schichten und im Liegenden des Dachsteinkalkes zeitlich in das Tuvalium zu stellen sein.

Im Norium kam es bei höheren Subsidenzraten am Tethys-Schelf zur Ausbildung einer neuen, jetzt noch ausgedehnteren Karbonatplattform. Am zum offenen Tethys-Ozean gewandten Teil des Schelfs entwickelte sich das Dachsteinkalk-Riff,

das über einen breiten Streifen aus Dachsteinkalk in Lagunen-Fazies mit den Gezeitenflächen des Hauptdolomit-Ablagerungsraumes verbunden war. Im Bereich des Kartenblattes sind nur die lagunären Anteile dieser Dachsteinkalk-Karbonatplattform erhalten. Auf dem östlich benachbarten Kartenblatt 102 Aflenz wird die Dachsteinkalk-Lagune im Bereich des Karlhochkogels (2.096 m) und der Mitteralm von einer Riff- und Vorriff-Fazies abgelöst, die zu einem zur Tethys offenen Schelfbecken (Hallstatt/Zlambach-Becken) vermitteln.

In der obersten Trias (Rhaetium) kam es zu einem Absinken zentraler Teile der Karbonatplattform und zur Ausbildung eines, intern in zwei Bereiche (Eiberg- und Allgäu- oder Restental-Becken) gegliederten Intraplattformbeckens (MANDL, 2000; HILLEBRANDT & URLICHS, 2008; MANDL et al., 2009). In diesem wurde die, durch den Eintrag feinklastischer Sedimente geprägte Kössen-Formation abgelagert. Auf dem Kartenblatt sind am östlichen Hochkar, zwischen dem Scheiterkogel (1.654 m) und der Schmalzmauer, gelblichgraue Korallen und die Foraminifere *Triasina hantkeni* MAJZON, 1954, führende Kalke aufgeschlossen, die mit dunkelgrauen, mergeligen Bankkalken wechsellagern (**111**, **112**). Sie entsprechen vermutlich dem Hochalm-Member im stratigraphisch untersten Abschnitt der Kössen-Formation (MANDL et al., 2009). Im zur Tethys offenen Hallstatt/Zlambach-Becken wurden im selben Zeitraum die mergeligen Zlambach Schichten abgelagert, die auf dem benachbarten Kartenblatt 102 Aflenz teilweise erhalten sind.

5.3. Unterjura–Mitteljura: Zerbrecen der Karbonatplattformen und die Entstehung eines neuen Sedimentationsraumes

Im Unterjura kam es in Verbindung mit der Öffnung des südlichen Nordatlantik zum Zerbrecen des Superkontinentes Pangäa. Dabei bildete sich zwischen dem zukünftigen eurasischen Kontinent und dem Nordteil des späteren afrikanischen Kontinentes ein System großräumiger Transformstörungen aus, entlang derer ein Teil des Dehnungsbetrages in den Bereich der westlichen Tethys abgeleitet wurde. Hier öffnete sich mit dem Penninischen Ozean (Piemont-Ligurischer Ozean) ein neues Becken am Nordrand des „Adriatischen Spornes“ und alpinen Ablagerungsraumes (SCHMID et al., 2008). Im Zuge dieser Öffnung kam es im untersten Jura zum Zerbrecen und Ertrinken der Obertrias-Karbonatplattform, deren Absenkung sich bis in den unteren Oberjura (Oxfordium) fortsetzte.

Durch die Zerrungstektonik wurden die Trias-Karbonatplattformen unter Ausbildung eines submarinen Reliefs aus Teilbecken und Schwellen an zahlreichen Störungen zu einem Mosaik aus unterschiedlich weit abgesenkten Schollen zerlegt. Gleichzeitig kam es zur Entstehung von tiefreichenden Spalten in den Triassedimenten, die teilweise mit den auflagernden Jura-Schwellen und Beckensedimenten verfüllt worden sind. Im Bereich des Kartenblattes Eisenerz ist von der Schichtfolge aus der Zeit vom Unterjura (Hettangium) bis in den unteren Oberjura (Oxfordium) nur wenig erhalten geblieben. Am Hochkar setzt die geringmächtige, mitteljurassische Schwellenfazies der Klaussschichten (**109**) über einer bis zu mehrere cm-mächtigen Eisen-Mangankruste, die während eines langen Zeitraumes ohne nennenswerter Sedimentation gebildet wurde, direkt über dem liegenden Korallenkalk der Kössen-Formation (Hochalm-Member) ein. Vermutlich liegen die Klaussschichten südlich Stangl (1.592 m) ebenfalls direkt über dem obertriadischen Dachsteinkalk in Lagunen-Fazies. Reste des unterjurassischen Hierlatzkalkes (**110**) konnten am Hochkar nur mehr als Spaltenfüllungen und am Top und in Spalten des Dachsteinkalkes in Lagunen-Fazies am Südwestrand der Göller-Decke (Lärchkogel-Eibl-Schuppe, siehe Kapitel 4) nachgewiesen werden.

5.4. Oberjura–unterste Oberkreide: Synorogene Sedimente als Anzeiger der Eoalpinen Orogenese

Innerhalb der sedimentären Entwicklung der Jura-Schichtfolgen im Bereich der späteren kalkalpinen Decken ist ab dem obersten Mitteljura (Callovium) mit der Entstehung von Radiolaritbecken (Ruhpoldinger Radiolarit, **108**) eine starke Eintiefung zu erkennen. Diese steht mit ersten Subduktionsprozessen am Rand des Meliata-Hallstatt-Ozeans in Zusammenhang (siehe Kapitel 5.2).

In den ursprünglich im Nahebereich des Tethysrandes, heute im Bereich der tirolischen und juvavischen Decken gelegenen Radiolaritbecken kam es im Oberjura (163,5–145 Mio. Jahre) zur Ablagerung mächtiger Turbidite und Debrite. Diese enthalten Olisthostrome und Großschollen kalkalpiner und tiefer jurassischer Gesteine, die entweder aus dem lokalen, vor-oberjurassischen Untergrund mobilisiert, oder aus dem Hallstätter Faziesraum am ehemaligen Südrand der Trias-Karbonatplattformen in die Becken eingeglitten sein müssen. Als Ursache für die Entstehung von Gleitschollen wird die Subduktion des Meliata-Hallstatt-Ozeans angenommen, die zur Ausbildung einer heute nicht mehr erhaltenen Suturzone am Südrand des kalkalpiner Ablagerungsraumes geführt hat (GAWLICK & SUZUKI, 1999). Dabei wurden Teile der Schichtfolgen des Hallstätter Faziesraumes, die ursprünglich über der ausgedünnten Kruste am passiven Kontinentalrand der Tethys abgelagert worden sind (LEIN, 1987), mobilisiert, und als Gleitschollen und Bestandteil von Olisthostromen/Turbiditen in die randnahen Radiolaritbecken transportiert worden. Die Suturzone des Meliata-Hallstatt-Ozeans liefert im Zuge der folgenden Eoalpinen Orogenese ophiolithischen Detritus, der in den nördlich vorgelagerten Sedimentationsräumen nachgewiesen werden kann (DECKER et al., 1987).

Auf dem Kartenblatt ist nur eine kleine Gleitscholle aus Hallstätter Kalk nahe der Hochmauer (**107**), östlich Hochschlag (1.197 m), aufgeschlossen (MOSE, 2003). Auch das Oberalmer Basiskonglomerat (**105**) am Stangl südlich des Salzatales und die Olisthostrome innerhalb der Tauglboden-Formation (**106**) am Hochkar sind als synorogene Sedimente dieser Phase einzuordnen. Sie enthalten aufgearbeitete Komponenten des vor-oberjurassischen Untergrundes (Obertrias, Unterjura), die von einer im Oberjura neu entstandenen Hochzone in das nördlich angrenzende Becken geschüttet wurden.

Ausgehend von diesen Hochzonen entwickelten sich im Oberjura (Kimmeridgium) unter tropisch warmen Klimabedingungen mehrere, vermutlich räumlich getrennte Plassenkalk-Karbonatplattformen. Innerhalb des Plassenkalkes (**103**) nördlich des Gosauvorkommens von Gams sind Faziesräume von der Lagune über das Riff bis zum Vorriff vorhanden – der Übergang vom Vorriff in die Beckenfazies der Oberalmer Schichten (**104**) ist hier jedoch tektonisch zerschnitten.

Die Plassenkalk-Karbonatplattformen hatten nur eine vergleichbar kurze Lebensdauer (GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2006). Bereits in der Unterkreide (Berriasium) sorgte die innerhalb des kalkalpiner Ablagerungsraumes nun verstärkt im Zuge der Eoalpinen Orogenese einsetzende Deckentektonik für ein Ende des Riffwachstums und für eine erneute Umstellung im Sedimentationsgeschehen. Im Südteil des kalkalpiner Sedimentationsraumes kam es zur Ablagerung von Beckensedimenten und synorogenen Sedimenten (Rossfeld-Formation), die von den herannahenden Deckenstirnen in die angrenzenden Becken eingeschüttet wurden, allerdings auf dem Kartenblatt nicht vorhanden sind.

Die Anordnung der kalkalpiner Decken ist das Resultat gebirgsbildender Vorgänge im Zuge der Eoalpinen Orogenese in der Unterkreide (145–100,5 Mio.

Jahre), bei der die kalkalpinen Decken von ihrem kristallinen Untergrund abgesehen und entlang von Rampen-Flachbahn-Geometrien übereinander gestapelt wurden. Die (W)NW-gerichtete Verkürzung führte zur Ausbildung von (W)NW-vergente(n) Falten- und Überschiebungsstrukturen, die an NW streichenden, dextralen Blattverschiebungen (Grenzblätter) und lateralen Rampen verbunden sind (LINZER et al., 1995). Abscherhorizonte und Zuschnitt der tektonischen Einheiten sowie ihr späterer Baustil wurden entscheidend von Fazies, Anordnung und Mächtigkeit der triadischen Sedimente beeinflusst und führten zur Entstehung von Faziesdecken. Auf dem Kartenblatt ist in den nördlichsten Einheiten – Sulzbach-Decke und Unterberg-Decke – noch ein Falten-Schuppenbau nachweisbar. Innerhalb der weiter südlich gelegenen Einheiten – Göller-Decke und Mürzalpen-Decke – ließen die mächtigen, schlecht deformierbaren Trias-Plattformsedimente nur die Entstehung eines Schuppenbaues zu.

Nach dieser ersten Gebirgsbildungsphase ragten Teile des kalkalpinen Deckenstapels über die Meeresoberfläche empor und unterlagen einer intensiven Erosion bei tropischem Klima mit Bauxit-Vorkommen (69), wie im Krimpenbach-Tal westlich Wildalpen und Spaltenfüllungen östlich der Sonnsteinalm. Darüber transgredierte limnisch-fluviatile bis seichtmarine Sedimente der Unteren Gosau-Subgruppe. Diese bilden die Basis des Gosaubeckens von Gams, das am Rücken der Unterberg-Decke abgelagert wurde und lagern auch unmittelbar südlich davon, in einer schmalen Ost–West streichenden Zone der Göller-Decke auf (KOLLMANN, 1964; WAGREICH, 1993, 1994, 1995a, 1996, 2004).

5.5. Oberkreide–Paläogen: Synorogene Sedimente als Anzeiger der Mesoalpinen Orogenese

Bereits in der Unterkreide hatte sich am Südrand des Penninischen Ozeans, im Übergangsbereich zur ausgedünnten Kruste des kalkalpinen Ablagerungsraumes, eine Subduktionszone mit einem Akkretionskeil herausgebildet. Ab der höheren Oberkreide (Campanium, 83,6 Mio. Jahre) wurde dieser Akkretionskeil am Südrand des Penninischen Ozeans im Zuge verstärkter Subduktionsprozesse unter die ostalpine Kruste subduziert und der kalkalpine Ablagerungsraum in große Wassertiefen abgesenkt. Infolge wurden die Sedimente der Unteren Gosau-Subgruppe von den Sedimenten der Oberen Gosau-Subgruppe nach einer kurzen Faltungs- und Erosionsphase transgredierte. Diese wurden bei großen Wassertiefen im Bereich eines submarinen Hanges abgelagert („Flyschgosau“) und greifen diskordant auf ältere Schichtglieder über.

Im Bereich des Kartenblattes treten die Gesteine der Oberen Gosau-Subgruppe im Becken von Gams und in Form eines schmalen, Ost–West streichenden Streifens im Bereich des Fobisbachtals am südlichen Hochschwabplateau auf. Neben Komponenten aus dem unmittelbaren Untergrund enthalten die Turbidite und Olisthostrome auch ferntransportierte Komponenten und Großschollen der Kambühel-Formation (58, 59) und ophiolithischen Detritus. Bei der Kambühel-Formation handelt es sich um Flachwasserkalke (Riff und Lagune), die im Paläozän am weiter südlich gelegenen Kontinentalrand abgelagert wurden. Als Liefergebiet für den ophiolithischen Detritus wird einerseits, wie bereits während der eoalpinen Phase, die Suturzone des Meliata-Hallstatt-Ozeans angenommen, andererseits auch der Akkretionskeil im Bereich der Subduktionszone des Penninischen Ozeans am Nordrand des Ostalpins als Herkunftsgebiet vermutet.

Die Sedimentation der Gosau auf die kalkalpinen Decken wird im obersten Eozän durch die Mesoalpine Orogenese beendet. Im Zeitraum zwischen oberstem Eozän und Oligozän wurden im Verlauf der Subduktion des Süd- und Nordpenni-

nischen Ozeans und der nachfolgenden Überschiebung der ostalpinen Einheiten auf die europäische Kontinentalplatte ältere Falten und Überschiebungen innerhalb der Kalkalpen überprägt, und die kalkalpinen Decken auf die nördlich liegenden Einheiten des Helvetikums, der Rhenodanubischen Flyschzone und der Molassezone fernüberschoben.

Auf dem Kartenblatt wurden jeweils die nördlichen, liegenden Einheiten von den südlichen, hangenden Einheiten geringfügig nordvergent überschoben. Dies zeigt sich besonders in der Überschiebung der Unterberg-Decke mit der auflagernden Gosau von Gams durch die Göller-Decke und die südlich anschließenden Schuppen (Buchberg- und Säusenstein-Schuppe), für die eine Mindestschubweite von ca. 3,5 bis 4 km angenommen werden kann.

Vermutlich zur gleichen Zeit wurde die Mürzalpen-Decke bereits in zumindest zwei Teilschuppen zerlegt. Die Hauptmasse der südlichen Trenchtling-Föhlstein-Schuppe umfasst die Bergstöcke Griesmauer, Trenchtling, Meßnerin, Pribitz und Buchbergkogel am Südrand des Hochschwabmassivs sowie den Wettersteindolomit der Sonnschienalm. Der Kulmstein und der Wettersteinkalk unterhalb des Sonnschienbründl bilden nördlich vorgelagerte Schollen, die der liegenden Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe N(NW)-vergent überschoben wurden. Der Nordrand der Trenchtling-Föhlstein-Schuppe folgt einer WNW-OSO verlaufenden, steilstehenden Störungszone, entlang der zwischen Sackwiesenalm und Murmelboden die Basis der Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe gehoben und südostvergent verschuppt wurde.

Die Kreidezeit wurde vor 66 Mio. Jahren durch den Einschlag eines Asteroiden mit ca. 10 km Durchmesser am Schelf vor der heutigen Halbinsel Yucatan (Mexiko) beendet (ALVAREZ et al., 1980; SCHULTE et al., 2010). Das Auswurfmaterial des Einschlages konnte an vielen Stellen des Globus als gelbe Tonlage („boundary-clay“) mit Metallen der Platingruppe nachgewiesen werden. Diese Lage ist innerhalb des oberen Anteiles der Nierental-Formation im Gamser Gosaubecken an zwei Referenzprofilen vorhanden (Fototafel 6, Abb. XVI, XVII).

Im späten Eozän war die ozeanische Kruste nördlich des Ostalpins bereits vollständig subduziert, Flysch und Ultrahelvetikum bildeten einen Akkretionskeil im Bereich der ostalpinen Überschiebungsfrent. Davor war unter der Auflast des alpinen Deckenstapels ein asymmetrisches Vorlandbecken entstanden, in das bei fortlaufender Konvergenz, die Sedimente des Molassemeeres abgelagert wurden. Ab dem Oligozän wurde der kalkalpine Deckenstapel aus dem Süden von den bereits in Hebung befindlichen und frei liegenden Bereichen der Grauwackenzone und des ostalpinen Kristallins mit klastischem Material überschüttet. Diese erreichten nach FRISCH et al. (1998, 1999, 2001, 2002) in Form der terrestrisch-fluviatilen Augenstein-Formation (56) eine Mächtigkeit von über 1.000 m. Reste der Augenstein-Formation sind heute auf den kalkalpinen Hochflächen in Karsthohlförmungen oder im Bereich jüngerer (neogener) Störungen anzutreffen.

5.6. Neogen: Extrusion der Ostalpen

Im Unter- und Mittelmiozän (23,3–11,63 Mio. Jahre) wechselt der Deformationsstil innerhalb der Kalkalpen von vorlandgerichtetem Falten- und Überschiebungsbau und Rücküberschiebungen zu ostgerichteter lateraler Extrusion (DECKER et al., 1994; LINZER et al., 1995; PERESSON & DECKER, 1997). Im Zuge dieser Phase kam es zur Entwicklung störungsbegrenzter Schollen, die von einander an ONO und O-streichenden, linksseitigen Blattverschiebungen getrennt worden sind und nach O bis ONO auszuweichen begannen. Die Ursache für diesen Prozess ist einerseits in einem gravitativen Kollaps der verdickten ostalpinen Kruste und an-

dererseits in den fortgesetzten Subduktionsprozessen im Karpatenraum zu suchen. Entlang der entstehenden Störungssysteme (SEMP-System, siehe Kapitel 4.3) entwickelten sich neue Täler mit ostgerichteter Entwässerungsrichtung und Zerrungsbecken, die als neue Ablagerungsräume für die Sedimente der Inneralpinen Molasse fungierten.

Im unmittelbaren Bereich des Kartenblattes sind nur die (Rot-)Lehmbildungen (54) über teilweise umgelagerten Resten der Augenstein-Formation vermutlich diesem Zeitraum zuzuordnen.

5.7. Quartär–Holozän: Landschaftsgestaltung und Auswirkungen der Eiszeiten

In Anbetracht der Entwicklung im benachbarten Ennstal und dem Alpenvorland (VAN HUSEN & REITNER, 2011) muss das Gebiet bereits in den ersten Eiszeiten von kräftigen Vereisungen betroffen gewesen sein. So stammen sicher aus diesem Zeitraum der Beginn der Umgestaltung der neogen angelegten Täler zu breiten Trogtälern (Brunntal, Jassinggraben, Tragöß, Leopoldsteiner See), und wohl auch die Anlage der übertieften Wannen (Tragöß, Leopoldsteiner See).

Rißbeiszeit (Tafel 3, Vereisungskarte Riß-Würm)

Die weite Verbreitung von Kalkblöcken in dem Wettersteindolomit-Areal zwischen Hochkar und Kräuterin sowie südlich der Salza belegt eine Vergletscherung dieses Raumes, welche die Täler wahrscheinlich bis 1.100–1.200 m Höhe mit Eis erfüllt hat. Auf ähnliche Höhen der Vergletscherung lassen Erratika und Moränenreste im Tal des Erzbaches schließen. Diese Vergletscherung und Ausbildung eines Eisstromnetzes im Einzugsgebiet der Salza (KOLMER, 1993) und Ybbs (NAGL, 1970b) sowie des Erzbaches wird durch die übermäßige Gletscherentwicklung im Ennstal (PENCK & BRÜCKNER, 1909) ausgelöst. Diese, gegenüber der Würmvereisung so überproportionale Vergletscherung, die das Ennstal bis Großraming erfasste (RUPP et al., 2011), lag an den topographischen Verhältnissen um das Gesäuse, dessen Gletscher bei den Klimaverhältnissen der Rißbeiszeit eine stauende Wirkung auf den Ennsgletscher ausübten. Die dadurch bewirkte Ausdehnung seines Nährgebietes ermöglichte die starke Extension und die Beeinflussung der benachbarten Steyr-, Salza- und Ybbsgletscher (VAN HUSEN, 2000; VAN HUSEN & REITNER, 2011). Die Gletscherzungen südlich des Hochschwab (z.B. Tragößtal) waren dadurch nicht beeinflusst und erreichten nur eine gering größere Ausdehnung, die der etwas tieferen Lage der Schneegrenze entspricht.

Spuren der Abschmelzphasen dieser umfassenderen Vollvergletscherung sind die Eisrandstaukörper im Becken von Eisenerz und der auffällige, riesige erratische Block mit der Kalvarienbergkapelle südlich des Bahnhofes von Eisenerz.

Bei der Trennung der Eismassen des Enns- und Salztales wurde auch die Eisrandterrasse bei Ganser-Hennewieser zwischen Gams und Landl (früher Gorzerterrasse) geschüttet.

Würmeiszeit (Tafel 3, Vereisungskarte Riß-Würm)

Zum klimatischen Höhepunkt der Würmeiszeit entwickelten sich nur noch größere und kleinere Lokalgletscher mit vielfältigen glazialen und glazigenen Ablagerungen am Hochschwab und der angrenzenden Gebirgsstöcke. Es zeigte sich, neben der Exposition nach Norden, auch eine sehr starke Beeinflussung durch Schneeverfrachtung. So waren Gletscher mit an sich ungünstig nach Süden bis Südost orientierten Einzugsgebieten durch die Leelage zu den Schnee bringenden, vorherrschenden West- bis Nordwestwinden (z.B. der SW–NO ziehende

Kamm der Göstlinger Alpen) stark begünstigt, wohingegen im Luv oder parallel zu dieser Windrichtung gelegene Hänge gleicher Höhe kaum von Gletschern bedeckt waren (Griesmauerplan, Trenchtling/Rötzgraben).

Von der Plateauvergletscherung des Hochschwabmassivs gingen nach Süden vier mächtige Eisströme aus. Neben denen des Seetales und Igner Tales (Bodenbauer) im Osten, sind es die des Lamingtales (Tragöß) und des Leopoldsteiner Sees.

Laming: Aus den Plateaubereichen um den Sackwiesensee und die Sonnshienalm entwickelte sich, unterstützt von Eisströmen im Haringgraben (Meßnerin) und südlich des Jassinggrabens, der Gletscher im Lamingtal, der sich bis über Großdorf hinaus als breite Zunge nach Süden ausdehnte und die Moränenwälle bei Großdorf und Galgenwald und am Hangfuß westlich der Laming hinterließ. Die landschaftsprägenden Moränenwälle sind von auffällig vielen, z.T. riesigen Wettersteinblöcken geprägt, die auf die weit verbreiteten Bergzerreibungs- und Felsauflösungserscheinungen in den Kalkstöcken südlich des Jassinggrabens zurückgehen.

Das von diesen Moränen umschlossene Zungenbecken des Laminggletschers um Tragöß hat eine Fortsetzung im Jassinggraben, von der es aber durch die morphologisch hervortretenden Kame- und Eisrandsedimente getrennt wird. Die Schwelle wird aber in ihrem Kern von gut wasserdurchlässigen Lockersedimenten gebildet, von denen angenommen wurde, dass es sich um Bergsturzblockwerk handelt (FABIANI, 1980b). Wenn die Barriere aus einem Bergsturz, wohl aus der Nische Grünanger im Süden, besteht, so ist dieser vor der letzten Vereisung abgegangen und war der Grund für die frühe Trennung der Eiskörper und der Bildung der heute morphologisch dominierenden Eisstausedimente.

Bevor die Eismassen um Tragöß gänzlich abgeschmolzen waren, ereignete sich der Bergsturz aus der Kampelmauer, der mit seinem Sturzstrom den Raum um den Grünen See endgültig gestaltete.

Nach dem Abschmelzen der Eismassen im Jassinggraben waren nur noch kleine Gletscherzungen im Süden entwickelt, die ihre Endmoränen im Gropperwald und bei der Laming- und Neuwaldalm hinterlassen haben. Sie sind möglicherweise dem Gschnitz-Stadial vor rund 16.000 Jahren zuzuordnen (VAN HUSEN, 2000).

Leopoldsteiner See: Aus der Plateauvergletscherung westlich des Androthtörls entwickelte sich entlang von Fobisbach und Seebach der Eisstrom, der dem Becken des Leopoldsteiner Sees seine endgültige Form gab. Der Eisstrom überwand den Seeriedel beim Urlaubkreuz und erreichte das Tal des Erzbaches, wo er, ohne diesen aufzustauen, eine breite Zunge ausbildete, deren Ausdehnung durch die Moränenwälle beim Schloss Leopoldstein umrissen wird.

Übertiefte Talbereiche: Durch die Gletschererosion stark übertiefte Zungenbecken sind im Lamingtal und den Leopoldsteiner See durch zahlreiche Bohrungen erfasst (FABIANI, 1980b, 1984). Das Becken im Lamingtal erreicht in der Jassing und um Tragöß rund 200 m Tiefe und erstreckt sich über die Würmendoränen hinaus bis Untertal, was eine primäre Anlage in der Mindel- und Rißeiszeit belegt. Im Becken des Leopoldsteiner Sees werden mit rund 180 m ähnliche Werte erreicht. Deutlich geringer ist die Übertiefung im Salzatal am Ausgang des Brunnntales mit 50 bis 60 m (GAMERITH, 1996).

Salzatal: Von der Nordabdachung der Hochfläche des Hochschwab nahmen Eisströme ihren Ausgang, die das Salzatal erfüllten (FRITSCH, 1993; KOLMER, 1993). Der kräftigste war der im Brunntal, der das breite Trogtal formte. Aus dem Bereich Siebensee ist anzunehmen, dass sich auch ein Gletscher entwickelte, der

den Eisstrom im Salzatal noch erreichte. Durch den holozänen Bergsturz ist hier die Topographie der Nordabdachung völlig zerstört, so dass keine Angaben über das Nährgebiet gemacht werden können.

Weiter westlich entwickelte sich aus dem Plateau um die Eisenerzer Höhe ein Eisstrom, der nur bis in die Talweitung von Hinterwildalpen gereicht hat (FRITSCH, 1993).

Die Ausdehnung des Eisstromes im Salzatal bis in die Fischerau ist nur indirekt durch das Einsetzen der Niederterrasse angezeigt. Moränenablagerungen, die diese Zunge oder das Ausmaß ihres Vordringens ins Holzäpfeltal belegen, sind nicht erhalten.

Göstlinger Alpen: Eine eigenständige Eiskappe bildete sich am Rücken der Göstlinger Alpen, von der viele Eisströme ausgingen (Tafel 3, Vereisungskarte Riß-Würm). An der Nordwestflanke erreichten die Gletscherzungen den Talboden der Mendling und hinterließen z.B. den riesigen erratischen Block beim Hartel oder den Landschaft gestaltenden Endmoränenwall am Ausgang des Königsgrabens, auf dessen Außenseite der Ort Lassing liegt. Auch im Wasser- und Klammgraben liefen die Zungen im Talniveau aus.

Ungleich stärker waren die Gletscherzungen der Südostflanke entwickelt. Begünstigt durch Wechtenbildung der vorherrschenden Nordwestwinde wurden in den engen Karräumen überproportional Schnee und Eis akkumuliert und durch Lawinen häufig bis auf den Talgrund des Lassingbaches transportiert. Dadurch bildete sich im Bereich der Talsohle noch Gletschereis, das die Zungen anwachsen ließ, bis sie sich im Talgrund ausbreitend, zu einer geschlossenen Gletscherfüllung des Lassingtales vereinigten, die bis zur Mündung in die Salza reichte.

Diese Eismassen drangen aber auch in die Täler der südlichen Nebenbäche des Lassingbaches ein, wodurch diese mit mächtigen Stau- und Moränenablagerungen verstopft wurden. Die Reste dieser Körper, reich an erratischem Material, prägen heute noch die Täler, wogegen im engen Lassingtal keine Spuren dieser Eisbedeckung erhalten geblieben sind.

Neben diesen Zentren der Vergletscherung entwickelten sich nur noch lokale, kleinere Eisströme. So um den Präbichl (Polsterkar sowie Grübel am Eisenerzer Reichenstein), die, bei St. Laurenti, eine schöne Endmoräne ihrer maximalen Ausdehnung und die vielgliedrige Moränenlandschaft bei Weidau aus den ersten Abschmelzphasen hinterließen, oder im Fölzgraben unter den Wänden des Kaiserschilts sowie bei Galleiten aus den weit ausladenden Karräumen der Eisenerzer Alpen. Hier zeichnen sehr grobblockige, mächtige Moränen die Eiszunge des Hochglazials sowie bei der Schaffer- und Tullingeralm die des Spätglazials nach.

In Fortsetzung der offensichtlich stark schuttbedeckten Gletscherzunge bei Galleiten entwickelte sich im Hochglazial ein mächtiger Blockgletscher, der das Tal des Ramsaubaches blockiert. Diese, durch die damals herrschenden Permafrostverhältnisse ermöglichte Schuttanhäufung, verdrängte den Ramsaubach aus seinem Bett an die Nordflanke des Tales, wo er gezwungen war, den tiefen epigenetischen Einschnitt der Klamm zu erodieren. Durch den Rückstau im Talboden wurde nicht zuletzt auch die Entwicklung des riesigen Schwemmkegels des Lasitzen- und Ramsaubaches gefördert.

Eine durchaus vergleichbare, wenn auch nicht so auffällig hervortretende Form stellen die Blockgletscherablagerungen im hintersten Gamsbach unter den Eichmäuern dar. Die hier unvermittelt entwickelte, mehrere 10er-Meter mächtige, terrassenartige Anhäufung von Dolomitschutt ist ebenso auf den tiefreichenden Permafrost im Hochglazial zurückzuführen.



Abb. 5.
N–S verlaufende Abrisswand unter den Grießsteinen und die O–W orientierte Abrisswand der Schaufelwand (1). Schichtfläche und Gleitbahn (2). Blickrichtung SSO.

Mit dem Abschmelzen der würmzeitlichen Gletscherströme und der kleinen spätglazialen Eiskörper auf den Gebirgsstöcken der Göstlinger Alpen und des Hochschwab (z.B. um den Sackwiesensee) waren die raschen großen Veränderungen in der Landschaft beendet. Auch die Zerschneidung der Niederterrasse entlang der Salza war weitgehend abgeschlossen, als im mittleren Spätglazial (15.000–14.000 Jahre vor heute) die Wiederbewaldung der Täler und Hänge auch den Schutttransport auf heutige Verhältnisse reduzierte.

Holozän

Die einzige spätere große Veränderung im Landschaftsbild trat vor rund 5.800 Jahren durch den „Bergsturz von Wildalpen“ ein (VAN HUSEN & FRITSCH, 2007). Als auffälligste Form entstand durch diese komplexe Massenbewegung die rechteckige, tief in die Hochfläche des Hochschwab zwischen Eben- und Brandstein eingreifende Depression. Die sie umschließenden, mehr oder weniger vertikalen Wände stellen die Abrissnische dar (Abb. 5, 6).

Die Massenbewegung entwickelte sich in den mächtigen Steinalm-/Wettersteinkalken, die durch eine Duplexstruktur und dazu parallelen Störungen im Bereich des Hauptkammes des Hochschwab zerlegt sind (MANDL et al., 2002). Entlang einer mehr oder weniger vertikal verlaufenden Störung (Griesgassl) dürften sich primär maximal 500 Mio. m³ aus einem Karraum am Nordrand der Plateaufläche im Bereich der heutigen Kohlermauer gelöst haben (Abb. 7). Diese Bergsturzmassen bildeten einen mächtigen Sturzstrom, der primär nach NNO abfloss und das Becken östlich Siebensee auffüllte. Von hier flossen große Massen des Sturzstromes durch das steile Tal über Winterhöh und Säusenbach ins Salzatal ab, wo die Ablagerungen noch eine Mächtigkeit von an die 100 m aufweisen dürften. Dann teilte sich der Sturzstrom in zwei Äste:



Abb. 6. Schaufelwand mit vertikalen Harnischen (1). Schichtfläche und Gleitbahn (2). Blickrichtung S.

Einerseits in den Ast, der sich flussaufwärts, mit langsam auf ca. 40 m abnehmender Mächtigkeit bis Fischerreith ausbreitete. Dabei hat der Sturzstrom auch Gerölle aus den Flussablagerungen der Salza aufgenommen, die sich zunehmend in den sonst feinkörnig zerriebenen Sturzstromsedimenten finden. Die Sturzstromablagerungen stauten die Salza auf, wodurch temporär ein See entstand, in dem Bändertone abgelagert wurden, die unter 3 m rezenten Flusskiesen mit einer Mächtigkeit von 11 m erbohrt wurden (GAMERITH, 1996) und anzeigen, dass der Talboden bis heute um rund 14 m angehoben blieb und die Sturzstromablagerungen von Fischerreith bis Wildalpen von der Salza noch nicht gänzlich durchschnitten wurden.

Andererseits in den Ast, der sich Salza abwärts ausbreitete. Er drang nach Norden ins Hopfgartental bis zum Zusammenfluss mit dem Holzäpfeltal vor, wo seine Ablagerungen eine typische Tomalandschaft bildeten, in der die heutige Siedlung liegt.

Der Sturzstrom folgte weiter der Salza über die Fischerau bis Fachwerk, wo knapp westlich davon die letzten Ablagerungen zu finden sind. Ab Steinbruch/Glimnitzer schoss er durch den engen Einschnitt in der Niederterrasse der Salza, wobei er überbordend die Terrassenfläche mit 2 bis 3 m Sturzstromablagerungen bedeckte. Durch diese Einengung des Akkumulationsraumes ist wahrscheinlich die für die Masse des Ereignisses ungewöhnlich große Ausdehnung des Sturzstromes (Fahrbahnlänge) über 12 km mit einem Fahrböschungswinkel von nur 7° (HEIM, 1932; ABELE, 1974) zu erklären.

Durch das Abbrechen der ca. 0,5 km³ an Felsmaterial verlor offensichtlich die südlich anschließende Wettersteinkalkmasse ihr Widerlager und ihre Stütze. Begünstigt durch die vertikalen Störungen der Duplexstruktur (deren Harnische sind in der Schaufelwand großflächig zu sehen) und der nach Norden einfallenden Schichtflächen (Fläche südlich Schiffwaldboden), lösten sich die Felsmassen schlagartig und glitten mit hoher Geschwindigkeit nach Norden ab. Dabei wurde



Abb. 7.
Flugaufnahme aus dem Brunntal nach WSW. Griesgassl (1), Lang-Eibel-Schlucht (2).

die Felsmasse in riesige, in sich völlig zerrüttete Schollen und eine Vielzahl größter Blöcke bis Hausgröße zerlegt und bildet das „Blockmeer des Schafwaldes“ (SPENGLER & STINY, 1926a, b).

Bei der Bewegung wurde überraschenderweise die Karsthohlform des Teufelssees nicht verfüllt, obwohl der Rücken (Kote 1.448 m) bei Brennach mit riesigen Blöcken und größtem Blockwerk überschüttet wurde. Dieses Blockwerk wurde offensichtlich mit einer derartigen Vehemenz transportiert, dass es sich über den Rücken im Westen und auch über die Mooslöcher bis zum Antonikreuz nach Norden ausbreitete.

Über die morphologische Ausgangssituation sowie die unmittelbare Ursache, die zur Auslösung der Massenbewegung führte, sind nur Mutmaßungen möglich.

Sehr wahrscheinlich ist aber ein karartiger Talschluss, der das Siebenseetal – ähnlich dem Brunntal – oberhalb der Kohlermauer bis auf die Höhe des Kleinen Griesstein (1.857 m) abschloss. Die Mulde des Siebenbürgerbodens westlich des Rückens sowie die tiefe Kerbe Spereck–Teufelssee haben schon bestanden.

Als unmittelbarer Auslöser könnte ein lokales Erdbeben (siehe auch Kapitel 7) oder ein Starkbeben der weiteren Umgebung in der Mur-Mürz-Furche vermutet werden (FRITSCH, 1993). Untersuchungen an Höhlensintern in der unmittelbaren Nachbarschaft (Hirschgruben Höhle) zeigten an Sintern nur ältere Zerstörungen durch seismische Ereignisse, aber keinerlei Beeinflussung, die dem mittleren Holozän zugeordnet werden kann (PLAN et al., 2010).

Der Annahme, dass die Auslösung durch einen übermäßigen Anstieg des Bergwasserspiegels und damit einhergehender Verminderung der Reibung an Schicht- und Harnischflächen durch Kluftwasserschub erfolgte, widerspricht zumindest nicht der Zeitpunkt des Ereignisses im Atlantikum (8.000–5.000 Jahre vor heute) einer sehr niederschlagsreichen Periode des Holozän (VAN HUSEN & FRITSCH, 2007).

Das Alter des Bergsturzereignisses konnte mit Hilfe von in den Sturzstromablagierungen gefundenen Holzresten von Eibe, Tanne und Föhre (FRITSCH, 1993; TRINKAUS & STADLER, 2000; VAN HUSEN & FRITSCH, 2007) mit übereinstimmenden ^{14}C -Daten, die ein kalibriertes Alter von 5.900–5.700 Kalenderjahren vor heute belegen, datiert werden. Diese Daten korrelieren auch mit Oberflächen-Expositionsdatierungen (GEYH, 2005) im Jahr 2008 mit ^{36}Cl durch S. IVY-OCHS (Zürich) an Blöcken im Schafwald, die Werte zwischen 6.500 und 5.000 Jahren vor heute ergeben haben. Dendrochronologische Untersuchungen an Baumfragmenten durch K. NICOLUSSI (Innsbruck) ergaben, dass der Bergsturz im Spätsommer bis Spätherbst erfolgte (VAN HUSEN & FRITSCH, 2007; KELLERER-PIRKELBAUER et al., 2009).

6. Erläuterungen zur Kartenlegende (Gesteine und sonstige Legendenelemente)

(G. BRYDA, H.P. SCHÖNLAUB, M. MOSER, O. KREUSS, W. PAVLIK, M. WAGREICH,
V. KUKAL & D. VAN HUSEN)

6.1. Oberostalpin

6.1.1. Tirolisch-Norisches Deckensystem

**Norische Decke (variszische Wildfeld- und Reiting-Teildecke,
Eisenerzer Schuppenzone, Norische Decke s. str. =
Nord(rahmen)zone)**

150 Gerichtsgraben-Gruppe (Oberordovizium und älter)

151 Kalkeinschaltungen darin

Typlokalität: Beide Talflanken des Gerichtsgrabens nordwestlich des Präbichl-passes am Ostfuß des Steirischen Erzberges (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976: 262; vgl. PILLER, 2013: 17).

Lithologie: Die Gesteine im Liegenden des Blasseneckporphyroides (**148**) im Eisenerzer Raum werden als „Gerichtsgraben-Gruppe“ zusammengefasst. Es handelt sich um eintönige graue bis hellgraue Serizitschiefer und -quarzite sowie Arkoseschiefer mit Einlagerungen von Chloritquarziten, weiters um graue, häufig feingefältete Schiefer mit phyllitischem Habitus, plattige Streuglimmer führende Sandsteine mit Übergängen in Schiefer sowie untergeordnet Grauwacken und schwarze, kohlenstoffreiche Schiefer mit Einschaltungen mehrerer Karbonatkörper.

Entlang der Straße vom Präbichl (1.226 m) nach Eisenerz konnten folgende Gesteine unterschieden werden:

1. Graue, phyllitische, häufig feingefältete Siltschiefer (früher: „feinschichtige Grauwackenschiefer“).
2. Streuglimmer führende, plattige Sandsteine mit Übergängen in sandige Schiefer.
3. Grauwacken mit teilweiser Gradierung.
4. Dunkelgraue bis schwarze, z.T. quarzitisches Schiefer und Glanzschiefer in Lagen von max. 10 m innerhalb der phyllitischen Schiefer (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976: 262; SCHÖNLAUB, 1982: 375–378).

Stratigraphie: Untergrenze? (SCHÖNLAUB, 1982: 378) bis ältester Abschnitt der *Amorphognathus ordovicicus*-Zone (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976: 262–269).

Vorkommen und Mächtigkeit: Außer im Gerichtsgraben (Mächtigkeit von bis zu 300 m) sind die Gesteine innerhalb der Schuppenzone auf der Plattenalm und im Tullbach-Graben südwestlich Eisenerz sowie im Krumpental westlich des Ramsaubaches aufgeschlossen. Im Tullbach-Graben treten neben schwarzen, graphitischen Kiesel-schiefern auch Sandsteine und geringmächtige Kalklinsen auf, die vom Blasseneckporphyroid überlagert werden.

148 Blasseneckporphyroid (Oberordovizium)

149 Klastika darin

Typlokalität: Blaseneck (1.969 m) 3,3 km NE Treglwang, Steiermark (PILLER, 2013: 18).

Lithologie: Der Blasseneckporphyroid ist ein meist grünlicher, überwiegend masiger, gelegentlich aber auch stark verschieferter saurer Metavulkanit. Massig ausgebildete Varianten neigen zu grobblockigem Zerfall entlang weitständiger Klüfte. Stark verschieferte Partien, schlecht aufgeschlossene Areale bedingen Staunässe und kleinere Rutschungen.

In der feinkörnigen Matrix aus Hellglimmern, Quarz und Chlorit sind mm-große Quarz- und Feldspateinsprenglinge (Albit) enthalten.

Der Blasseneckporphyroid stellt das Produkt einer Phase sauren Vulkanismus im tieferen Ashgill (= Katium-Serie) dar. MOSTLER (1971: 516) spricht von Ignimbriten, die von ihrem Chemismus her vorwiegend Rhyolithe und Rhyodazite bis Dazite sind. Zudem finden sich auch Alkalirhyolithe sowie gelegentlich Andesite (HEINISCH, 1980, 1981). Aufgrund der mehrphasigen Überprägungen des Blasseneckporphyroides im Ostabschnitt der Grauwackenzone ist dieser hier nicht eindeutig als Ignimbrit erkennbar.

Stratigraphie: Oberordovizium (SCHÖNLAUB, 1982: 380). SÖLLNER et al. (1997) geben ein radiometrisches Alter von 463 ± 6 Mio. Jahren an – obere Fehlergrenze liegt innerhalb des Oberordovizium.

Vorkommen und Mächtigkeit: Der Blasseneckporphyroid ist als Leitgestein der Grauwackenzone anzusehen. Am Polster erreicht er 400 m, im östlich gelegenen Rötzgraben über 1.000 m Mächtigkeit (SCHÖNLAUB, 1982: 378). Innerhalb der Schuppenzone tritt er in Form bis zu mehrerer hundert Meter mächtiger Züge auf. Im Bereich der Südwestflanke des Polster (1.910 m) sind dem rekristallisierten, massigen Porphyroid bis zu 40 m mächtige, graue und schmutzig grünliche Schiefer eingeschaltet (147). Diese werden als Normalsediment aufgefasst, das während einer Förderpause abgelagert wurde (SCHÖNLAUB, 1982: 379). Eine Sonderform stellt die Entwicklung am Erzberg und in seiner unmittelbaren Umgebung dar, wo eine Rhyodazit-Dazit-Vormacht mit hohen Gehalten an Fe, K und Ca. besteht. Bezeichnend ist außerdem eine Kalzium-Metasomatose mit lokal vollständigem Ersatz der silikatischen Matrix durch Karbonate (SCHÖNLAUB, 1982: 379).

147 Polsterquarzit (Oberordovizium)

Typokalität: Südliches Polsterkar östlich Eisenerz, im Bereich des Knappensteiges (PILLER, 2013: 19).

Lithologie: Der Polsterquarzit ist ein grau bis bräunlich grau gefärbter, meist sehr kompakter, grob oder undeutlich gebankter Sandstein mit hohem Anteil an überwiegend monokristallinen, sehr gut gerundeten, undulösen Quarzkörnern. Im Kontaktbereich zum unterlagernden Porphy (148) dominieren Arenite mit Korngrößen bis zu 2 mm, im Hangenden feinkörnige Quarzwacken mit Korngrößen unter 0,5 mm. In der zu Serizit umgewandelten Matrix, die bis 57 % erreicht, schwimmen teilweise in der Längsachse eingeregelt, schlecht bis mittelmäßig gerundete Quarzkörner. Daneben tritt Kalifeldspat und saurer Plagioklas in geringen Mengen auf; akzessorisch auch Muskovit, Chlorit, Schwerminerale und opake Substanz (letztere bis 2,5 %). Im obersten Abschnitt geht er unter Zunahme des Karbonatgehaltes im Bindemittel innerhalb einiger Meter in den Cystoideenkalk (146) über.

Nach STATTEGGER (1980) ist das Schwermineralspektrum des Polsterquarzites einheitlich; wobei Zirkon, Turmalin und Rutil überwiegen; Epidot ist mit durchschnittlich 5 % beteiligt. Als Liefergebiet der Klastika nahm STATTEGGER (1980) einen im Norden der Grauwackenzone gelegenen Altkristallinkomplex an, dessen niedrigmetamorphe Hüllgesteine erosiv entfernt und in den Ablagerungsraum der Grauwackenzone transportiert wurden. Nach den von STATTEGGER (1980)

beschriebenen Befunden hatte der früher gebildete Blasseneckporphyroid als Schuttlieferant nur eine mäßige lokale Bedeutung.

Faziell ist der Polsterquarzit eine typische Transgressionssequenz über dem Blasseneckporphyroid (148). Die Sedimentologie der basalen Quarzarenite spricht für hochenergetische Strandsande, feinkörnige Quarzwacken und Schiefer für ein flachmarines, energieärmeres Milieu nahe dem Gezeitenbereich. Die Kalksandsteine beenden die klastische Entwicklung und leiten zu den Cystoideenkalken (146) über.

Stratigraphie: Oberordovizium (SCHÖNLAUB, 1982: 382–383; PILLER, 2013: 18).

Vorkommen und Mächtigkeit: Im Kar unterhalb des Polster ca. 60 bis 80 m. Weitere, geringmächtigere Vorkommen sind unterhalb „Auf der Rotschütt“ und nahe des Himmelkogels (1.628 m). Am Polsterboden westlich des Niederpolster kommen neben Sandsteinen auch graue Schiefer vor. Die über dem Blasseneckporphyroid am Grössenberg (1.454 m) auftretenden, Streuglimmer führenden Sandsteine stellt SCHÖNLAUB (1982) nur mit Vorbehalt zu den Polsterquarziten.

146 Cystoideenkalk (Oberordovizium)

Typlokalität: Polsterkar östlich Eisenerz, Profil oberhalb des Knappensteiges im südlichen bis nordwestlichen Polsterkar (PILLER, 2013: 18).

Lithologie: Die Cystoideenkalken sind hellgrau-rosa gesprenkelte, undeutlich gebankte bis schwach geflaserte, sehr reine Spatkalke. Typisch ist reichlicher Fossilenschutt von Cystoideen bzw. Querschnitte vollständiger Cystoideentheken. Sie folgen entweder über dem Polsterquarzit (147) oder setzen direkt über dem „Übergangsporphyroid“ im Sinne von KERN (1927) ein. Dieser bildet einen am Erzberg im Hangenden des Blasseneckporphyroides (148) auftretenden Transgressionshorizont aus Porphyrdetritus und teilweise dolomitisiertem und vererztem Kalk. Die daraus gewonnene, kleine Conodontenfauna ist nach SCHÖNLAUB et al. (1980) trotz schlechter Erhaltung mit der aus den „typischen“ Cystoideenkalken vergleichbar.

Ein vollständiges, 13 m mächtiges Profil durch die Cystoideenkalken ist am Polster, ca. 50 m über dem Knappensteig aufgeschlossen. Von hier stammt eine individuenreiche Conodontenfauna (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976: 257ff.).

Stratigraphie: Oberordovizium (*Amorphognathus ordovicicus*-Zone; FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976: 272).

Vorkommen und Mächtigkeit: Die max. 15 m mächtigen Kalken wurden an folgenden Stellen nachgewiesen: Rotschütt, Pflalgalm, östlicher Seitengraben des Handlgrabens, Polsterkar, Niederpolster–Krempelgraben–Winterebengraben, Erzberg (Fazies der Übergangsporphyroide), Plattenalm, Kotalm, Geissalm und am Kamm südlich des Präbichl.

145 Schwarzer Kieselschiefer (Untersilur bis älteres Obersilur)

Lithologie: Schwarze Kieselschiefer (Radiolarite), Alaunschiefer und Lydite mit vereinzelt dunklen Kalklagen im Liegenden des obersilurischen Orthocerenkalles (PILLER, 2013: 21).

Stratigraphie: Grenzbereich Llandovery/Wenlock (FLAJS, 1964, 1967).

Vorkommen und Mächtigkeit: Nach den Untersuchungen von FLAJS (1964, 1967) dominieren in der Umgebung von Eisenerz im unteren Silur schwarze Kieselschiefer und Alaunschiefer, die lokal Kalkeinschaltungen enthalten können. Die Mächtigkeit liegt, tektonisch bedingt, zwischen 50 und 80 m (SCHÖNLAUB, 1982: 387).

144 Radschiefer (Oberordovizium bis Silur)

Typlokalität: Großveitschtal, nahe Radwirt (Steiermark), vgl. PILLER, 2013: 26.

Lithologie: Die Radschiefer können im Gelände als dunkel- bis silbergraue (Serizit), teilweise grüngraue, siltig bis feinsandige, meist feingeschichtete und feingeschieferete Silt- bis Tonschiefer bzw. Phyllite angesprochen werden. Untergeordnet finden sich Einschaltungen von unreinen Quarziten.

Stratigraphie: Oberordovizium bis Silur.

Vorkommen und Mächtigkeit: Das Hauptverbreitungsgebiet der Radschiefer auf Blatt Eisenerz befindet sich im hinteren Rötzgraben, wo sie direkt dem Blasseneckporphyroid (148) auflagern. Sie bilden an dieser Stelle offenbar die streichende Fortsetzung des Polsterquarzites (147). Ob sie diesen überlagern oder mit ihm verzahnen, ist unklar. Ein weiteres kleines Vorkommen befindet sich in vergleichbarer Position ca. 250 m unterhalb des Brandstein. Die Mächtigkeit beträgt maximal 20–30 m. Im Hangenden werden sie entweder vom Orthocerenkalk (143) diskordanter Präbichl-Formation (134) überlagert.

143 Orthocerenkalk (Silur)

Typlokalität: Oberer Handlgraben, ca. 1 km südöstlich des Polstergipfels, Aufschlüsse entlang des Güterweges auf die Leobner Hütte zwischen 1.380 und 1.400 m Seehöhe (PILLER, 2013: 21).

Lithologie: Die Orthocerenkalke sind dunkelgraue, einzelne rosa Lagen führende, grob gebankte, spätige Kalke mit vereinzelt Orthoceren (Fototafel 1, Abb. I). Es kommen auch gut gebankte bis plattige, graue und helle, häufig rötlich-bunt gefleckte Kalke mit zwischengelagerten schwarzen Tonhäuten vor. Teilweise zeigt die Gesteinsoberfläche ein charakteristisches „löchriges“ Aussehen, das auf die Verwitterung von Pyritnestern und Pyritkugeln zurückgeht.

In Dünnschliffen aus dem Orthocerenkalk des Handlgrabens sind im oberen Teil von Styloolithen durchsetzte, wechselnd dicht gelagerte und rekristallisierte Echinodermenschuttkalke mit örtlichen dolomitischen Nestern erkennbar. Die Matrix besteht aus Pseudosparit und ist lokal in Dolosparit umgewandelt. Als Detritus treten neben Crinoidenfragmenten Schalenbruch von Trilobiten und Cephalopoden auf. Proben aus dem tieferen Abschnitt sind als Crinoiden führende Spatkalke mit geringerem bioklastischem Anteil zu charakterisieren (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976: 276ff.).

Stratigraphie: Silur (*Siluricus*-Zone; FLAJS, 1964, 1967; FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976).

Vorkommen und Mächtigkeit: Das beste Profil (ca. 40 m Mächtigkeit) innerhalb des Orthocerenkalkes befindet sich am Güterweg zur Leobner Hütte, unmittelbar oberhalb des Handlgrabens, zwischen Kote 1.380 und 1.400 m. Die Gesamtmächtigkeit dürfte größer sein, da das Liegende nicht aufgeschlossen ist.

Gesteine der Silur-Basis konnten bisher erst am Polster und am östlich folgenden Kamm der Rotschütt nachgewiesen werden. Es handelt sich am Polster um 0,6 m mächtige Kalksandsteine, die über den Cystoideenkalken (146) folgen und von Kalken des Llandoverly bzw. auf der Rotschütt von obersilurischen Kalken überlagert werden (SCHÖNLAUB, 1979: 87ff.). Aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit wurden sie jedoch auf der Karte mit dem Orthocerenkalk zusammengefasst.

142 Sauberg-Kalk, bunter Flaser-Bänderkalk (Unterdevon)

141 Fe-Vererzung im Sauberg-Kalk

Typlokalität: Ehemaliger Steinbruch „Sauberg“ am oberen SSW-Gehänge des Steirischen Erzberges, ursprünglich knapp über der Etage „Zauchen“ (vgl. PILLER, 2013: 22–24).

Lithologie: Die Kalke des Unterdevon liegen als bunte Flaserkalke im Liegenden und als grob gebankte, hellrosa geflammte Kalke im Hangenden, die als Sauberg-Kalk bezeichnet werden (SCHÖNLAUB, 1979: 91), vor.

Der bunte Flaserkalk kann je nach Tongehalt als Kalkknollenschiefer entwickelt sein und führt wie der kompaktere Flaserkalk häufig Tentakuliten. Teilweise enthalten die Kalke allodapische Lagen mit Bioklasten (Stromatoporen, Crinoiden), die durch Schuttströme in den Sedimentationsraum der Tentakulitenkalke gelangten (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976). Aufgrund obiger Merkmale wird für den bunten Flaser-Bänderkalk und den Sauberg-Kalk ein Ablagerungsraum im Bereich eines tieferen Schelfs angenommen.

Am Polster kann diese bunte Kalkabfolge durch einen markanten Crinoiden-Stromatoporen-Horizont in zwei Schichtglieder unterteilt werden. Diese wurden von FLAJS & SCHÖNLAUB (1976) und SCHÖNLAUB (1982) als Untere- und Obere Polsterkalke bezeichnet. Der „Untere Polsterkalk“ entwickelt sich als hellgrau bis rosa geflammter, ± gut gebanker Kalk mit unscharfer Grenze aus dem liegenden Orthocerenkalk (**143**). Danach folgt der ca. 10 m mächtige Crinoiden-Stromatoporen-Horizont, der aus hellen, schwach gebänderten Kalken besteht. Er enthält zahlreiche rekrystallisierte und ausgewalzte Stromatoporenbruchstücke mit Größen bis zu 30 cm in grobspätiger Grundmasse aus Crinoidenbruchstücken (Fototafel 1, Abb. II). Hierbei handelt es sich um Flachwassermaterial, das durch Schuttströme in den Sedimentationsraum der Tentakulitenkalke verfrachtet wurde (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976).

Darüber folgen die „Oberen Polsterkalke“, helle und rosa-violette Flaser- bis Bänderkalke. Sie bauen an der Südseite oberhalb der Bergstation des Sesselliftes den Gipfelbereich des Polster (1.910 m) auf. Im Liegenden treten einzelne, bis 60 cm dicke Lagen aus Crinoiden- und Stromatoporenschutt auf. Der oberste, ca. vier Meter mächtige Abschnitt am Weg unter der Leobner Hütte besteht aus grauen, spätigen Kalken.

Stratigraphie: Sauberg-Kalk: höheres Unterdevon. Untere „Polsterkalke“ am Polster: Lochkovium. Stromatoporen-Crinoiden-Horizont und Oberer Polsterkalk: Pragium (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976: 280ff.; SCHÖNLAUB et al., 1980; SCHÖNLAUB, 1979: 84ff., 1982: 390ff.).

Vorkommen und Mächtigkeit: Untere Polsterkalke am Polster: ca. 50 m, Stromatoporen-Horizont: ca. 10 Meter, Obere Polsterkalke: ca. 60 m (FLAJS & SCHÖNLAUB, 1976: 280–282).

139 Heller Bänderkalk der Reitingdecke (Devon ungegliedert)

140 Rötlicher Bankkalk vom Typus der Polsterkalke darin

Lithologie: Hellgraue bis weiße, stark umkristallisierte Bänderkalke bis Kalkmarmore der Reiting-Decke (SCHÖNLAUB, 1982: 390–394, 406–407).

Die innerhalb dieser an verschiedenen Stellen auftretenden hellrosa gefärbten Einschaltungen mit Anklängen an die Polsterkalke bzw. den unterdevonischen Sauberg-Kalk am Erzberg wurden auf der Karte als (**140**) „Rötlicher Bankkalk vom Typus der Polsterkalke darin“ ausgediegt. In der „Geologischen Karte der Ei-

senerzer Alpen“ (SCHÖNLAUB, 1982) sind am Eisenerzer Reichenstein (innerhalb **140**) und oberhalb Bärenkarl (innerhalb **139**) mehrere kleinere sideritisch-ankeritische Vererzungen eingetragen, die aufgrund ihrer geringen Größe nicht in das aktuelle Kartenblatt Eisenerz übernommen wurden.

Stratigraphie: Devon (SCHÖNLAUB, 1982: 392–393).

Vorkommen und Mächtigkeit: Beide Schichtglieder sind per Definition (SCHÖNLAUB, 1982: 406–407) auf die Reiting-Decke beschränkt. Deren Hauptverbreitungsgebiet liegt südlich außerhalb des Kartenblattes, die nördlichen Anteile liegen im Bereich des Eisenerzer Reichenstein (2.165 m) und des Hackriedel. Mächtigkeit ca. 600 m.

138 Oberdevonkalk

Innerhalb der Wildfeld-Decke konnten nach SCHÖNLAUB (1982: 394) an einigen Stellen in das Oberdevon zu stellende Kalke im Verband mit älteren Kalken nachgewiesen werden, waren aber kartierungstechnisch nicht abtrennbar. Soweit bisher erkannt, handelt es sich um helle Flaser- und Crinoidenkalke, deren Mächtigkeit 10 m nicht übersteigen dürfte.

137 Kalkbrekzie (Unterkarbon)

Lithologie: Die Kalkbrekzie (vgl. PILLER, 2013: 25) plombiert ein Erosionsrelief im unterlagernden Devonkalk und besteht aus hellgrauen bis dunkelgrauen, häufig spätigen Kalkgeröllen mit Komponentengrößen bis 15 cm. Die Gerölle sind meist geplättet, dicht gepackt und innig miteinander verzahnt. In der Umgebung von Eisenerz sind einzelne Gerölle zuweilen durch einen mm-dicken, hellbräunlichen stylonolithischen Lösungssaum getrennt.

Stratigraphie: Unterkarbon (SCHÖNLAUB, 1982: 395ff.).

Vorkommen und Mächtigkeit: Am Erzberg, an der Forststraße auf die Donnersalpe und im Sattel südlich der Hohlsteinmauer, auf der Südseite der Ramsau an der von Galleiten nach Westen führenden Forststraße, beiderseits des Sattels zwischen Auf der Stang und Hohe Lins (SCHÖNLAUB et al., 1980: 207–208). Mächtigkeit: maximal 10 m.

135 Eisenerz-Formation (Schiefer, Sandstein; Karbon)

136 Lydit darin

Typlokalität: Steirischer Erzberg (PILLER, 2013: 26).

Lithologie: Überwiegend graue, teilweise graphitische Schiefer mit Einlagerungen von graugrünen und violetten Schiefnern, sandigen Schiefnern, dünn-schichtigen bis plattigen, bräunlichgrauen Sandsteinen, hellgrauen und schwarzen Lyditen sowie grauen, vielfach seidig glänzenden, kleinstückig zerbrechenden Kieselschiefern bis kieseligen Schiefnern (z.B. Straße auf die Donnersalpe).

Die wiederholt in diesen Schiefnern beschriebenen Porphyroide bzw. Abkömmlinge von diesen, konnten bisher nicht eindeutig als solche bewiesen werden (SCHÖNLAUB et al., 1980: 196). Insbesondere am Erzberg besteht die Vermutung, dass die in die tieferen Eisenerzer Schichten eingelagerten, geringmächtigen grünen und violetten Schiefer vulkanischer Herkunft sein könnten. Ähnliches gilt auch für die kaum zwei Meter mächtigen Grüngesteine in den basalen Eisenerzer Schichten südlich des Stangsattels und an der mittleren Forststraße am Lackenriedel westlich Eisenerz (1.100 m Seehöhe), die beide im Hangenden der unterkarbonen Kalkbrekzie (**137**) liegen.

Stratigraphie: ?Viseum bis ?Oberkarbon.

Mächtigkeit: bis 150 m (tektonisch meist reduziert).

134 Präbichl-Formation (Brekzie und Konglomerat an der Basis; Perm)

Typlokalität: Polster östlich Eisenerz; oberhalb (nordöstlich) der Präbichl-Passhöhe, am Knappensteig unmittelbar westlich der Leobner Hütte (1.582 m) (PILNER, 2013: 100–101).

Lithologie: Die Präbichl-Formation setzt mit grobklastischen, terrestrisch-fluviatilen Sedimenten über dem variszisch deformierten Untergrund ein und markiert den Beginn der kalkalpinen Schichtfolge. Der Transgressionskontakt ist im Bereich der Typlokalität als deutliche Winkeldiskordanz ausgebildet (Fototafel 1, Abb. III).

SOMMER (1972: 119–120) untergliedert die Präbichl Schichten im Bereich des Polster lithologisch in eine basale, über verkarsteten Silur-Devonkalken aufgeschlossene Kalkbrekzie (bis Kalkkonglomerat), die den Abtragungsschutt des unmittelbaren Untergrundes darstellt, und in ein darüber folgendes Quarzkonglomerat („Prebichelkonglomerat“, SCHWINNER, 1929a), dessen zumeist ausgewalzten Gerölle teilweise aus gebleichten Kiesel-schiefern bestehen. Dieses Quarzkonglomerat geht gegen Hangend allmählich in rötlich-violette Sandsteine und Ton-schiefer über, die zu den Werfener Schiefern (132) vermitteln.

Da die Basisbrekzie der Präbichl-Formation überwiegend aus aufgearbeiteten Komponenten des unmittelbar im Liegenden anstehenden Gesteines besteht – die angularen Komponenten belegen die geringe Transportweite – wechselt die lithologische Zusammensetzung der Brekzie und auch deren Korngrößenverteilung mit dem im Liegenden anstehenden Gestein (Fototafel 2, Abb. IV). Im stratigraphisch hangenden Abschnitt der Präbichl-Formation kommt es zu einem faziellen Ausgleich bei ähnlicher lithologischer Zusammensetzung.

Detaillierte Untersuchungen durch KRAINER & STINGL (1986) an der Typlokalität haben gezeigt, dass die Präbichl-Formation aus mehreren, gegen Hangend feinklastischer werdenden (fining upward) Megasequenzen von übereinander lagernden alluvialen Schuttfächern aufgebaut wird, die jeweils in eine proximale Schuttfächerfazies (Basiskonglomerat), in eine dem Midfan-Bereich zuordenbare Abfolge eines verzweigten Rinnensystems und in einen distalen Schichtflutfaziesbereich gliedert werden können. Im Gegensatz zu den lithologisch schwer abtrennbaren seichtmarinen Werfener Schichten, handelt es sich bei den Präbichl Schichten durchwegs um fluviatile Sedimente.

Stratigraphie: Perm? (KRAINER & STINGL, 1986: 231–249).

Vorkommen und Mächtigkeit: Auf Blatt Eisenerz wurde aus Kompatibilitätsgründen zur „Geologischen Karte der Eisenerzer Alpen (Grauwackenzone) 1:25.000“, SCHÖNLAUB (1981) nur der grobklastische Anteil der Präbichl-Formation gesondert ausgeschieden.

Das Verbreitungsgebiet der Präbichl-Formation ist auf den Südrand der steirisch-niederösterreichischen Kalkalpen beschränkt und kann praktisch überall an der Basis der Werfener Schichten mit von West nach Ost zunehmender Mächtigkeit nachgewiesen werden.

Mächtigkeit: Polster ca. 160 m, im Westen des Kartenblattes nur 10er Meter.

132 Werfener Schichten (Ton-/Siltstein, roter Sandstein an der Basis; Perm? bis Unter-Trias)

133 kleines Vorkommen von Haselgebirge (Gips; Perm)

Lithologie: Im liegenden Abschnitt der Werfener Schichten treten im Bereich Eisenerz und Tragöß überwiegend grau-violette bis rotviolette, teilweise quarzi-

tische Sandsteine und Schiefertone auf. Diese entwickeln sich unter Abnahme der Korngrößen aus der liegenden Präbichl-Formation (**134**). Die beiden Schichtglieder sind im Gelände nicht scharf abzugrenzen; meist wird nur die grobklastische Basisbrekzie von den hangenden feinklastischen Sedimenten abgetrennt und der Präbichl-Formation zugeordnet. In den grau-rotvioletten Sand- und Siltsteinen der Kleinrötz westlich des Ortes Pichl-Großdorf sind in einem vermutlich bereits stratigraphisch hohen Niveau über den liegenden Grobklastika der Präbichl-Formation sehr selten mm-große Bruchstücke hellgrauer paläozoischer (silurisch-devonischer) Kalke zu erkennen, die vermutlich Teil der Präbichl-Formation sind (siehe auch SPENGLER, 1922: 156). Auch ein Teil der rotvioletten Sand- und Siltsteine im liegenden Abschnitt der Werfener Schichten im Raum Eisenerz wäre eventuell der Präbichl-Formation zuzuordnen – allerdings konnten dort keine Komponenten paläozoischer Kalke festgestellt werden. Aufgrund dieser Schwierigkeiten wurde auf Kartenblatt Eisenerz nur der basale, grobklastische Anteil der Schichtfolge als Präbichl-Formation (**134**) ausgeschieden, die überlagernden grau-rotvioletten Sandsteine und Schiefer hingegen den Werfener Schichten zugeordnet.

Im Handenden der überwiegend grau-rotviolett gefärbten Typen treten auch grün gefärbte Sand- und Siltsteine sowie Schiefertone auf, die als stratigraphisch jüngster Anteil der Tirolisch-Norischen Decke angesehen werden müssen. Die Schichtfolge endet in diesem Bereich an der vermuteten Überschiebungsfläche der Mürzalpen-Decke über die tektonisch liegende Tirolisch-Norische Decke.

Die in die Werfener Schichten eingeschalteten Gips/Anhydrit-Körper (**133**) besitzen vermutlich permisches Alter und werden, bis auf das kleine Gipsvorkommen am Steirischen Erzberg, als stratigraphisch ältester, tektonisch tiefster Teil der Mürzalpen-Decke angesehen. Vernachlässigt man die hohe Mobilität dieser Evaporite, so bieten diese Vorkommen den einzigen Anhaltspunkt, um den Verlauf der Deckengrenze zwischen der Mürzalpen-Decke und der unterlagernden Tirolisch-Norischen Decke innerhalb der Werfener Schichten festzulegen.

Die in den Werfener Schichten (**100, 131, 132**) häufig anzutreffenden Sedimentstrukturen (Rippel- und Schrägschichtung, Sturmlagen) belegen einen küstennahen, flachmarinen bis randmarinen Ablagerungsraum.

Als Besonderheit konnte in den grünen Werfener Schichten, ca. 1,8 km nördlich Eisenerz, ein kleines Vorkommen des Uran-Titan-Oxides Brannerit nachgewiesen werden (WEBER, 1997: 338).

Stratigraphie: ?Perm bis Untertrias.

Vorkommen und Mächtigkeit: Raum Eisenerz und südlich Tragöß-Oberort: ca. 350–400 m. Durch die Überschiebung der Tirolisch-Norischen Decke durch die Mürzalpen-Decke, die innerhalb der Werfener Schichten liegt, können keine genaueren Angaben gemacht werden.

Göller-, Unterberg-, Sulzbach-Decke, Reiflinger Scholle, Zone von Rotwald-Gindelstein

131 Werfener Schichten (Ton-/Siltstein u. quarzit. Sandstein; Untertrias)

130 Werfener Schichten (Kalkstein; Untertrias)

Lithologie: Grüner und roter Sand- und Siltstein sowie Schiefertone analog zur Lithologie (**100**) in der Mürzalpen-Decke. In der Göstlinger Schuppenzone maximal anchizonal metamorph (KRALIK et al., 1987).

Stratigraphie: Untertrias.

Vorkommen und Mächtigkeit: Im Bereich der Reiflinger Scholle und Göstlinger Schuppenzone, tektonisch bedingt, nur geringmächtige Lamellen. Rote und grüne Schiefertone, Sandsteine sowie schwarze Dolomite und graue, stark druckgelöste sandige Kalke (? Übergang zur Gutenstein(Reichenhall?)-Formation) an der Straße durch das obere Lassingbach Tal nahe der Blechmauer werden als tektonisch eingeklemmter Rest der Gölle-Decke interpretiert.

129 Reichenhall-Formation (gelbliche Rauwacke, Zellendolomit; Unteres Anisium)

Lithologie: Mittel- bis dunkelgraue, teils kalkige, teils dolomitische, zellig-löcherige Rauwacke, die am Scheibenberg randlich und im Hangenden in den Annaberger Kalk übergeht.

Stratigraphie: Grenzbereich Olenekium/unteres Anisium (Aegeum) bis unteres Anisium?.

Vorkommen und Mächtigkeit: Im Bereich der Südostflanke des Scheibenberges sind bis zu 50 m mächtige Rauwacken ausgebildet (MOSER, 2007: 336). Sie setzen über einer Störungszone ein, in der – tektonisch eingeschuppte – dünne Lamellen aus Werfener Schichten aus dem Liegenden enthalten sind. Ein kleines Vorkommen einer ockergelb anwitternden, dunkelgrau gefärbten Rauwacke befindet sich als ?isolierte Scholle der Gölle-Decke unmittelbar oberhalb des Irxen-aurgrabens nördlich Klaus im Lassingbach Tal.

127, 128 Gutenstein-Formation (dünnbankiger bituminöser Kalk, „Wurstelkalk“ / dünnbankiger, dunkler Dolomit; Anisium)

Lithologie: Dunkelgrauer, manchmal bräunlicher bis schwarzer, dünnbankiger (Bankung meist wenige cm, selten bis zu 1 dm) und ebenflächiger, häufig bituminöser Kalk und teilweise Dolomit. Auch flasrige bis mergelige Abschnitte kommen vor. Im Unterschied zur Typlokalität ist in der Gutenstein-Formation des Tirolisch-Norischen Deckensystems auf Blatt Eisenerz keine Verkieselung in Form von Hornsteinkügelchen zu beobachten.

Stratigraphie: Unterstes Anisium (Grenzbereich zum Olenekium) bis Ende mittleres Anisium (Oberrand der *Binodosus*-Zone).

Vorkommen und Mächtigkeit: Tektonisch bedingt variable Mächtigkeiten, max. ca. 140 m nahe Lassing. Kleine Vorkommen, wie das im Bereich der Blechmauer, liegen als in eine Störung tektonisch eingeklemmte Deckschollenreste der Gölle-Decke auf Wettersteindolomit (122) und Hauptdolomit (114) der Unterberg-Decke. Am östlichen Blattrand, südlich des Forsthauses im Lassingbach Tal, werden sie von lagunärem Steinalm/Wettersteindolomit (125) überlagert.

126 Annaberger Kalk (dunkel-/hellgrauer, mittelbankiger Kalk; z.T. Wurstelkalk; Anisium)

Lithologie: Gebankter (5 bis 50 cm), dunkelgrau bituminöser bis hellgrau gefärbter, meist ebenflächiger Kalk. Die variable Bankung und Färbung geht auf die Wechsellagerung dunkelgrauer „Wurstelkalkbänke“ und grauer Wackestones mit hellgrau gefärbten Laminiten sowie dickbankigen oolithischen Grainstones mit vereinzelt Dasycladalen zurück. Auch wenige Meter mächtige Einschaltungen dunkelgrau gefärbter dünnplattiger Kalke kommen vor. Unregelmäßig verteilte und angeordnete Hohlräume im Gestein sind durch Lösung von Gipskristallen entstanden („Messerstichkalk“) und belegen einen teilweise hypersalinaren Ablagerungsraum (Fototafel 2, Abb. V).

Stratigraphie: Unteres Anisium (Aegeum) bis mittleres Anisium (Pelsonium).

Vorkommen und Mächtigkeit: Am Scheibenberg maximal ca. 150 m, im Streichen – tektonisch bedingt – teilweise viel geringer.

125 Steinalm-Formation (hell- bis dunkelgrauer, lagunärer Kalk; Mittleres Anisium)

Lithologie: Hellgrauer, mittel- bis dickbankiger, ebenflächiger Kalk mit gelegentlichen cremegrau-weißen Dololaminit-Lagen, der im bewegten Flachwasser (Lagune) oder im Gezeitenbereich abgelagert wurde. Siehe Lithologie (96) in der Mürzalpen-Decke.

Gegenüber dem Annaberger Kalk (126) fällt die deutlich erhöhte Diversität der Faunen- und Florengemeinschaften auf. Dies wird mit einer Verbesserung der Wasserzirkulation in Verbindung mit einer Eintiefung des Ablagerungsraumes in Zusammenhang gebracht (KRYSZYN et al., 2008: 160). Das mittelanisische Alter konnte an mehreren Punkten durch Grünalgen (*Physoporella pauciforata* var. *Pauciforata*, *Physoporella dissita*, *Poncetella hexaster* det. O. PIROS, Budapest) belegt werden.

Stratigraphie: Pelsonium.

Vorkommen und Mächtigkeit: Im Bereich des Gamsstein-Scheibenberg Zuges: tektonisch bedingt 100 bis 200 m (MOSER et al., 2007: 337).

124 Reifling-Formation (basaler Knollenkalk, Mittleres bis Oberes Anisium; mittelgraue Hornsteinknollen führender Kalk, Ladinium-Unteres Karnium)

Lithologie: Die Reifling-Formation am Scheibenberg westlich Lassing (Sulzbach-Decke und Reiflinger Scholle) wird in drei Subformationen (MOSER, 2007: 644–650) untergliedert: Reiflinger Knollenkalk im Liegenden, Reiflinger Bankkalk und Reiflinger Plattenkalk mit Einschaltungen von Partnach-Mergeln im Hangenden (siehe auch KRYSZYN et al., 2008).

Der dunkelgrau bis schwarze Reiflinger Knollenkalk ist dünnbankig, überwiegend welligschichtig bis knollig-flasrig mit dunkelgrauen Mergel-Zwischenlagen, er enthält zahlreiche Hornsteinknollen und Hornsteinbänder (im Dünnschliff: Biomikrit bzw. Wackestone mit zahlreichen Radiolarien und Filamenten). Er setzt an scharfem (vermutlich tektonisch überprägtem) Kontakt über der liegenden Steinalm-Formation (125) ein und erreicht am Scheibenberg (Profil entlang der Forststraße, die nördlich des Gehöftes Mendlingbauer an der Südostflanke Richtung Zinken (1.400 m) führt) eine Mächtigkeit von ca. 20 m.

Im Hangenden des Knollenkalkes folgt der Reiflinger Bankkalk des unteren Ladinium, der als mittelgrauer, variabel (bis 0,4 m) gebankter, welligschichtiger, große Hornsteinknollen und Lagen führender Kalk entwickelt ist. Dieser geht im Hangenden in den lichtgrauen, mittelbankigen, hornsteinarmen oberladinischen Reiflinger Plattenkalk über, der zum auflagernden Raminger Kalk (123) überleitet.

Entlang der beschriebenen Forststraße am Scheibenberg kann die Reifling-Formation in drei Schuppen gegliedert werden:

1. In der tektonisch tiefsten Schuppe folgen über dem Reiflinger Knollenkalk noch ca. 5 m unterladinischer Reiflinger Bankkalk.
2. Die mittlere Schuppe besteht aus nur 3 m mächtigem oberanischem Reiflinger Knollenkalk.
3. Darüber folgt in der dritten Schuppe das eigentliche Hauptprofil durch die gesamte anisoladinische Reifling-Formation und den stratigraphisch auflagernden Raminger Kalk (123).

In allen drei Schuppen konnten zwei markante, 0,6 bis 1,2 m mächtige Ammoniten führende Kalkbänke nachgewiesen werden. Aus den Ammoniten führenden Lagen der untersten Schuppe konnte Franz TATZREITER Ammoniten (*Kellnerites* cf. *bosnensis*, *Lardaroceras* cf. *pseudohungaricum*, *Lanceoptychites acutus*, *Lanceoptychites* cf. *indistinctus*, *Flexoptychites flexuosus*, *Ptychites opulentus*), Nautiliden (*Syringonautilus lilianus*) und Brachiopoden (*Piarorhynchella* aff. *trinodosi*) bestimmen, die mit dem oberen Ammonitenhorizont von WALKNER (2003) parallelisiert und in das obere Illyrium (*Trinodosus*- bis *Reitzi*-Zone, siehe BRACK et al., 2007) eingestuft werden können.

Diese Einstufung wird durch Conodonten (det. L. KRYSZYN, Wien) mit *Neogondolella cornuta*, *Paragondolella excelsa*, *Paragondolella liebermani*, *Gondolella eotrammeri* und *Neogondolella* aus Proben der gleichen Lokalität bestätigt.

Etwa 40 cm über den beiden Ammoniten führenden Kalkbänken des Illyrium ist ein ca. 14 cm mächtiger Tuffithorizont aufgeschlossen; eine im Hangenden (ca. 1 m) entnommene Probe führt Conodonten des oberen Illyrium (*Kellnerites*-Zone) und belegt das oberanisische (oberillyrische) Alter des Tuffithorizontes.

Innerhalb der dritten Schuppe ist in der Reifling-Formation im Grenzbereich unteres-/oberes Ladinium ein weiterer, ca. 20 cm mächtiger Tuffithorizont ausgebildet (Fototafel 2, Abb. VI).

Stratigraphie: Am Scheibenberg: oberes Anisium (oberstes Pelsonium) bis oberes Ladinium (Grenzbereich Langobardium 2/3).

Vorkommen und Mächtigkeit: Die Gesamtmächtigkeit des anisoladinischen Anteiles der Reifling-Formation kann auf ca. 100 m abgeschätzt werden. Im Hangenden geht der Reiflinger Plattenkalk am Scheibenberg innerhalb weniger Meter in den allodapischen Raminger Kalk (123) über.

Als Ablagerungsraum der Reifling-Formation wird ein tiefes Schelfbecken angenommen (KRYSZYN et al., 2008: 166). Die Paläowassertiefe des Sedimentationsraumes der Reifling-Formation kann über die unterschiedlichen Sedimentmächtigkeiten der Lunzer Schichten im Becken (Sulzbach Antiklinale) und auf der Karbonat-Plattform (Gamsstein-Scheibenberg) abgeschätzt werden (KRYSZYN et al., 2008: 166). Im Zuge der Ablagerung der Lunzer Schichten wurde das Reiflinger Becken vollkommen verfüllt und das Paläorelief ausgeglichen. Ohne Berücksichtigung der Sedimentkompaktion erhält man damit einen Mindestwert von ca. 350 m Wassertiefe.

123 Raminger Kalk (allodapischer Kalk; Ladinium–Unteres Karnium)

Lithologie: Unregelmäßig gebankter, welligschichtig bis ebenflächig-plattiger, mittelgrau bis hellgrau gefärbter allodapischer Kalk. Er wird als gravitatives Hangsediment im Übergangsbereich zwischen der rasch progradierenden Wettersteinkalk-Seichtwasserplattform und den Beckensedimenten der Reifling-Formation (124) gesehen (LEIN, 1989). Die Schichtfolge setzt mit zunehmender Schüttung von Karbonatdetritus der Wettersteinkarbonatplattform (120 bis 122) über der Reifling-Formation ein. An der, nordwestlich des Gehöftes Mendlingbauer Richtung Zinken (Kote 1.400 m) führenden Forststraße können gut typische Sedimentstrukturen wie Feinschichtung, gradierte Schichtung (mit erosiver Basis), mehrfach gradierte Schichtung und revers gradierte Schichtung beobachtet werden. Neben den Feinschuttkalken (grainstone, rudstone, wackestone) treten auch Debrite sowie an der Basis der Schichtfolge mehrere dm-mächtige dunkelgrüne Partnach-(Maierack-)Mergellagen auf. Im Schuttkalk treten Intra-klasten (z.B. Filamentkalk), Extraklasten (meist aus dem Riffbereich), vereinzelte Onkoide sowie Echinodermen, Bivalven, Schwammnadeln und Foramini-

feren auf. Vereinzelt liegen Hornsteinkonkretionen vor, meist ist der Raminger Kalk diffus verkieselt.

Stratigraphie: Langobardium 2/3 bis ?(unteres) Karnium (*Budurovignathus cf. mostleri*, Langobardium 3 bis Julium 1/1, det. L. KRYSZYN, Wien).

Vorkommen und Mächtigkeit: Ca. 100–150 m. Morphologisch neigt der kompakte Raminger Kalk zur Ausbildung felsiger Steilstufen und zu blockig-plättigem Zerfall. Unterhalb der Brettseiten quert der Raminger Kalk den Mendlingbach („Große Klamm“ am Triftsteig) und baut den nordwestlichen Hangfuß des Schwölleck auf (südlich Schwölleckau). Der Raminger Kalk ist in diesem Bereich an einer Forststraße eindrucksvoll aufgeschlossen.

(122–120) Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattform

Begriffsprägung und heutige Verwendung siehe Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattform der Mürzalpen-Decke (88–83).

122 Steinalm-/Wettersteindolomit, Lagunen-Fazies (Mittleres Anisium–Unteres Karnium)

Lithologie: Hellgrauer, selten dunkelgrauer, fein- bis zuckerkörniger, durchwegs gut gebankter bis laminiertes Dolomit in lagunärer Fazies. Durch spätdiagenetische Dolomitisierung mit Sammelkristallisation sind Sedimentgefüge teilweise verwischt. Algenlaminite und z.T. schemenhafte identifizierbare Onkoide belegen makroskopisch Lagunen-Fazies. *Dasycladalen* (*Diplopora annulata*) kommen u.a. im hinteren Schönbach Tal (Thomabaueralm) und im Wettersteindolomit südlich des Tales am Fuß des Hohen Röcker (1.094 m) häufig als Hohlformen im Dolomit vor. Der größte Teil des lagunären Wettersteindolomits der Gölle-Decke besteht aus Algenlaminiten, die mit zuckerkörnigem Dolomit wechsellagern. Diese Laminitfazies spricht für einen eingeschränkten Ablagerungsraum im Supratidalbereich, der gut mit dem Sedimentationsraum des obertriadischen Hauptdolomits verglichen werden kann.

Stratigraphie: Oberes Anisium (Pelsonium) bis unteres Karnium (Cordevolium).

Vorkommen und Mächtigkeit: Die größte Mächtigkeit im Blattbereich wird im Sockelbereich des Hochstadl (1.919 m) erreicht. Bei dem in diesem Bereich mit 25° flach nach Südosten gerichteten Schichteneinfallen errechnet man für den Steinalm-/Wettersteinkalk, je nach Ansatz, eine unwahrscheinlich hohe Mächtigkeit von 1.500 bis 1.770 m. Die überhöhten Werte im Sockelbereich des Hochstadl sind vermutlich auf eine interne tektonische Zerlegung der Schichtfolge zurückzuführen. Berücksichtigt man diese, ergibt sich eine realistische Gesamtmächtigkeit von 800 bis 1.000 m. Der Wettersteindolomit der Gölle-Decke weist zusätzlich einen von Ost nach West zunehmenden tektonischen Basalzuschnitt auf, der seine Mächtigkeit im Westabschnitt der Gölle-Decke auf wenige 100 m reduziert.

121 Wettersteinkalk, Riff- und Riff nahe Vorriff-Fazies (Ladinium–Unteres Karnium)

Lithologie: An der Südseite des Scheibenberges: massig bis kleinklüftig verwitternder, matrixreicher, hellgrauer Kalk (unteres Karnium) mit Resten von Rifforganismen. In kalkschlamm- und kalksandreicher Matrix (floatstone, wackestone, grain- bis rudstone) treten umgelagerte Rifforganismen wie Schwämme (Sphinctozoen), Korallen, Solenoporaceen (teilweise umkrustet), Crinoiden, Bivalven, Gastropoden, Foraminiferen und *Microtubus communis* auf. Zudem gelegent-

lich auch teilweise mit grobspätigem Kalzit zementierte Internbrekzien, die kantige Intraklasten (Mikritklasten führen Filamente) und Gerüstbildner enthalten. Die einzelnen Komponenten sind nicht selten mit Algen umkrustet oder zu Aggregatkörnern verkittet.

Auffallend ist der zunehmende Anteil an Rifforganismen gegen Hangend. So treten ab etwa 1.300 m Seehöhe (Plateaukante) größere Korallen- und Schwammstücke (*Uvanella* sp., *Peronidella* sp., *Colospongia* sp.) sowie Solenoporaceen, Echinodermen, Hydrozoen und *Microtubus communis* relativ häufig auf. Karnisches Alter belegt die Grünalge *Uragiella supratrassica* (det. O. PIROS, Budapest). Auffallend sind Bivalven, Brachiopoden und Gastropoden sowie fleckige Internbrekzien mit umgelagerten Intraklasten und Riffbildnern. Zwischen den Rifforganismen ist sowohl feinkörnig-sandige Matrix als auch grobspätiger, bräunlich gefärbter Hohlraumzement entwickelt. Weiters wurden Umkrustung durch Algen sowie partiell dolomitisierte Komponenten beobachtet. Der hangende Abschnitt weist undeutliche Bankung auf.

Der Wettersteinkalk in Riff- und Vorriff-Fazies wurde im bewegten Flachwasser abgelagert. Aufgrund seiner Kleinklüftigkeit und partiellen Dolomitisierung neigt er im Bereich des Gamsstein-Scheibenberg Zuges zu kleinstückigem Zerfall und zur Ausbildung eines flacheren, stark hangschuttbedeckten, schrofigen Geländes mit zahlreichen Dolinen.

Stratigraphie: Unteres Karnium (Julium). Nach einer mündlichen Mitteilung von Leopold KRYSZYN progradiert die Karbonatplattform von Westen über das im Osten gelegene Reiflinger Becken. Der Riffkalk setzt daher im Westen (Gamsstein) stratigraphisch früher ein.

Vorkommen und Mächtigkeit: Ca. 900 m an der östlichen Plateauhälfte des Scheibenberges bei grober Bankung [Meterbereich] und flachem nördlichem Einfallen. Gegen Westen nimmt die Mächtigkeit des Riffkalkes auf etwa 700 m ab und wird von 200 m Wettersteinkalk in lagunärer Fazies (120) überlagert.

120 Wettersteinkalk, Lagunen-Fazies (Ladinium–Unteres Karnium)

Lithologie: Loferite, feinschichtige Onkoidkalke, Kleingastropoden, Bivalven, Grünalgen (eher klein und selten), Crinoiden, Foraminiferen, Aggregatkörner (z.T. grapestones), Rindenkörner, vereinzelt umgelagerte Riffbildner und mit einer guten Bankung im Meterbereich (Intrabiosparit bis -mikrit bzw. grainstone-rudstone). Der lagunäre Wettersteinkalk geht aus dem Wetterstein-Riffkalk (121) hervor (Faziesumschwung innerhalb weniger Zehnermeter) und ist teilweise dolomitisch entwickelt. Er zeichnet sich gegenüber dem Riffkalk durch flachere Geländeformen aus. Grünalgen belegen unterkarnisches Alter (*Teutloporella herculea*, *Physoporella*, det. O. PIROS, Budapest). Weiters kann aus dem lagunären Wettersteinkalk eine für die Obertrias (Karnium) charakteristische Foraminiferenfauna mit Duostominiden, Involutiniden und, häufig auftretend, *Agathammina austroalpina* (det. J. HOHENEGER, Wien) angeführt werden.

Stratigraphie: Unteres Karnium (Julium).

Vorkommen und Mächtigkeit: Am Scheibenberg ca. 200 m.

119 Trachycerasschichten (Einschaltung von dünnblättrig spaltenden Kalken)

Lithologie: Harte, bituminöse, dunkle ebenflächige, gut geschichtete im mm-Bereich spaltende Kalke mit Schiefer-ton-Einschaltungen und fossilreichen Lagen, die Trachyceras- und Protrachyceras-Arten, sowie eine arme Mikrofauna mit Aga-

thammina und Schwebcrinoiden, (z.B. *Osteocrinus rectus rectus*) führen. Die gering mächtigen Trachycerasschichten bilden im Lunzer Faziesraum das julische Basisschichtglied der Lunzer Schichten und gehen im Hangenden schleiend in die Reingrabener Schiefer (**118**) über.

Stratigraphie: Unteres Karnium (Julium).

Vorkommen und Mächtigkeit: Bisher sind nur zwei Vorkommen bekannt: Das erste liegt an der Hochkar-Alpenstraße (900 m) am Südrand der Göstlinger Schuppenzone als jüngstes Schichtglied einer inversen Unter- bis Mitteltrias-Schichtfolge dem Raminger Kalk (**123**) auf. Das zweite, bedeutendere Vorkommen befindet sich im Bereich des Rauchgrabens nördlich des Buchberges innerhalb der Mürzalpen-Decke (Buchberg-Schuppe).

118 Reingrabener Schiefer (Tonstein mit Sandsteinlagen; geringmächtiger schwarzer Dolomit und Kalk an der Basis; Karnium)

Lithologie: Einförmige, dunkelgraue bis schwarze, teilweise braun anwitternde Tonsteine bis Tonschiefer mit wechselndem Gehalt an Sandsteinlagen sowie Toneisensteinkonkretionen (insbesondere im Bereich der Göller-Decke). Das Gestein zerfällt meist blättrig bis griffelig und verwittert zu fetten Tonböden (Wasserstauer). Diese bedingen den Austritt zahlreicher Quellen, Vernässungen und Rutschungen (Bereich Hinterwildalpen, Lurgbach und Flanken des Buchberges, Abrisskanten und Felssturzareal im Bereich der Nordflanke des Hochstadlgrabens am Nordwestfuß des Hochstadl, 1.919 m).

An der Basis der Reingrabener Schiefer der Göller-Decke tritt am Kontakt zum lagunären Steinalm-/Wettersteindolomit (**122**) ein im Kartenblatt nicht gesondert ausgewiesener, geringmächtiger (1–5 m) schwarzer, rostrot (Pyritführung) anwitternder Bankkalk bzw. Bankdolomit auf. Unterhalb Schnabelbrand (1.284 m) wird der splittrig brechende (diffuse Verkieselung) Bankdolomit fünf Meter mächtig und weist eine maximal 50 cm mächtige Bankung mit bis zu 10 cm mächtigen Tonschieferzwischenlagen auf. Grüne Schlieren werden als Glaukonit interpretiert, bedingt sind Reste von Kalkschwämmen und Echinodermen nachzuweisen. Im Mikroskop ist ein Kristallpflaster aus schlecht definierten Dolomitekristallen erkennbar, in deren Zwischenräumen und an Styloflächen Pyrit und Bitumen? angereichert sind. Dieser Bankkalk konnte in zahlreichen Profilen nachgewiesen werden.

Aus Reingrabener Schiefer konnten an der Krimpenbachforststraße (630 bzw. 400 m nordöstlich des Hochschlag, 1.197 m) Sporen (*Ovalipollis* sp., *Paraconcavisporites* sp.) belegt werden (det. I. DRAXLER, Geol. B.-A.).

Stratigraphie: Julium.

Vorkommen und Mächtigkeit: Göller- und Unterberg-Decke (inklusive liegender Bankkalk bzw. -dolomite): maximal ca. 30 m.

117 Lunzer Schichten (überwiegend Sandstein; Unteres Karnium)

Lithologie: Feinkörnige, graue, braun anwitternde, leicht tonige Quarzsandsteine dominieren die Lunzer Schichten auf dem Kartenblatt (TOLLMANN, 1976a: 145ff.). Die Schichtfolge ist besonders innerhalb der Ostfortsetzung der Reiflinger Scholle nördlich des Mendlingtales tektonisch bedingt meist unvollständig erhalten. Das terrigene Karnium im Hangenden des lagunären Wettersteinkalkes (**120**) am Scheibenberg besteht nach MOSER (2007: 647) ausschließlich aus z.T. rötlich verwitternden, ockerbraunen, feinkörnigen, etwas Glimmer führenden Sand- und

Siltsteinen mit PflanzenhäkSEL und untergeordnet dunkelgrauen Tonsteinen. Die Schichtfolge der Lunzer Schichten verwittert zu tiefgründigen, sandig-tonigen Böden (Wasserstauer mit Quellaustritten), die z.T. zahlreiche Rutschungen bedingen.

Stratigraphie: Unteres Karnium (Julium).

Vorkommen und Mächtigkeit: Mächtigkeit tektonisch reduziert; im Raffelgraben maximal 80 m. Lunzer Sandstein am Scheibenberg: maximal 50 m (MOSER, 2007: 647).

115, 116 Opponitzer Schichten (Kalk / Dolomit; Oberes Karnium)

Lithologie: Ca. 80 m mächtige Rauwacke und dünn- bis dickbankige, lichtgraue, dolomitisierte Algenlaminite mit überlagernden, bis zu 200 m mächtigen Kalken, reich an Biogenen (große Bivalven, Kleingastropoden und Crinoiden) kommen an der Nordabdachung des Scheibenberges (Sulzbach-Decke) über Lunzer Schichten (**117**) vor (MOSER et al., 2007: 343–345). Die Foraminiferen *Ophthalmidium tori*, *Angulodiscus gaschei praegaschei* (det. J. HOHENEGER, Wien) belegen hier ein (ober)karnisches Alter.

Gut gebankte, oft dünnbankige, mittelgraue, feinkörnig-feinspätige, leicht tonige Kalke mit sehr geringer Fossilführung in der Ostfortsetzung der Reiflinger Scholle / Schober-Schuppe (MOSER et al., 2007: 345) werden zu den Opponitzer Schichten gestellt, wobei deren Habitus eher untypisch ist. Es handelt sich um Biogen führende mud- bis wackestones, bzw. Dismikrite, Biopelsparite, Biosparite und Intrapelsparite mit Bivalven, Gastropoden, Echinodermen. Die Foraminifere *Pilaminella kuthani* (det. J. HOHENEGER, Wien) belegt als Leitform Karnium.

Braun bis dunkelbraun, stark rekristallisierte-zuckerkörnige Bankdolomite mit der Grünalge *Poikiloporella duplicata*, einer Leitform des Karnium, treten beiderseits des Holzäpfeltales an der Basis des Hauptdolomits der Gölle-Decke auf. Dieses Vorkommen (ca. 60 m) wurde aufgrund seiner vom Hauptdolomit abweichenden lithologischen Entwicklung, die Ähnlichkeit mit Dolomittypen innerhalb der Opponitzer Schichten aufweist, in der Farbe der Opponitzer Schichten (**116**) ausgeschieden.

Als Ablagerungsraum werden Wassertiefen von wenigen Metern angenommen. Innerhalb der auftretenden Hauptfaziesbereiche – Rindenkorn-Fazies, Schlammfazies mit Stromatolith-Lagen und Oolith-Fazies – wurde die Stromatolith-Fazies im Flachwasser bzw. teilweise im Supratidal abgelagert. Die Rindenkorn- und Oolith-Fazies ist im bewegten, warmen Flachwasser entstanden. Eine individuenreiche, artenarme, benthonische Mikro- und Makrofauna sowie die, auf gelöste Evaporitminerale zurückzuführenden Sedimentstrukturen („Messerstichkalke“) weisen auf teilweise hypersalinare Bedingungen hin (HINTEREGGER, 1979: 147–148).

Stratigraphie: Oberes Karnium (Tuvalium) (TOLLMANN, 1976a: 150).

Vorkommen und Mächtigkeit: Die Opponitzer Schichten s. str. treten in der Sulzbach-Decke und als Ostfortsetzung der Reiflinger Scholle innerhalb der Schober Schuppe – hier tektonisch zugeschnitten nur wenige 10er Meter mächtig (MOSER et al., 2007: 345) – sowie (atypisch) in der Gölle-Decke beiderseits des Holzäpfeltales auf.

114 Hauptdolomit (?Karnium–Norium)

Lithologie: Dünn- bis mittelbankiger, ebenflächiger, dunkel bis hellgrau-bräunlich gefärbter Bankdolomit. Im liegenden treten häufig dunkler gefärbte, dünn-schichtige Typen auf, die gegen das Hangende unter Zunahme der Bankmächtigkeiten in den

hellgrau-bräunlich gefärbten Normaltyp des Hauptdolomits übergehen. Dieser dunkler gefärbte, untere Abschnitt des Hauptdolomits wurde bereits von TRAUTH (1948: 29) im Bereich der Schichtfolge der Unterberg-Decke erkannt und mit Vorbehalt zeitlich in das Karnium eingestuft. Dem Opponitzer Dolomit ähnliche Bankdolomittypen im Holzäpfelal wurden auf Blatt Eisenerz in der Farbe der Opponitzer Schichten (**116**) dargestellt und werden im Text an dieser Stelle beschrieben.

Im stratigraphisch höheren Abschnitt des Hauptdolomits treten im Bereich der Bankfugen selten grün, teilweise auch rot gefärbte, geringmächtige (max. 30 cm) Tonschieferlagen auf. Typisch ist eine interne Feinschichtung/Lamination der Dolomitbänke im mm-Bereich (Algenlaminit). Laminare Fenstergefüge und „Birdseyes“, Tepee-Strukturen sowie gelegentlich auftretende Bänke mit resedimentierten Sedimentklasten sind häufig anzutreffen und belegen inter- und supratidale lagunäre Sedimentation. Bereiche mit messerstichförmigen Hohlräumen werden auf gelöste Evaporitminerale (Gips) eines ehemals hypersalinaren Ablagerungsraumes zurückgeführt.

Aus kalkigen Lagen im generell fossilarmen Hauptdolomit wurden in verschiedenen Profilen Grünalgen, Gastropoden und Bivalven bekannt (TOLLMANN, 1976a: 189ff.). Die Mikrofauna ist vermutlich in Folge des übersalzten Ablagerungsraumes artenarm. Bestimmte resistente Formen, wie Foraminiferen der Gattung *Litotuba* können massenhaft auftreten (TOLLMANN, 1976a: 197).

Der kleinstückig zerfallende Dolomit wird an seinen Flanken oft von mächtigen Schutt- und Murenfächern begleitet. Seine vergleichsweise gute Erodierbarkeit und schlechte Wasserdurchlässigkeit führt zur Ausbildung eines dichten Entwässerungsnetzes mit zahlreichen, meist tief eingeschnittenen Gräben und oft pittoresken Erosionsformen. Beispiele dafür sind die Nordwestflanke des Hochstadl (1.919 m), das Gebiet um den Tremel (1.201 m) und die Wasserlochklamm nördlich des Salztales.

Stratigraphie: Norium; lediglich dunkelgraue, oft dünnsschichtige Varietäten im unteren Abschnitt des Hauptdolomits der Unterberg- und Göller-Decke: oberes Karnium (Tuvalium).

Vorkommen und Mächtigkeit: Nordwestflanke des Hochstadl (Göller-Decke): ca. 1.100 m.

113 Dachsteinkalk, Lagunen-Fazies (Norium–Rhätium)

Lithologie: Mittel- bis hellgrau gefärbter, im m-Bereich gebankter, ebenflächiger Kalk („Geschichteter Dachsteinkalk“, TOLLMANN, 1976a: 207; „Gebankter Dachsteinkalk“, TOLLMANN, 1985: 53). Die Bankung beruht auf einer zyklischen Wiederholung typischer Lithofaziesabfolgen (Members A, B, C) und wurde von FISCHER (1964) als „Loferer Zyklotem“ für den Dachsteinkalk in Lagunen-Fazies beschrieben.

In der Unterberg- und Göller-Decke folgt Dachsteinkalk über Hauptdolomit (**114**). Die Grenze wurde mit der ersten, meist mächtigeren Kalkbank festgelegt. Im Hangenden geht der Dachsteinkalk in Lagunen-Fazies am Hochkar in eine Wechselfolge aus dunkelgrauen Kalken bis Kalkmergeln mit hellgrau-gelblichen, teilweise Korallen führenden, dickbankigen (mehrere Meter) Kalken über, die als „Oberrhätalk“ mit Einschaltungen von Kössen-Formation und Korallenkalk (**111**, **112**) zusammengefasst wurden.

Stratigraphie: (oberes) Norium bis Rhaetium.

Vorkommen und Mächtigkeit: Der lagunäre Dachsteinkalk besitzt im Bereich der Unterberg- und Göller-Decke landschaftsprägenden Charakter. Deutlich ausge-

prägte rote bis grüne tonige Zwischenlagen (A-Horizont des Loferer-Zyklothems) treten im Dachsteinkalk an der Salzatal-Bundesstraße nahe Dippelbauer auf. Am Hochstadl und der Kräuterin sind Einschaltungen mächtiger, z.T. beige gefärbter Dolomitpartien (B-Horizont) bemerkenswert. Mächtigkeit: Göller-Decke im Bereich des Hochstadl und der Kräuterin: ca. 300–350 m. Unterberg-Decke: tektonisch bedingt schwer abschätzbar.

111 „Oberrhätkalk“ mit Einschaltung von Kössen-Formation (Rhätium)

112 Korallenkalk darin

Lithologie: Wechselfolge dunkelgrauer Kalke bis Kalkmergel mit hellgrau-gelblichen, dickbankigen Kalcken (**111**). Im Hangenden auftretende, dickbankige bis massige Kalke vom Typus „Oberrhätkalk“, mit teilweise metergroßen Korallenstöcken, wurden gesondert (**112**) ausgeschieden.

Die Wechselfolge entwickelt sich unter Zunahme der mittleren Bankmächtigkeit aus dem liegenden Dachsteinkalk in Lagunen-Fazies (**113**). Der Bankkalk ist mit seiner gelblich-grauen Gesteinsfarbe im Gelände oft nur schwierig vom Dachsteinkalk abzutrennen.

Die dünn- bis mittelbankigen, welligschichtigen, mergeligen Kalke und Kalkmergel der Kössen-Formation bilden maximal zwei Meter mächtige Einschaltungen innerhalb der gelblichen Bankkalke, die sich mehrfach wiederholen. Sie zeigen meist dunkelgraue Gesteinsfarben mit ockergelber Anwitterung und sind teilweise als intensiv bioturbirte Fossilschutt- oder Lumachellenkalke ausgebildet. Diese Abfolge wäre im Sinne von GOLEBIEWSKI (1990) als Hochalm-Member zu bezeichnen und stellt Ablagerungen eines terrigen beeinflussten, seichtmarinen Beckens dar (siehe auch MANDL et al., 2009: 70–80, eine endgültige Zuordnung bedarf der Klärung einiger biostratigraphischer Fragen).

Im Hangenden folgen dickbankige bis massig wirkende, gelblichgraue Kalke mit z.T. großen Korallenstöcken. Diese würden dem „Hauptlithodendron Kalk“ (Suess & Mojsisovics, 1868: 182, 186) entsprechen.

Stratigraphie: Die Basis des Hochalm-Member der Kössen-Formation wird in der neueren Literatur (MANDL et al., 2009: 74) zeitlich in das unterste Rhaetium eingestuft. Die Schichtfolge endet innerhalb des „Oberrhätkalkes“ (**111**) an einem ausgeprägten Hartgrund, der eine mehrere cm-dicke Mn-(Fe)-Kruste trägt. Ob der „Oberrhätkalk“ an dieser Stelle noch die Trias/Jura Grenze überschreitet, konnte bisher nicht festgestellt werden.

Vorkommen und Mächtigkeit: Die Schichtfolge tritt nur am Hochkar (zwischen Seelacken Kar im Osten und Schmalzmauer im Westen) und lückenhaft an dessen Nordwestflanke (Blachlkogel, Schöfsteinkogel, Gehöft Schöfstein-Dürrengraben) auf. Mächtigkeit: ca. 80 m.

110 Hierlatzkalk (roter Crinoidenspatkalk; Hettangium–Sinemurium)

Lithologie: Dickbankiger bis massiger, in kleineren Einschaltungen auch geschichteter, roter, seltener grauer bis weißer Echinodermen-Spatkalk mit vorwiegend Crinoidendetritus (TOLLMANN, 1976a: 318). Gebankte Varianten treten als allodapische Einschaltungen innerhalb der Adnet-Formation oder in anderen „Bunten Liascephalopodenkalcken“ auf. Nach EBELI (1997: 23) soll der Begriff nur für liassische rote, selten graue Spatkalke mit mehr als 50 % Crinoidenresten verwendet werden.

Im Dünnschliff: bioklastischer Grain- oder Rudstone (SMF-Typ 12), Echinodermen-Biosparit, teilweise mit Foraminiferen (Lagenidae), untergeordnet auch

Ostracoden und Gastropoden sowie einem geringen Anteil ($\leq 5\%$) einer mikritischen, roten Matrix (Echinodermen-Biomikrit bis Biosparit; EBLI, 1997: 23). Selten vorhandene Lithoklasten stammen aus dem aufgearbeiteten Untergrund.

Der Hierlitzkalk wurde auf submarinen Hochzonen (Schwellen) in Bereichen mit stärkerer Wasserbewegung abgelagert. Der Grad der Auswaschung zeigt sich im Anteil der Matrix; die Palette reicht vom Crinoidensand bis zu roten, mikritreichen Sedimenttypen. Das Sediment liegt auch als Schüttung im Ablagerungsraum der Adnet-Formation und der „Bunten Cephalopodenkalke“ vor.

Stratigraphie: Oberes Hettangium bis Sinemurium.

Vorkommen und Mächtigkeit: Am Südrand der Göller-Decke, auf dem Dachsteinkalk in Lagunen-Fazies (**113**) im Bereich des Goßsattels als wenige Dezimeter mächtige, lückenhafte Lage bzw. als geringmächtige Spaltenfüllungen (SALEK, 1998: 140). Zudem befindet sich südlich Gwandl (nordöstlich Kleiner Säusenstein, 1.090 m) ein kleines – nicht in der Karte verzeichnetes – Vorkommen. In der Unterberg-Decke kommt er in Spaltenfüllungen am Hochkar im Dachsteinkalk in Lagunen-Fazies (**113**) und im „Oberrhätkalk“ (**111**, **112**) mit Einschaltungen von Kössen-Formation vor.

109 Klaussschichten (roter Knollenkalk, Filamentkalk, Protoglobigerinenkalk; Mitteljura)

Lithologie: Im unteren Abschnitt braunrot gefärbter, knolliger Kalk mit vereinzelt Eisen-Manganknollen und Krusten. Im Dünnschliff: Echinodermen-Biomikrit mit Filamenten und seltenen Foraminiferen (wackestone). Die Biogene sind teilweise stark mit Fe-Mn-Oxiden imprägniert. Gegen das Hangende wird der Klauskalk etwas heller, zunehmend knollig-welligschichtig und entwickelt eine deutlich zu erkennende Bankung im Bereich von ca. 5 cm bis 1 dm. Er ist bereits makroskopisch als Filamentkalk anzusprechen. Zudem treten schlecht erhaltene, teilweise unscharf begrenzte Ammoniten-Steinkerne und Belemniten auf.

Im Dünnschliff: Filamente, Radiolarien und häufig Protoglobigerinen (Filament-Biomikrit mit Protoglobigerinen, Wackestone). Der hangende Anteil der Klaussschichten am Hochkar entspricht lithologisch und mikrofaziell dem Reitmauerkalk (siehe Mf-Typ 12 in EBLI, 1997: 25).

Innerhalb der Klaussschichten treten am Hochkar – bei der Forststraßenkehre unterhalb Blachlboden (Kote 1.550 m) und am Weg oberhalb der Seelacke (Kote 1.640 m) – in tektonisch hangender, stratigraphisch liegender Position zum Ruhpoldingener Radiolarit Debrite mit roter Kalkschlammmatrix auf, die angulare Komponenten aus dem liegenden „Oberrhätkalk“ (**111**, **112**) enthalten (Fototafel 3, Abb. VII). Diese Debrite bildeten sich vermutlich im Zuge der Öffnung des Penninischen Ozeans bei der Zerlegung des kalkalpinen Ablagerungsraumes.

Röntgenographische Phasenanalysen (Analytik: I. WIMMER-FREY, Tonmineralogie-Labor der Geologischen Bundesanstalt aus dem Jahr 2009) zweier Proben (BRYDA 06-32a und 06-36) der (Eisen-)Mangankruste an der Basis der Klaussschichten am Hochkar (Unterberg-Decke) erbrachten Pyrolusit als Hauptmineral (BRYDA et al., 2009b). Die Krusten enthalten hohe Gehalte an Spurenelementen (siehe Tabelle 1), wie sie von Vorkommen in heutigen Ozeanbecken bekannt sind. Das niedrige Fe/Mn Verhältnis der Probe 06-32a lässt im Vergleich mit geochemischen Daten rezenter Knollen und Krusten aus dem Pazifik eine hydrothermale Entstehung der Kruste vermuten. Die hohen Gehalte an Cer und Yttrium sprechen jedoch eher für eine Fällung des Mangans aus der freien Wassersäule (hydrogenetic crust). Zudem sind in diesem Umfeld im Jura keine hydrothermalen Quellen nachgewiesen (BRYDA, 2009).

Stratigraphie: Aalenium–Callovium/Oxfordium? (KRYSZYN, 1971: 500).

Vorkommen und Mächtigkeit: Die Klaussschichten der Unterberg-Decke setzen am Hochkar über einer ausgeprägten, bis zu 5 cm mächtigen (Eisen-)Mangankruste über dem „Oberhätalk“ ein und erreichen ca. 5 bis 6 m Mächtigkeit. Der Kontakt dieser Kruste zum unterlagernden „Oberhätalk“ ist als „Rockground“ (Gesteinsoberfläche) mit deutlicher Subsolution (Karbonatlösung unter Meeresbedeckung) ausgebildet.

Südlich Stangl (1.592 m) und im Bereich der Eiskögel sind sie als hellrosa bis rötlich gefärbter, ca. 3 bis 4 m mächtiger Bankkalk aufgeschlossen (KREUSS, mündl. Mitteilung) und lithologisch mit dem Reitmauerkalk vergleichbar. Die Schichtfolge wird hier diskordant von Oberalmer Basiskonglomerat oder Oberalmer Schichten überlagert. Die lückenhafte Erhaltung der Klaussschichten am Top des Dachsteinkalkes im Bereich der späteren oberjurassischen Karbonatplattform spricht für deren größtenteils erosive Entfernung im Zuge der Umgestaltung des Ablagerungsraumes im höheren Jura.

108 Ruhpoldinger Radiolarit (Oxfordium–Kimmeridgium)

Lithologie: Schwarz, grün gefärbte, im Hangenden meist rot gefärbte, dünn-schichtige Kieselgesteine (70–80 % Radiolarien, bei Dominanz von Spumelarien im Gesteinsbestand) mit geringmächtigen, oft rhythmisch eingeschalteten Ton-schieferzwischenlagen (TOLLMANN, 1976a: 340). Zudem treten – vor allem basal–

Mangankruste Klaussschichten						
	06-32a	06-36			06-32a	06-36
Fe/Mn	0,21	0,03				
Gew-%				ppm		
Fe	5,5	1,4		Ni	3288	677
Mn	26,5	46,5		Cu	-	-
Si	2,4	0,8		Co	-	-
Na	< 0,126	< 0,126		Zn	450	261
Al	1,6	0,5		Ba	6448	957
K	0,7	0,03		Sr	5299	177
Mg	0,6	< 0,03		Ce	385	280
Ca	13,1	6,7		Y	87	41
Ti	0,02	< 0,006		Pb	1169	1287
P	0,16	0,02		Ga	9	< 10
H ₂ O+	5,0	8,5		Cr	< 44	< 63
CO ₂	14,9	8,7		Cd	< 0,7	< 0,7
SO ₃	0,01	0,002		As	60	147

Tab. 1.

Geochemie der Mangankruste an der Basis der Klaussschichten am Hochkar (nördlich Seelacke). (Geochemische Analytik: G. Hobiger, Labor der Geologischen Bundesanstalt aus dem Jahr 2009).

Foraminiferen, Filamente und Schwebecrinoiden sowie Echinodermenfragmente und Nannofossilien (TOLLMANN, 1976a: 342) auf. Im Dünnschliff: pelagischer Wackestone bis Packestone, Radiolarien-Biomikrit (SMF-Typ 3-Rad.). Es handelt sich um ein tiefmarines Sediment, das mit geringer Sedimentationsrate unterhalb der Kalzitkompensationstiefe abgelagert wurde.

Stratigraphie: Oxfordium–Kimmeridium.

Ein Leitgestein im Bereich Unterberg- und Göller-Decke zwischen bunten Kalcken des Unter- und Mitteljura und den Tauglboden- sowie Oberalmer Schichten des Oberjura (Tithonium).

Vorkommen und Mächtigkeit: Am Hochkar als hellrot gefärbter, dünnbankiger Radiolarit über Klaussschichten: ca. 20–40 m. Im Bereich der Schmalzmauer (1.760 m, östliches Hochkar): Im Hangenden wechsellaagernd roter und grüner Radiolarit mit allodapischen Kalkbrekzien und Kalksandsteinen der Tauglboden-Formation.

Weitere Vorkommen: Im Verband mit Jura-Rotkalcken am Top des Dachsteinkalkes in Lagunen-Fazies am Südrand der Göller-Decke, westlich Hinterwildalpen, sowie in der Göller-Decke S' Gwandl (NE' Kleiner Säusenstein) (nicht dargestellt in der Karte).

107 Hallstätter Kalk (Oberes Norium; Jurassische Gleitscholle, Hochmauer NW Schneekogel)

Lithologie: Rote, graue, weiße oder verschiedenartige Farbschattierungen aufweisende mikritische, geschichtete, knollige, geflaserte oder massige Kalke mit überwiegend pelagischer Fauna (Bivalven, Ammoniten, TOLLMANN (1976a: 169). Der norische Hallstätter Kalk kann weiter in einen massigen Hellkalk im Liegenden und einen plattigen bis wellig-schichtigen Rotkalk („Hangendrotkalk“) untergliedert werden (KRYSZYN, 1974: Abb. 1). Letzterer weist Subsolutions- und Bioturbationsgefüge auf und beinhaltet die klassischen norischen Ammonitenfundstellen. Im jüngsten Anteil (oberstes Sevatium, Zone des *Rhabdoceras suessi*) kann er örtlich in einen grauen, knollig-geschichteten Kalk mit Mergellagen übergehen.

Stratigraphie: (Karnium)–Norium.

Hochmauer = oberes Norium (Sevatium) nach Ammoniten: *Metasibirites* sp., *Placites* sp.; Conodonten: *Epigondolella bidentata* (det. L. KRYSZYN, Wien), siehe SALEK (1998: 120ff.).

Vorkommen und Mächtigkeit: Die mikritischen Hallstätter Kalke sind ein typisches Element der Hallstätter Zone, die im Oberjura zusammen mit dem unterlagernden Haselgebirge als Deckschollen teils auf tirolische, teils auf juvavische Unterlage eingeglichen ist. SPENGLER (SPENGLER & STINY, 1926b: 55–56) beschreibt bereits einen hellrötlichgrauen, Ammoniten führenden Hallstätter Kalk südlich Gamsforst, der sich in tektonisch ähnlicher Position befindet, wie der von SALEK (1998: 116) erstbeschriebene Block von buntem Hallstätter Kalk auf der Hochmauer (2 km nordöstlich Hinterwildalpen, etwa in 1.125 m Seehöhe). Bei letzterem handelt es sich um einen undeutlich gebankten, leicht wellig-schichtigen, rosarot-ocker gefärbten, feinkörnigen Kalk, der einen auffälligen Block auf der Kammhöhe zwischen Hochschlag (Kote 1.197 m) und Hegenstein (Kote 1.172 m) bildet. Im Dünnschliff: grauer Filamentmikrit (Mud- bis Wackestones mit fein verteilten Filamenten, häufig auch (juvenilen) Ammoniten, Radiolarien, Ostracoden, Echinodermen, Foraminiferen und Gastropoden).

Weitere Hallstätter Kalkblöcke im Umfeld konnten nicht eindeutig (?anstehend bzw. ?Komponenten aus Gosaukonglomeraten resp. ?glaziale Findlinge) zugeordnet werden. Auffällig ist jedoch deren Nachbarschaft zu Oberalmer Schichten, die tatsächlich anstehen dürften.

106 Tauglboden-Formation

Lithologie: Graue, graugrüne, selten rote, dünnbankige Kieselkalke und plattige Kieselmergel mit zahlreichen Radiolarien. Neben Radiolariten sind klastische, aus dem kalkalpinen Untergrund stammende karbonatische Lagen eingeschaltet. Diese bestehen aus laminierten Silt- und Feinsandlagen und gradierten Brekzien (Turbidite) oder aus Grobbrekzienbänken mit bis zu 0,5 m großen Komponenten (Olisthostrome) (SCHLAGER & SCHLAGER, 1970: 3ff., SCHLAGER & SCHLAGER, 1973: 69ff.).

Die am Hochkar als jüngstes Schichtglied im Kern der Juramulde, unterhalb der Schmalzmauer und entlang deren nordwestlicher Fortsetzung auftretenden Gesteine entsprechen lithologisch als auch stratigraphisch und faziell weitestgehend den Tauglboden Schichten. Sie setzen mit ersten, 10–20 cm mächtigen Karbonatsandsteinlagen und teils dickbankigen Brekzien (Komponenten: Hauptdolomit, Dachsteinkalk, „Oberhätalk“, gelblichweiße Biomikrite, Spiculite, untergeordnet Rot- und Filamentkalke des Unter- bis Mitteljura), die mit den hangendsten Partien des Ruhpoldinger Radiolarits wechsellagern, ein. Darüber folgt am Nordostende der Schmalzmauer eine bis zu 10 m mächtige, im unteren Bereich massige Brekzienlage. Diese wird im Hangenden von grau bis grünlichgrau, selten rötlichgrau gefärbten, gelblich anwitternden, überwiegend dünn ~3 bis 10 cm gebankten und ebenflächig-plattigen, intern feingeschichteten Kieselkalken und mergeligen Kieselkalken überlagert (Fototafel 3, Abb. VIII).

Diese Karbonatsandsteine und Brekzien wurden als kalkalpiner Schutt einer Hochzone als Turbidite und als „debris flow“ in einem nördlich vorgelagerten Radiolarit-Becken abgelagert. Auch in den darüber folgenden Kieselkalken und mergeligen Kalken sind neben Glaukonit vielfach auch turbiditische Strukturen nachweisbar. Im Dünnschliff: Radiolarien führende Biomikrite – Wackestones bis Packestones.

Stratigraphie: Basis: oberstes Oxfordium bis unteres Kimmeridgium. Top: tektonisch begrenzt, Kimmeridgium/Tithonium?

Vorkommen und Mächtigkeit: Die oben beschriebene Schichtfolge ist als stratigraphisch jüngstes Schichtglied in den aufrechten Liegendschenkel einer gegen Norden überkippten, enggepressten und durchscherten Synklinale eingebunden. Maximale Mächtigkeit: ca. 30 bis 40 m.

105 Oberalmer Basiskonglomerat (allodapischer Kalk und Brekzie; Oberjura)

Lithologie: Polymikt zusammengesetztes Konglomerat mit überwiegend gut gerundeten und Kanten gerundeten, bis zu Dezimeter großen kalkalpinen Komponenten (Hauptdolomit, Kössen-Formation, untergeordnet auch Hierlatzkalk und Klausschichten). Im Unterschied zur Typlokalität (KÜHNEL, 1929: 473–474) konnten auf Blatt Eisenerz bisher keine Hallstätter Kalk-Komponenten nachgewiesen werden. Das Oberalmer Basiskonglomerat gelangte vermutlich als „debris flow“ in seinen späteren, tiefmarinen Ablagerungsraum. Auch die überlagernden Oberalmer Schichten (104) enthalten mehrere Meter mächtige Olisthostrome vergleichbarer Zusammensetzung.

Stratigraphie: Oberjura (Kimmeridgium).

Vorkommen und Mächtigkeit: Im Bereich der Eiskögeln, südwestlich des Stangl-Gipfels (1.592 m) diskordant über lagunärem Dachsteinkalk (113) und Klausschichten (109). Mächtigkeit: ca. 20 m.

104 Oberalmer Schichten (Kimmeridgium–Tithonium/Berriasium)

Lithologie: Graue oder hellbräunliche, häufig dunkle Hornsteinknollen und Hornsteinlagen führende, ebenflächige, überwiegend wenige cm bis 10 cm gebankte,

mikritische Kalke mit tonigen Belägen auf den Schichtflächen (TOLLMANN, 1976a: 355f.). Zahlreiche Einschaltungen von Barmsteinkalkbänken (TOLLMANN, 1976a: 360–361) mit variablen Mächtigkeiten ([dm]–[m]) lassen die Oberalmer Schichten von der Ammergau-Formation (Oberjura-Aptychenschichten) unterscheiden (SPENGLER, 1951: 323).

Die dünnbankigen, pelagischen Kalke (Mikrite und feinlamierte Kalksiltite) wurden in einem tiefmarinen Becken abgelagert. Im Dünnschliff: Radiolarien, Calpionellen, Foraminiferen und Schwebcrinoiden in mikritischer Matrix, letztere besteht vermutlich aus Nannoplankton (FENNINGER & HOLZER, 1972: 75). Makroskopisch fallen Aptychen auf (Ablagerungsraum unterhalb der damaligen Aragonit-Kompensationsgrenze).

Die eingeschalteten Barmsteinkalkbänke sind Karbonatbidite und vermutlich auch „debris flows“. Sie wurden von der Plassenkalk-Karbonatplattform gemeinsam mit aufgearbeiteten Hangsedimenten und Lithoklasten obertriadischer bis mitteljurassischer Schichtglieder in das Becken eingeschüttet (Fototafel 3, Abb. IX).

Fossilinhalt: Aptychen, Ammoniten (selten), Radiolarien, Schwammnadeln, Calpionellen, Foraminiferen, Schwebcrinoiden, Coccolithen.

Stratigraphie: Oberjura (Kimmeridgium) bis Unterkreide (Berriasium).

Vorkommen und Mächtigkeit: Am Stangl (1.592 m): Über Oberalmer Basiskonglomerat (**105**) bzw. diskordant über dem lagunären Dachsteinkalk (**113**). Mächtigkeit: max. 300 m (Bischofbaueralm). Der Kontakt zum ursprünglich stratigraphisch auflagernden Plassenkalk ist durch steilstehende, nördlich Wolfstein ca. 330° und am Hüttstein W–E streichende Störungen tektonisch überprägt.

Auf der Nordflanke der Hochmauer nordöstlich Hinterwildalpen (ca. 1 km östlich Hochschlag (1.197 m) schlecht aufgeschlossen) in Form von harten, Hornstein führenden, mittel- bis gelbgrau gefärbten, dm-gebankten Kalken (SALEK, 1998: 145ff.). Mächtigkeit: maximal 10 bis 20 m.

103 Plassenkalk (Lagune, Riff- und Riffschuttalk; Oberstes Kimmeridgium–Berriasium)

Lithologie: SPENGLER (SPENGLER & STINY, 1926b: 63) beschreibt den Plassenkalk an der Nordseite des Gosaubeckens von Gams als massigen, meist gelblichweißen bis hellroten, feinkristallinen, sehr reinen Kalk, der durch seine klotzigen Felsformen und außergewöhnlich glatten Wände der Landschaft des unteren Salztales ein auffallendes Gepräge gibt (Beilstein, Torstein und Arzberg).

Innerhalb des Plassenkalkes wird unterschieden:

- mikritischer Plassenkalk mit Foraminiferen und Grünalgen (innere Lagune)
- oolitisch-peloidale grainstones (offene Lagune)
- Biointrasparite (grainstones/rudstones) mit Resten von Gerüstbildnern, Gastropoden und Intraklasten (Riff-Bereich)

Die Faziestypen sind von TOLLMANN (1976a: 363–370) sowie von SCHLAGINTWEIT & EBLI (1999: 386–388) beschrieben, wurden jedoch nicht konsequent im ganzen Bereich des Kartenblattes differenziert.

Der Plassenkalk unmittelbar nördlich des Gosauvorkommens von Gams ist ausschließlich in Riff- und Riffschutt-Fazies entwickelt. An Biogenen treten Korallen, Hydrozoen (KOLLMANN, 1964: 81), typische Nerineen (BITTNER, 1887b: 300) und Bryozoen sowie Echinodermen, Bivalven und Tubiphyten (*Crescentiella morensis*) auf. Im Dünnschliff: Bio- bzw. Intrasparit, Framestone (NEMES, 1994: 44).

Teilweise (z.B. im Bereich Bretterbach) ist spätdiagenetische Dolomitisierung nachweisbar. Der Plassenkalk setzt unterhalb des Arzberges diskordant über lagunärem Dachsteinkalk (**113**) und geringmächtigen Klausschichten (**109**) ein und verzahnt über Vorriffschuttkalke mit den Oberalmer Schichten (**104**) des unteren Hanges und Beckens. Diese ursprüngliche Verzahnung wurde später jedoch über weite Strecken durch Störungen tektonisch zerschnitten. Vermutlich ist auch der sedimentäre Kontakt zum unterlagernden Dachsteinkalk mit seiner rudimentär erhaltenen älteren Jura-Bedeckung tektonisch überprägt.

Der zwischen den Gehöften Grabenbauer im Westen und Schöfstein im Osten entlang der Südseite des Mendlingtales auftretende Plassenkalk ist ausschließlich lagunär entwickelt (MOSE, 2007), dies belegen Dasycladalen und Foraminiferen (*Clypeina jurassica*, *Salpingoporella annulata*, *Mohlerina basiliensis*).

Der Plassenkalk ist auch ein hochwertiger Rohstoff (siehe Kapitel 9, S. 149).

Stratigraphie: Oberes Kimmeridgium–Berriasium?

Vorkommen und Mächtigkeit: Geschätzt maximal 300 m nach vor- und intrago-saischer Erosion (FAUPL et al., 1987) und tektonischem Zuschchnitt. Der lagunäre Plassenkalk südlich des Mendlingtales bildet das jüngste Schichtglied im Stirnbereich der Unterberg-Decke. Er lagert als nur wenige Zehnermeter mächtiger Zug über geringmächtigen, stark tektonisierten Oberalmer Schichten (**104**) und ist teilweise mit älteren Gesteinen verschuppt.

6.1.2. Juvavisches Deckensystem

Mürzalpen-Decke

102 Haselgebirge (Gips; Oberperm)

Lithologie: Polymikte, tektonische Brekzie oder „Mélange“ in Steinsalzmatrix (45–85 Gew.-%) mit variablem Ton- und Siltgehalt sowie Anhydrit. Komponenten ([cm] bis [10er m]) meist aus Teilen der ursprünglichen Evaporit-Abfolge (Anhydrit, Karbonate, Tonstein, Silt- und Sandsteine, selten Metavulkanite und Metapyroklastika) bzw. auch große Körper aus jüngeren Sedimenten (Trias bis Kreide), siehe SPÖTL (1988b, 1989). Untergeordnet treten auch Polyhalit und diverse K-, Ca-, Mg-Sulfate auf (SCHAUBERGER, 1986). Oberflächennah vorkommender Gips entsteht durch Wasseraufnahme, verbunden mit 50 prozentiger Volumszunahme aus Anhydrit. Durch Auslaugung leicht löslicher Salze und des „Gipshutes“ kommt es zur Anreicherung der unlöslichen Bestandteile (Tone), die dann als „Lebergebirge“ bezeichnet werden. Durch die Abfuhr von löslichen Evaporitmineralen durch das Grund- und Bergwasser kommt es innerhalb des überlagernden Deckgebirges zur Ausbildung von Erdfällen, die das im Untergrund anstehende Haselgebirge anzeigen.

Die Evaporite wurden innerhalb eines, im Bereich des späteren Sedimentationsraumes der kalkalpinen Gesteine annähernd West–Ost verlaufenden, kontinentalen Riftsystems abgelagert. Hier kam es bei aridem Klima zu periodischen Überflutungen der progradierenden Tethys. So entstand ein Environment einer zentralen Salzpflanze mit Salzmarschen (Küsten-Sabkha) und Salztonebenen (Playas) mit klastischen Einschwemmungen randlicher Schwemmfächer (SPÖTL, 1988b, 1989).

Stratigraphie: Die stratigraphische Einstufung mit Hilfe palynologischer Methoden durch KLAUS (1953, 1965) ergab für einen Großteil des Haselgebirges ein Oberperm-Alter. Teile davon wurden jedoch erst in der Untertrias gebildet und später mit den permischen Evaporiten vermischt. Nachfolgende Untersuchun-

gen der Schwefelisotope in den Sulfatgesteinen des Haselgebirges durch PAK & SCHAUBERGER (1981) und SPÖTL (1988a, b) ergaben mittlere $\delta^{34}\text{S}$ Werte von +11,4 ‰ CDT, die dem Oberperm zugeordnet werden können, und eine zweite Gruppe von Messwerten mit einem Mittelwert von +25,3 ‰ CDT, die dem Grenzbereich Untertrias/Mitteltrias zugeordnet werden können. Die palynologischen Daten von KLAUS stehen daher in guter Übereinstimmung mit den Schwefelisotopen-Daten späterer Bearbeiter.

Vorkommen und Mächtigkeit: An der Basis der oberostalpinen Decken im Bereich der mittleren und östlichen Kalkalpen in Form unzusammenhängender, unterschiedlich mächtiger, stockförmiger Körper – aufgrund seiner hohen Mobilität auch an Störungen in tektonisch höhere Bereiche eindringend. Nach KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1962: 19) tritt das permische Haselgebirge als ältestes Schichtglied an der Basis der Mürzalpen-Decke meist im Grenzbereich zu den unterlagernden untertriadischen Werfener Schichten oder auch innerhalb dieser auf und markiert den Verlauf der Deckengrenze zur unterlagernden Tirolisch-Norischen Decke. Hier liegen die größten bekannten Vorkommen in der Umgebung von Tragöß-Oberort, wo Gips abgebaut wird. Die Gipskörper treten entlang der Schubfläche zwischen Werfener Schichten (132) und tektonisch auflagerndem Wettersteinkalk und Wettersteindolomit (86, 88) auf. Hinweise auf Haselgebirge liefern u.a. die hohen Sulfatgehalte/Leitfähigkeiten der dort austretenden Quellwässer (Jassing).

Lösungserscheinungen bedingen, oft in Kombination mit mechanisch inkompetenten Werfener Schieferen (100, 132), Bergzerreibungen und Felsgleitungen (Bereich Griesmauer und Trenchtling), Rutschungen (unterhalb der Heuschlagmauer) sowie Erdfälle (östlich Grüner See; ca. 400 m nördlich der Lamingalm (1.263 m), und nordöstlich der Leobner Hütte (1.582 m).

Ein weiteres Vorkommen befindet sich innerhalb der Werfener Schichten (132) im Sockel des Pfaffenstein (1.871 m) und markiert die Grenze zwischen der Tirolisch-Norischen Decke und der auflagernden Mürzalpen-Decke. Die hangenden Werfener Schiefer (100) und Kalke (99) sind mit der auflagernden Gutenstein-Formation (97, 98) und dem Steinalm-/Wettersteinkalk/-dolomit (88–82) der Mürzalpen-Decke stratigraphisch verbunden. Die tektonische Position des kleinen Gipsvorkommens am Steirischen Erzberg (siehe Seite 72–73) ist unklar.

99 Werfener Schichten (Kalkstein; Untertrias)

100 Werfener Schichten (Ton-/Siltstein u. quarzit. Sandstein; Untertrias)

101 kleines Vorkommen von Haselgebirge (Gips; Perm)

Lithologie: Die Werfener Schichten bestehen hauptsächlich aus gut geschichteten, quarzitischen, glimmerreichen Silt-Feinsandsteinen und rötlich-violetten sowie grünen, grau-bräunlich verwitternden, reichlich Hellglimmer führenden Tonschiefern. Im obersten Abschnitt treten im Idealfall Werfener Kalke auf, sofern sie – vermutlich tektonisch bedingt – nicht fehlen. Im Grenzbereich zwischen den mechanisch inkompetenteren Werfener Schichten im Liegenden und den wesentlich steiferen Karbonaten der Mitteltrias sind in zahlreichen Profilen Bewegungsbahnen angedeutet. Unterschiede im tektonischen Baustil zwischen den teilweise stark verfalteten Werfener Kalken und den darüber lagernden, nicht deformierten Mitteltrias-Karbonaten sind nur durch differentielle Bewegungen zwischen den beiden Schichtfolgen erklärbar. Diese haben jedoch eher den Charakter einer Schuppung und können nicht generell zur Abtrennung der Mürzalpen-Decke von der unterlagernden Tirolisch-Norischen Decke herangezogen werden.

Die gebankten [dm], ebenflächig bis welligschichtigen Werfener Kalke entwickeln sich unter Wechsellagerung aus den liegenden Werfener Schiefern. Frisch sind sie meist scheckig blaugrau und violett gefärbt, verwittert hingegen braun. Die Kalke zeigen zusätzlich wechselnde Anteile an nicht karbonatischem Detritus mit Korngrößen im Silt-Sandbereich. Organismenanhäufungen (Crinoiden, Bivalven und Gastropoden) und Oosparite treten häufig auf. Im Dünnschliff: biogenreiche Sparite (Oosparite und Oobiosparite, Biosparrudite – teilweise Echinodermenspatkalke, untergeordnet Mikrite-Dismikrite).

Fossilinhalt: Bivalven, Gastropoden, Brachiopoden, Echinodermen, Foraminiferen, Skleren, Fischzähne. BITTNER (1886a: 389) beschreibt in der Kleinen Föls bei Eisenerz eine reiche Fossilfundstelle (Bivalven und Gastropoden).

Ablagerungsraum und Faziestypen: Sedimentstrukturen (Rippel- und Schrägschichtung, Sturmlagen) belegen einen küstennahen, flachmarinen bis randmarinen, teilweise Gezeiten beeinflussten Ablagerungsraum. Die Werfener Kalke mit einzelnen Terrigenkomponenten (Quarz, Hellglimmer und Glaukonit) und Bivalvenlumachellen wurden im Zuge fortschreitender Transgression im bewegten Flachwasser abgelagert.

Stratigraphie: Untertrias.

Vorkommen und Mächtigkeit: Die Werfener Schichten treten am gesamten Kalkalpen-Südrand (bis 500 m mächtig nach SPENGLER & STINY, 1926b: 37) in der Tirolisch-Norischen Decke im Liegenden und der Mürzalpen-Decke im Hangenden mit Haselgebirge (102) als Deckengrenzenscheider auf. Größte Mächtigkeit in der Mürzalpen-Decke im Sockelbereich des Kaiserschild und Pfaffenstein: ca. 250 m (davon 80 m Werfener Kalke im Hangenden).

Die Mächtigkeit der Werfener Schichten nimmt durch den vermuteten Schrägschnitt der Mürzalpen-Decke nach Süden rasch ab, bis schließlich der ladinische Wettersteinkalk den Werfener Schichten der Tirolisch-Norischen Decke unmittelbar tektonisch auflagert.

Weitere Vorkommen befinden sich entlang interner Schuppenbahnen, wie nördlich und nordwestlich Sackwiesensee, im Bereich der Hörndlalm und entlang tiefgreifender Störungszonen wie des SEMP-Systems am Turm nördlich Stadurz (1.706 m). Auch der Verlauf der nördlichen Deckengrenze zwischen der Mürzalpen-Decke und der unterlagernden Gölle-Decke wird ab dem Brunntal nach Osten durch geringmächtige Späne von Haselgebirge und Werfener Schichten markiert.

97, 98 Gutenstein-Formation (dunkler, dünnbankiger Kalk / dunkler, laminierter, dolomitischer Kalk u. Dolomit, Brekzien; Unteres bis Mittleres Anisium)

Stratigraphie: Aegeum? bis unteres Pelsonium.

Innerhalb der Mürzalpen-Decke werden im Hochschwabgebiet zwei Entwicklungen (nördliche und südliche) des „Gutensteiner Niveaus“ unterschieden:

Nördliche Entwicklung

Im Sockel des Mieskogels, Hochtürnach und Riegerin gehen die Werfener Schichten (99, 100) in bis zu 100 m mächtige Flaserkalke und darauf folgende ca. 90 m mächtige dunkle, dünnbankige Kalke über.

Flaserkalke

Dünnschichtig-flaserige, mittelgraue, oft brekziöse, etwas feinsandige, dolomitische, bis 100 m mächtige Kalke mit Einschaltungen mittel- bis dunkelgrauer

Dolomite und Dolomitbrekzien. Vereinzelt wurden Crinoidenspreu und kleine Bivalvenschälchen beobachtet.

Diese Kalke folgen nordöstlich Gschöder bzw. südwestlich Weichselboden über Werfener Schichten (99, 100) und einem geringmächtigen, ockergelb gefärbten, siltig-feinsandigen, z.T. dolomitisch entwickelten Schieferhorizont, sowie gelegentlich auftretenden Rauwacken. Im Hangenden gehen die Flaserkalke in dunkle Kalke vom Typus „Gutensteiner Kalk“ über.

Ablagerungsraum und Faziestypen: Flaserschichtung, Gipsseudomorphosen, Fossilarmut (lebensfeindliches salinares Milieu) und sterile (Pel)mikrite bis Diskmikrite mit Wühlgefügen sowie dolomitisch-kalkige Brekzien, seltener auch Rauwacken, lassen an eine Zuordnung der Flaserkalke in Richtung Reichenhall-Formation denken (FRISCH, 1975: 100; HENRICH & MIRSAL, 1982: 97; SPÖTL, 1988c: 153–168.). Dies spricht für einen lebensfeindlichen, hypersalinen Ablagerungsraum des Inter- bis Supratidal mit gelegentlichen Schüttungen von feinem Detritus aus einem kristallinen Hinterland.

Dunkle, dünnbankige Kalke

Rund 90 m mächtige Wechselfolgen gut dm-gebankter, dunkelgrauer Dolomite und Kalke mit Crinoiden und Bivalven und gelegentlichen Feinschichtungsgefügen sind am Wandfuß der Riegerin-Ostflanke (Hochleiten–Riegerinschütt), des Türnachstockes (Süd- und Ostflanke im Salzatal), des Weichselbodener Mieskogels (Saatstatt–Bromerleiten) und des Gschöderer Mieskogels (Schwaigerwald) entwickelt. Im Dünnschliff: Grain- bis Mudstones mit Pellets (?fecal pellets), z.T. mit Ostracoden oder Foraminiferenschalen.

Ablagerungsraum und Faziestypen: Die dunkle Sedimentfarbe und das feinkörnige Sediment (Biopelsparite bis -mikrite) sprechen für ein ruhiges, sauerstoffarmes, eingeschränkt reduzierendes Milieu mit Bivalven, Echinodermen, kleinen Gastropoden und vereinzelt Foraminiferen.

Südliche Entwicklung

Im Süden des Hochschwabgebietes – Aflenz, Trawiestal, Josertal, Jassing-Sonnschienplateau, Pfaffenstein, Hochblaser – werden die Werfener Schichten (99, 100) von bis zu ca. 150 m mächtigen, dunklen Dolomiten (teilweise Algenlaminite) und Brekzien überlagert (im Sockelbereich des Sonnschienplateaus – am Kulmsteig bis 300 m – durch Verschnitteffekt abnorm mächtig).

Dunkle, laminierte Dolomite und Brekzien

Dunkelgraue, bläulichgrau anwitternde, kompakt wirkende, teilweise kalkige Dolomite im Bereich Eisenerz, Jassing, Josertal, Trawiestal und Aflenz. Bei guten Aufschlussverhältnissen sind Bankung [dm] und interne Feinschichtung bis Lamination in den Dolomitloferiten erkennbar. Im stratigraphisch Hangenden fallen hellgraue Algenlaminite mit Birdseyes und laminoiden Fenstergefügen auf. Ausgeprägte Algenlaminite sind am Forstweg auf die Häuselalm in unmittelbarer Umgebung der Hütte aufgeschlossen.

Neben laminierten Dolomiten und Dolomit-Loferiten tritt eine intraformationelle, teilweise matrixgestützte Brekzie mit angularen Dolomitkomponenten und gelblichen Rauwacken (?) in einer stärker kalkigen, dunkelgrau gefärbten, mikritischen Grundmasse auf. Typisch sind unregelmäßig begrenzte, durch Blockzement verfüllte Hohlräume (?gelöste Evaporite). Eindrucksvolle Vorkommen dieser mit variabler Mächtigkeit in den Dolomiten eingeschalteten Brekzie finden sich am nördlichen Wandfuß des Pfaffenstein zwischen Bösschüttgraben und Seeau. Ein davon abweichender Typus einer korngestützten Brekzie mit polymikten, angularen, schlecht sortierten dunklen und hellen Dolomiten sowie grünen und rot-vio-

letten Werfener Schiefer Komponenten in gelblich-grünlicher sandiger Matrix befindet sich am Westrand des benachbarten Kartenblattes ÖK102 Aflenz. Dieser ist vermutlich das Produkt eines jüngeren Erosionsereignisses nach Ablagerung zumindest eines Teiles der Dolomite.

Ablagerungsraum: Abgeschlossene Lagune und Küstentümpel mit eingeschränkter Wasserzirkulation sowie Fossilarmut (selten stark mikritisierete Foraminiferen) sprechen für eingeschränkte, möglicherweise hypersalinare Sedimentationsbedingungen im supratidalen Bereich mit Loferiten.

Dunkle Kalke

Dünn- bis mittelbankige, ebenflächig-welligschichtige, dunkelgraue bis schwarze, blaugrau anwitternde Kalke mit Echinodermenresten und sandigen Dolomitschichten [mehrere cm] bzw. Schmitzen. Im Dünnschliff: Mud- bis Wackestones mit Bioturbations und Kotpillen, zudem Echinodermenreste, Ostracoden, feiner mikritischer Biodetritus und Foraminiferen (*Pilamina densa*).

Vorkommen und Mächtigkeit: Im Bereich der Südflanke des Hochschwabmassivs im Hangenden der dunklen Dolomite: max. 20 m Mächtigkeit.

Neben den beschriebenen dunklen Kalken kommen auch hellgraue, mittelbankige bis massige Kalke mit meist nur mehr geringmächtigen, dunkelgrauen Dolomitschmitzen (≤ 1 cm) und Styrolithen vor. Teilweise treten in diesen große, mit dicken Dolomitsäumen umgebene oder teilweise in Dolomit umgewandelte Hornsteinknollen auf. Im Dünnschliff: bioturbierete, Kotpillen führende mud-wackestone mit schlecht erhaltenen, meist mikritisierten Dasycladalenresten.

Obwohl diese Kalke große Ähnlichkeit mit den dunklen, bioturbierten Kalken des Gutensteiner Niveaus haben, wäre zu überlegen, sie als basalen Teil der hangenden Steinalm-Formation (96) anzusprechen.

Ablagerungsraum: Siehe Dunkle Kalke / Nördliche Entwicklung.

96 Steinalm-Formation (hell-/dunkelgrauer, lagunärer Kalk; Mittleres Anisium)

Lithologie: Mittel-hellgrauer, dickbankiger, ebenflächiger Kalk (PIA, 1930; TOLLMANN, 1976a). Differenzieren lassen sich gut ausgewaschene Biosparite (grainstone bis rudstone) mit Dasycladalen und Onkoiden sowie mikritische bis mikrosparritische Peloid und Foraminiferen führende Kalke. Die liegenden Anteile über den dunklen Kalken und Dolomiten der Gutenstein-Formation sind bei meist gleicher Fazialer Ausbildung dunkel-mittelgrau gefärbt.

Im Bereich Pfaffenstein und Bretterraumauer im Südwesten des Hochschwabgebietes sind Teile des stratigraphisch liegenden Steinalmkalkes als Spatkalke (Biosparite/Grainstone mit überwiegend Echinodermenspat – teilweise Stachel erkennbar) oder als vielfältig zusammengesetzte Biogenschuttkalke (Biosparite bis Biointrasparrudite mit seltenen Gerüstbildnern) ausgebildet. In beiden Faziestypen ist ein geringer Anteil an teilweise gut gerundeten, nicht karbonatischen Mineralkörnern in Sand- und Siltgröße nachweisbar.

Fossilinhalt: Dasycladaceen mit den typischen Arten *Physoporella pauciforata*, *Physoporella dissita*, *Poncetella hexaster* (det. O. PIROS, Budapest); Foraminiferen und Crinoidenbruchstücke.

Ablagerungsraum und Faziestypen: Der überwiegende Anteil der Steinalm-Formation wurde in einer Lagune mit geringer Wassertiefe und Bereichen wechselnder Strömung (Subtidal) abgelagert. Weiters können Bereiche eines teilweise trocken-

fallenden Hochwattes (Intertidal bis Supratidal) differenziert werden. Die Fazies-typen wiederholen sich teils zyklisch, Anzeichen längerer Trockenfallens (bunte Pelite, Lösungshohlräume) wurden nicht beobachtet.

Als Besonderheit kommen im Norden des Hochschwabgebietes (Wandfuß der Riegerin und nördlich Leopoldsteiner See) im Hangschutt unter der Steinalm-Formation blässrosa bis gelblichgrau gefärbte Crinoidenspat führende Kalke vor. Vergleichbare Kalktypen finden sich am Jagdsteig von der Hinteren Seeau in die Gerstbrein in 920 m und am Kaiserschild unterhalb der „Sandgrube“ innerhalb des basalen dunkelgrauen Steinalmkalkes als bankparallele Einschaltungen oder Spalten- und Hohlraumfüllungen (Fototafel 4, Abb. X, XI) gemeinsam mit aufgearbeiteten Dolomitklasten („Gutensteiner Dolomit“). Sowohl aus den Crinoidenspat führenden Kalken der Gerstbrein und unterhalb der „Sandgrube“, als auch aus dem Material aus dem Hangschutt, konnten Conodonten des *Pelsonium* (*Neogondolella bifurcata*, *Neogondolella bulgarica*, *Nicoraella kockeli* (det. L. KRYSZYN, Wien) gewonnen werden.

Dieser Buntkalk stellt eine (Hallstätter) Schwellenfazies dar, die ursprünglich im stratigraphisch Hangenden der Steinalm-Formation abgelagert wurde und teilweise entlang von Spalten in diese eingedrungen ist. Vermutlich verzahnte er ursprünglich lateral mit dem im Becken abgelagerten, anisischen Knollenkalk der Reifling-Formation (95) und ist daher zeitgleich entstanden. Diese, nach der Reiflinger Wende entstandene Schwelle, ist vermutlich auch die Quelle für den bunten Karbonatschlamm der Sonnschien-Formation (92), die im Fassanium, im Zuge einer tektonischen Inversion des Beckens, als Debrüt in das Reiflinger (Grafensteig) Becken geschüttet wurde.

Aufgrund der lückenhaften Erhaltung dieses Buntkalkes und der meist nur schwer zugänglichen Wandbereiche, konnte die Steinalm-Formation über weite Bereiche nicht vom auflagernden Wettersteinkalk in Lagunen-Fazies abgetrennt werden. Die Tatsache, dass in Spalten innerhalb der Steinalm-Formation Reste eines bunten Schwellensedimentes erhalten sind, dieses aber sonst vollständig abgetragen wurde, spricht jedoch für eine tektonisch bedingte Anhebung des Ablagerungsraumes, die im Fassanium stattgefunden haben könnte. Dabei wurde ein Großteil des bunten Karbonatschlammes aus dem Bereich der Schwellenzone in Form von Debrüten in das angrenzende Becken transportiert. Auf den neu entstandenen Hochzonen konnte sich in der Folge die ladinisch-unterkarnische Wettersteinkalk-Karbonatplattform entwickeln.

Stratigraphie: Pelsonium.

Vorkommen und Mächtigkeit: Am Südrand des Hochschwabgebietes wird der Steinalmkalk (s. str.) von Beckensedimenten überlagert. Die Mächtigkeit und seine auf das Anisium beschränkte stratigraphische Reichweite sind daher gut fassbar und definieren die Steinalm-Formation. Mächtigkeit: Südseite des Hochschwab (Bereich Frauenmauer–Gsollmauer): max. 80–100 m.

Im Bereich der mächtigen Karbonatplattformen (z.B. nördliches Hochschwabgebiet) besteht jedoch scheinbar ein Übergang von anisischem Steinalmkalk in den hangenden lagunären, ladinisch bis unterkarnischen Wettersteinkalk. Eine Trennung der beiden lithologisch ähnlich ausgebildeten lagunären Kalke ist daher nur auf biostratigraphischem Weg in Verbindung mit zahlreichen Proben ansatzweise möglich. Die Abtrennung des Steinalmkalkes als Formation ist jedoch nicht gerechtfertigt. Von PIA (1930: 16) wurde daher für solche anisoladinischen Diploporenkalke der Begriff „Steinalm-Wettersteinkalk“ eingeführt. Mächtigkeit: Riegerin, Hochtürnach und Mieskogel: max. 150 m.

95 Reifling-Formation (Knollenkalk-Member, dunkelgrauer, pelag. Knollenkalk; Mittleres Anisium–Unteres Ladinium)

Lithologie: Hornstein führender, gebankter [cm bis dm], schwarzer, knollig-welligschichtiger mikritischer Kalk bis Hornsteinflaserkalk in lithologischer Analogie zum Knollenkalk-Member der Reifling-Formation in der Sulzbach-Decke (124). Als pelagisches Sediment wurde er in einem tieferen Becken (weit) unterhalb der Wellenbasis abgelagert. Im Dünnschliff: Mud- Wackestone, Biomikrit mit pelagischen Organismen (Radiolarien, Filamente, Conodonten).

Am Südrand des Hochschwabmassivs setzt der Knollenkalk über der Steinalm-Formation über einer scharf ausgebildeten, deutlich sichtbaren Kontaktfläche ein. Im Sockel der Griesmauer befindet sich im Liegenden des Buntdolomits (93, 94) ein lithologisch und stratigraphisch vergleichbarer, dolomitischer Knollenkalk, der – bei fehlender Steinalm-Formation – im Hangenden der Gutenstein-Formation (Dololamin) einsetzt.

Nordwestlich des Lamingsattels (1.677 m) ist im Kontakt zur Gutenstein-Formation ein dunkelgrauer, schwarze Hornsteinbruchstücke führender, kieseliger Dolomit aufgeschlossen (95). Die darin enthaltenen Hornsteinbruchstücke und die strukturlose Mikritmatrix sprechen für einen Debrit, der durch Zergleiten eines bereits teilweise lithifizierten, schwarze Hornsteinknollen führenden Knollenkalkes entstanden sein könnte. Conodonten belegen oberes Anisium. Dieses Abgleiten könnte zeitgleich mit den Umlagerungsprozessen innerhalb der Sonnschien-Formation (92) stattgefunden haben.

Im Hangenden wird der Knollenkalk im Sockelbereich der Griesmauer von einem bunten, laminierten Dolomit, der schwarze Hornsteinbruchstücke und im oberen Abschnitt Dolomitklasten enthält, überlagert (93, 94). Die Grenze zwischen den beiden Einheiten ist im Bereich der Griesmauer als mehrere Meter breite Übergangszone ausgebildet.

Im Bereich des östlichen Sonnschienplateaus wird der Hornsteinflaser-Knollenkalk im Profil Hocheck von den bunten Kalken der Sonnschien-Formation (92) überlagert. Der Kontakt zwischen den beiden Einheiten ist an dieser Stelle scharf ausgebildet und im Gelände aufgrund des lithologischen Kontrastes sehr gut sichtbar.

Stratigraphie: Oberstes Pelsonium bis Fassanium.

Das Einsetzen der Sedimentation über Seichtwassersedimenten des oberen Anisium erfolgte im Zuge der Reiflinger Wende (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1975: 169) im obersten Pelsonium. Das Mindestalter der Hangendgrenze kann über die jüngsten conodontenstratigraphischen Daten aus der Sonnschien-Formation nur ungenau mit Fassanium angegeben werden. Conodontenalter von der Basis des Grafensteigkalkes ergeben eine vergleichbare stratigraphische Reichweite. Im Vergleich mit dem Profil durch die Reifling-Formation der Sulzbach-Decke am Scheibenberg (Pelsonium–Illyrium) scheint der Knollenkalk der Mürzalen-Decke eine geringfügig größere zeitliche Reichweite zu besitzen.

Vorkommen und Mächtigkeit: Maximal 20 bis 30 m.

93 Bunter, laminiertes Dolomit mit Dolomitklasten

94 mit schwarzen Hornstein-Bruchstücken darin

Lithologie: Mittel- bis gelblichgrau und graurosa, intern feinclaminiertes, teilweise brekziöser (spätdiagenetischer) Dolomit (Fototafel 4, Abb. XII) mit resedimentierten, (teil-)lithifizierten Sedimentklasten, Bruchstücken von Zementauskleidungen und schwarzen Hornsteinknollen sowie hellen Dolomitklasten. Letztere

erreichen im Hangenden mehrere Dezimeter und bilden eine korngestützte Brekzie mit bunter, mikritischer Dolomitmatrix. Diese Charakteristika sind typisch für „debris flow“-Ablagerungen.

Der Kontakt zum unterlagernden, schwarzen Knollenkalk der Reifling-Formation ist unscharf – dieser geht unter Verlust der Schichtung in einen bereits Dolomitklasten führenden, dunkelgrauen bis schwarzen Debrīt über, der gegen das Hangende die beschriebene gelblichgraue bis graurosa Färbung annimmt – offenbar gleitet der hangende Teil des Knollenkalkes mit dem darüber folgenden Debrīt ab und vermischt sich teilweise mit diesem. Auch ein Teil der schwarzen Hornsteinknollen könnte so aus dem liegenden Knollenkalk aufgenommen und als Klasten in den überlagernden Debrīt eingebaut worden sein.

Im Hangenden wird der Debrīt von Wettersteindolomit und Wettersteinkalk in Vorriff-Fazies überlagert und scheint mit diesem, zumindest in der Südostflanke des Griesmauerkogels (2.034 m), zu verzahnen. Dafür spricht, dass die im obersten Abschnitt des Buntdolomits auftretenden, großen Dolomitklasten eine dem Vorriff-Bereich entsprechende Fazies besitzen.

Stratigraphie: Illyrium–Fassanum, mit Conodonten (Schafgraben, NW Lamingalm (1.263 m) – *Paragondolella excels*, *Gladigondolella tethydi*; NW Lamingsattel (1.677 m) – *Neogondolella cornuta*, det. L. KRYSŦYN, Wien) belegt.

Das Gestein weist in seinem Ablagerungsmechanismus, seiner zeitlichen Reichweite und Position innerhalb der Schichtfolge große Ähnlichkeit mit der Sonnschien-Formation (92) auf und ist vermutlich deren südliches Äquivalent. Wie bei der Sonnschien-Formation entspricht das über die Conodonten ermittelte Alter jedoch nicht dem Sedimentationsalter. Die Umlagerung älterer, erst teilweise verfestigter, grauer und bunter Karbonatschlämme (Pelsonium?, Illyrium–Fassanum) erfolgte vermutlich erst im Fassanum.

Vorkommen und Mächtigkeit: Östliche Flanke der Griesmauer zwischen Griesmauerkogel im Südwesten und der Heuschlagmauer im Nordosten unmittelbar westlich der Lamingalm. Mächtigkeit: 40 bis 60? m.

92 Sonnschien-Formation (hellgraue u. bunte Debrite; Mittleres Anisium–Unteres Ladinium)

Typlokalität: Sonnschienplateau zwischen Bärnsbodenalm (W) und Sackwiesenalm (O) auf ÖK101 Eisenerz (BRYDA, 2003, 2009).

Lithologie: Bunter (weiß-hellgrau bis gelblichgrau, teilweise intensiv rosa), mikritischer, selten mittelbankiger, knollig-welligschichtiger, meist dickbankig bis massiger Kalk. Die dickbankigen und massigen Typen zeigen die für Resedimente (intraformationelle Brekzien) und darin abgelaufene Gleitvorgänge (z.B. simple shear deformierte sheetcracks, soft sediment deformation) typischen Sedimentstrukturen. Überwiegend hemipelagische bis pelagische Komponenten (bunte bis hellgraue Mikrite, teilweise Filamente und Radiolarien führend) bilden entweder ein korngestütztes Gerüst, dessen Hohlräume durch mehrere Generationen aus dunklen Faserzementen oder Resedimenten verfüllt sind, oder die Komponenten sind in vergleichbare Mikrite oder in eine Grundmasse aus bräunlich gelb gefärbtem, stark kieseligem, tuffitverdächtigem Material eingebettet. Zerbrochene, umgelagerte Zementkrusten treten häufig auf. Neben intraformationellen Brekzien = Intraklasten aus teilweise oder vollständig lithifizierten Kalkschlämmen und Tuffiten, sind auch Lithoklasten aus dem liegenden Gutensteiner Dolomit (bis metergroße Komponenten) und möglicherweise Steinalmkalk zu erkennen (Fototafel 5, Abb. XIII).

Aufgrund der beschriebenen Merkmale ist die Sonnschien-Formation als „debris flow“-Sediment einzustufen, das von einem höheren Bereich des Kontinentaltalabhangs abgerutscht, und in Schlammströmen, Muren und sich daraus entwickelnden Turbiditen in tiefere Beckenbereiche verfrachtet worden ist. Der Slump und „debris flow“-Charakter des Sedimentes sowie der Schutt stratigraphisch tieferer Gesteine lässt auf ein ausgeprägtes Relief innerhalb des Ablagerungsraumes der Sonnschien-Formation schließen. Dieses wurde mit großer Wahrscheinlichkeit durch unterschiedliche Absenkungen an Störungen im Zusammenhang mit der Ausbildung des passiven Kontinentalrandes des Meliata-Hallstatt-Ozeans angelegt. Auch große Salzdiapire aus dem permischen Haselgebirge (102) könnten lokal beigetragen haben. Die Sonnschien-Formation setzt entweder entlang eines präexistenten Reliefs diskordant über der unterlagernden Steinalm- und Gutenstein-Formation, oder scheinbar konkordant über dem schwarzen Knollenkalk (95) der basalen Reifling-Formation ein. Im Hangenden verzahnt die Sonnschien-Formation mit dem allodapischen Grafensteigkalk (89).

Fossilinhalt: Selten schlecht erhaltene Cephalopoden, Filamente, Radiolarien, Conodonten.

Stratigraphie: Sedimentationsalter: Grenzbereich Fassanium/Langobardium; Conodonten belegen Pelsonium–Fassanium.

Die aus der Sonnschien-Formation gewonnene Conodontenfauna zeigt eine breite Altersverteilung vom Pelsonium bis in das Fassanium.

Die aus der Sonnschien-Formation gewonnenen Conodonten konnten in den Zeitbereich vom Pelsonium bis in das Fassanium eingestuft werden. Die breite Altersverteilung ist vermutlich auf Conodonten zurückzuführen, die aus älteren, aufgearbeiteten Rotschlammern stammen. Die Conodontenfauna zeigt daher die Altersverteilung der umgelagerten Karbonatschlämme, nicht aber das eigentliche Sedimentationsalter der Sonnschien-Formation an. Wie der stratigraphische Kontakt der Sonnschien-Formation mit dem liegenden Knollenkalk (Pelsonium bis Illyrium) der basalen Reifling-Formation (95) im Profil Hocheck (östliches Sonnschienplateau) zeigt, wurde die Sonnschien-Formation vermutlich im Zuge einer tektonisch bedingten Reliefumkehr frühestens im Grenzbereich Illyrium/Fassanium abgelagert. Auf den im Zuge dieser Reliefumkehr entstandenen Hochzonen setzte kurze Zeit später das Riffwachstum der Wettersteinkalk-Plattform ein.

Vorkommen und Mächtigkeit: Am Hocheck (SW Sackwiesensee) sowie entlang des Weges von der Sonnschienalm zur Hörndlalm und zur Bärsbodenalm. Mächtigkeit: ca. 40 m. Wie die von den Reiflinger Knollenkalken in den Grafensteigkalk durchlaufenden Profile (nördlich Sackwaldboden, ÖK102 Aflenz) zeigen, ist die Sonnschien-Formation nicht überall vorhanden. Ihr Vorkommen scheint paleogeographisch an jene Hochzonen gebunden, die auch im Verlauf des oberen Ladinium und unteren Karnium die Wachstumszentren der Wettersteinkalk-Karbonatplattform dargestellt haben.

89 Grafensteigkalk (grauer, allodapischer Kalk mit Hornsteinen; Unteres Ladinium–Unteres Karnium)

90 bunte, teilweise allodapische Kalklagen darin

91 Tuffitlage im Grafensteigkalk

Lithologie: Gebankter [cm bis dm], ebenflächig bis knollig-welligschichtiger, meist mittel- bis dunkelgrau gefärbter, z.T. Hornsteinknollen und Hornsteinlagen führender, allodapischer Kalk. Gesteinsfarbe, Bankungsdicke und Hornsteinführung variieren mit dem Biogenschuttgehalt. Hellgraue Typen haben oft

gradierte Biogenschuttlagen, bilden dickere Bänke und sind geringer verkieselt. Dunkelgraue Typen sind stärker verkieselt und meist knollig-welligschichtig. Zudem existieren schwarze Filamentmikrite, bzw. auch gelblichgrau bis rosa, teils Ammoniten führende Kalke. Der Grafensteigkalk (HOHENEGGER & LEIN, 1977) stellt einen Unterbegriff der Reifling-Formation dar. Vom Reiflinger Kalk s. str. unterscheidet er sich durch seine Ebenfächigkeit, vom Göstlinger Kalk in der Fauna und den allodapischen Schüttungen und von den Reiflinger Bankkalen der westlichen Nordkalkalpen durch seine Hornsteinführung (HOHENEGGER & LEIN, 1977: 212).

Der Grafensteigkalk wurde im Übergangsbereich des unteren Hanges der Wettersteinkalk-Karbonatplattform zum vorgelagerten Becken als alternierende Abfolge gravitativ transportierter hemipelagisch/pelagischer Sedimente abgelagert. Gradierte Schuttlagen mit umgelagerten Biogenen des oberen Hang- und Plattformbereiches und Intraklasten der Hangsedimente werden Karbonaturbiditen zugeordnet. Bei den pelagisch beeinflussten Sedimenten handelt es sich um dunkel- bis mittelgraue, Radiolarien und Filament führende Mikrite und Wackestones. Dickere (bis 2 m), teilweise intensiv graurosa bis rosa gefärbte Kalkbänke bestehen aus Karbonatschlamm (Mikrit, Wackestone) und Intraklasten, die vermutlich von höher gelegenen Teilen des Hanges gravitativ in das Becken transportiert worden sind (90). Der im Sockelbereich der Griesmauer (Griesmauerkogel, 2.084 m) und Leobner Mauer (1.870 m) sowie untergeordnet am westlichen Wandfuß des Pribitz (1.579 m) im liegenden Abschnitt des Wettersteinkalkes in riffnaher Hangfazies (86) auftretende, graue und bunte allodapische Kalk unterscheidet sich vom Grafensteigkalk durch einen signifikant höheren Anteil an hellem Hang- und Plattformschutt.

Innerhalb des Grafensteigkalkes und der „riffernen Hangfazies“ (87) treten (?unter bzw. oberladinische) Tuffite als gelblich-grünlich gefärbte Bankzwischenmittel bzw. in selteneren Fällen als bis dm-mächtige grün-weiß gebänderte Lagen auf. Nennenswert sind Vorkommen (91) am südlichen Wandfuß der Leobner Mauer [ca. 20 cm] und südlich des Kleinen Ebenstein (1.943 m) [ca. 30–40 cm].

Fossilinhalt: Selten Cephalopoden, häufig Filamente, Radiolarien, Conodonten, Biogenschutt der Karbonatplattform und des oberen Hangbereiches.

Stratigraphie: Fassanium bis unterstes Julium.

Der Grafensteigkalk setzt mit Auftreten der ersten, dunkel-hellgrau gefärbten Kalkbank mit Karbonaturbiditlagen (allodapischer Kalk) über dem Knollenkalk-Member (95) der Reifling-Formation oder über der Sonnshien-Formation (92) ein. Dieses Niveau konnte mit Conodonten in den Grenzbereich Fassanium/Langobardium eingestuft werden. Im Hangenden geht der Grafensteigkalk in den Wettersteinkalk der riffernen Hangfazies (87) über.

Vorkommen und Mächtigkeit: Generelle Mächtigkeit max. 100 m; im Bereich der Gsollmauer max. 250 m. Der Grafensteigkalk ist aufgrund seiner, im Vergleich zu den Riff- und Vorriffsedimenten der Wettersteinkalk-Plattform, besseren Deformierbarkeit teilweise verfault und verschuppt. Im Übergangsbereich zu den Vorriffsedimenten ist in vielen Profilen zumindest eine tektonische Überprägung sichtbar.

(88–83) Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattform

Begriffsfassung: Ursprünglich von GÜMBEL (1861: 221) eingeführt, werden unter diesem Begriff heute alle Kalke der Seichtwasserkarbonatplattform des Ladinium bis unteren Karnium (Julium) innerhalb der Nördlichen Kalkalpen zusammengefasst.

SPENGLER & STINY (1926b: 47, 48) vermuteten aufgrund von Fossilfunden eine stratigraphische Reichweite der Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattform vom Anisium bis in das unterste Karnium. In der Frühphase der kalkalpinen Litho- und Biostratigraphie war es jedoch noch nicht möglich, den in lagunärer Fazies entwickelten, oberanisischen Anteil der Karbonatplattform als Steinalm-Formation abzutrennen. Auch heute kann die oberanisische Steinalm-Formation im zentralen Bereich der Karbonatplattform nur biostratigraphisch, mit Hilfe von Dasycladalen (Grünalgen), vom ladinischen Wettersteinkalk in Lagunen-Fazies abgetrennt werden. Allerdings konnten in diesem Bereich in mehreren Profilen Reste von rot bis rosa gefärbten, Crinoidenstielglieder führenden Schwellensedimenten gefunden werden, die als deutlicher Hinweis auf eine Schichtlücke in der Schichtfolge der Steinalm/Wetterstein-Karbonatplattform gewertet werden müssen (siehe 96). SPENGLER & STINY (1926b: 48) geben für die Wettersteinkalk-Karbonatplattform, unter Einbeziehung des anisischen Anteiles der Schichtfolge, im Ostteil des Hochschwabgebietes (Zeller Staritzen, bereits ÖK102 Afrenz) eine Mindestmächtigkeit von 1.000 m an. Dieser Wert erscheint auch aus heutiger Sicht realistisch – die ursprüngliche Mächtigkeit der Karbonatplattform ist aufgrund der unvollständigen Profile und intensiven Tektonik jedoch schwer abzuschätzen.

Im folgenden Abschnitt wird der Begriff „Wettersteinkalk“ in Verbindung mit der entsprechenden Fazieszone verwendet (Vorriff-, Riff-, Lagunen-Fazies). In den Fällen, wo die Karbonatplattform einen gesicherten oder vermuteten anisischen Anteil enthält, der aufgrund fehlender Beckensedimente kartierungstechnisch nicht vom ladinisch-cordevolischen Wettersteinkalk/-dolomit abgetrennt werden kann, wird der Begriff Steinalm/Wettersteinkalk/-dolomit verwendet und, wenn möglich, um die Fazieszone erweitert. Der Wettersteindolomit ist zum überwiegenden Teil durch eine erst spätdiagenetisch erfolgte, die Fazieszonen übergreifende Dolomitisation aus dem Wettersteinkalk hervorgegangen. Im folgenden Abschnitt werden die verschiedenen Karbonatgesteine innerhalb der Faziesbereiche der Wettersteinkalk-Karbonatplattform genauer beschrieben.

88 Wettersteindolomit, Riff- und Hangfazies (Ladinium–Unteres Karnium)

Lithologie und Genese: Dunkel bis hellgrauer, zuckerkörniger, spätdiagenetisch entstandener Dolomit mit nur mehr schemenhaft, durch Zementgenerationen erfüllte Hohlräume, identifizierbare Rifforganismen. Im Gelände durch kleinstückigen Zerfall bei hohem Oberflächenabfluss eindeutig vom Wettersteinkalk zu unterscheiden.

Stratigraphie: Ladinium bis unteres Karnium.

Vorkommen und Mächtigkeit: Bisher konnte die Verteilung der Wettersteindolomitmörper innerhalb des bekannten Teiles der Karbonatplattform keiner Gesetzmäßigkeit zugeordnet werden. Innerhalb der stratigraphischen Reichweite der Wettersteinkalk-Karbonatplattform können daher entweder nur Teile, oder aber auch die gesamte Schichtfolge von der Dolomitisation erfasst worden sein. Mehrere hundert Meter mächtige Vorkommen befinden sich am Hochschwab-Hauptkamm, im Sockelbereich des Pribitz sowie an der Basis von Trenchtling und Griesmauer.

85 Wettersteinkalk, Riff-Fazies (Ladinium–Unteres Karnium)

Lithologie: Mittel- bis hellgrauer, meist massiger Biogen- bis Biogenschuttkalk mit z.T. stark rekristallisierten Kalkschwämmen, Korallen sowie Solenoporaceen. Letztere treten (umgelagert oder in Lebensstellung) häufig mit anderen Algen (Cyanophyceen, Codiaceen) in dunkelgrauen, feinkörnigen Kalktypen auf. Diese gehen im Rückriffbereich in dunkelgrau bis schwarze, Dasycladaceen führende

Birdseyes-Kalke über. Weiters kommen Crinoiden, Bryozoen, Hydrozoen, Bivalven, Gastropoden, Foraminiferen (teilweise inkrustierend), Ostracoden und Mikroproblematika vor.

Der Wettersteinkalk (Riff und Rückriff) wurde im seichten Wasser [wenige Meter], im gut durchlichteten Bereich gebildet und rasch lithifiziert. Hohlräume zwischen Rifforganismen und umgebenden Schutt sind durch großoolithische Zemente verbunden. Am Riffhang mischte sich grober Riffschutt mit buntem hemipelagischem Schlamm. Diese Faziesdifferenzierung zwischen Riff und Becken konnte am Hochschwab-Südrand als riffnahe (**86**) und rifferne (**87**) Hangfazies ausgedehnt werden.

Stratigraphie: Seltene Dasycladaceen (*Kantia monregalensis*, *Poikiloporella duplicata*, *Physoporella heraki*) und Foraminiferen ergeben eine sehr ungenaue stratigraphische Reichweite vom obersten Anisium? bis in das Karnium. Dieser Zeitraum lässt sich, im Vergleich mit der Reichweite des Wettersteinkalkes in Lagunen-Fazies und dem zeitlichen Einsetzen der ersten Schüttungen in das vorgelagerte Becken der Grafensteig-Formation, auf den Zeitraum oberes Fassanium bis unteres Karnium (Julium I/1) weiter einengen.

Vorkommen und Mächtigkeit: Riff-Fazies: Hochschwab-Hauptkamm sowie Teile des südlich und südwestlich vorgelagerten Plateaus am Pribitz (1.579 m) und am Sonnstein (1.847 m); große Teile von Trenchtling und Griesmauer.

Größte Mächtigkeit mit „riffnaher Hangfazies“ (**86**) ca. 1.000 m am Südrand des Hochschwabgebietes.

86 riffnahe Hangfazies

Lithologie: Hellgrauer, Gerüstbildner führender Schuttkalk mit undeutlicher Bankung [Zehnermeter-Bereich] am Übergang aus dem Wettersteinkalk in Riff-Fazies. Großoolithische Zemente treten nur untergeordnet auf. Dunkelgrau bis schwarz gefärbte Birdseyes-Kalke (umgelagert) mit seltenen Dasycladalen sind ebenso anzutreffen wie im Wetterstein-Riffkalk. Typisch sind Einschaltungen bunter, gelblichgrauer bis graurosa Mikrite und Silte, die selten Ammoniten und Conodonten führen. Auffallend sind im Biogenschutt große Crinoidenstielglieder [mehrere cm]. Diese sprechen mit einer pelagischen Fauna für einen tieferen, zum Becken offenen Ablagerungsbereich am oberen Hang unterhalb des Riffs.

Stratigraphie: ?Ladinium bis unteres Karnium (unteres Julium).

Vorkommen und Mächtigkeit: Im Bereich des Häuseltroges nördlich der Häuselalm (1.526 m) mehrere hundert Meter.

In der gedruckten Karte GK101 Eisenerz wurden die Signaturen (**86**) riffnahe Hangfazies und (**87**) rifferne Hangfazies vertauscht und falschen Flächen zugewiesen (siehe Kapitel 14).

87 rifferne Hangfazies

Lithologie: Dünn bis meist mittelbankige, hellgrau, manchmal graurosa, ebenflächige Schuttkalke. Sie verzahnen mit der Grafensteig-Formation (**89**) im Liegenden und den Wettersteinkalken in riffnaher Hangfazies (**86**) im Hangenden. Im Aufschluss wechseln gradierte Bänke mit grobem Gerüstbildnerschutt und weißen Lithoklasten des oberen Hangbereiches (in Klasten dunkler Birdseyes-Kalke wurde *Teutloporella herculea* nachgewiesen), mit feinkörnigeren, stärker pelagisch beeinflussten Lagen. Teilweise ist beginnende Verkiesselung erkennbar.

Stratigraphie: Conodonten und Dasycladalen: Ladinium bis unteres Karnium (unteres Julium).

Vorkommen und Mächtigkeit: Im Bereich der Hochschwab-Südflanke östlich der Häuselalm (Achtung Druckfehler: vertauschte Signaturen **86, 87!**) und im Sockelbereich des Südwestteiles der Griesmauer. Auch die tieferen Anteile des Vorriffschuttkalkes am westlichen Sonnschienplateau, zwischen Pfaffingalm und Sonnstein, und die liegenden Anteile der Schichtfolge des Trenchtling, Pribitz und der Meßnerin könnte man der riffernen Hangfazies zuordnen. Die Grenze zum Riff und der riffnahen Hangfazies konnte an diesen Stellen jedoch nicht eindeutig gezogen werden. Mächtigkeit: maximal einige 100 m.

83 Steinalm/Wettersteindolomit, Lagunen-Fazies (Mittleres Anisium–Unteres Karnium)

84 Wettersteindolomit i. allg. (Ladinium–Unteres Karnium)

Meist weißlicher bis hellgrauer, selten dunkelgrauer, Birdseyes führender, fein- bis zuckerkörniger Dolomit mit meist schlecht erkennbarer Bankung, vereinzelt Verkieselungen in Algenlaminiten und z.T. schemenhaft erkennbaren Onkoiden und Dasycladaceen. Mit Ausnahme der Algenlaminit-Fazies, für die eine teilweise frühdiagenetische Dolomitierung angenommen werden kann, ist der Wettersteindolomit in lagunärer Fazies durch spätdiagenetische Dolomitierung aus lagunärem Wettersteinkalk hervorgegangen. Diese erfolgte quergreifend über alle Faziestypen und führte zu einer starken Sammelkristallisation und Überprägung primärer Sedimentstrukturen.

Für jene Gesteinskörper des Wettersteindolomits, die keinem Faziesraum zugeordnet werden können, wird „Wettersteindolomit i. allg. (**84**)“ verwendet.

Stratigraphie: Mittleres Anisium (Pelsonium) bis unteres Karnium (Julium).

Vorkommen und Mächtigkeit: Unterschiedliche Positionen innerhalb der Wetterstein-Karbonatplattform. Maximale Mächtigkeit: ca. 1.000 m.

82 Steinalm/Wettersteinkalk, Lagunen-Fazies (Mittleres Anisium–Unteres Karnium)

Lithologie: Hellbeige bis hellgrau, meist undeutlich gebankter Kalk [Meter bis Zehnermeter] mit Algenlaminiten, Birdseyes, Aggregatkörnern, algal lumps, Onkoiden, Dasycladalen, Gastropoden und selten Megalodonten als klare Indizien eines lagunären Environments (Fototafel 5, Abb. XIV). Im Hochschwabgebiet können innerhalb der Steinalm-Wettersteinkalk-Plattform folgende Faziesräume abgeleitet werden: patch-reef-Fazies, Algenschlammfazies, Dasycladaceenfazies, Cyanophyceenfazies, Algenlaminitfazies.

Der Steinalm/Wettersteinkalk ist für weite Teile des Hochschwabgebietes (Zeller-Stritzen-Plateau, Nordabdachung und Südwestteil des Hochschwabgebietes) das landschaftsprägende Gestein. Die Schichtfolge setzt im Pelsonium mit typisch entwickelter Steinalm-Formation (**96**) über den dunklen Kalken und Dolomiten des Anisium („Gutensteiner Kalk“, **97, 98**) ein. Im Hangenden geht die Steinalm-Formation in den lithologisch vollständig gleichartig ausgebildeten lagunären Wettersteinkalk über. Die Grenzziehung zwischen beiden Kalken kann bis jetzt, auch innerhalb des Steinalm-Wettersteinkalkes des Hochschwabgebietes, nur auf rein biostratigraphischer Basis mit Dasycladalen erfolgen.

Fossilinhalt: Sowohl in der Steinalm-Formation als auch innerhalb des Wettersteinkalkes in Lagunen-Fazies treten reiche Dasycladalenfloraen auf, die eine biostratigraphische Abtrennung der beiden Gesteine erlauben. Für die Steinalm-For-

mation typische, häufige Formen sind *Physoporella pauciforata* und *Oligoporella pilosa*. Häufige Arten im lagunären Wettersteinkalk sind *Kantia monregalensis*, *Diploporella annulata*, *Teutloporella hercula* und *Poikiloporella duplicata*. Die auf das Anisium beschränkte Foraminifere *Meandrospira dinarica* kann zusätzlich zur Trennung der beiden Gesteine herangezogen werden. Weiters kommen vor: Crinoiden, Cyanophyceen, Gastropoden, Ostracoden, porostromate Algen, selten Kalkschwämme und Mikroproblematika.

Stratigraphie: Dasycladalen-, Foraminiferen- und Conodonten-Biostratigraphie: Pelsonium–Julium 1/I.

Vorkommen und Mächtigkeit: Im Hochschwabgebiet mindestens 1.000 m (Bereich Leopoldsteiner See, Brunntal).

80 Tremmlgraben-Formation (allodapischer Kalk; Mittleres Anisium–Unteres Karnium)

81 Dolomit (Ladinium–Unteres Karnium)

Typlokalität: Tremmlgraben östlich der Kläfferbrücke im Salzatal zwischen Salza und Edelbodenalm (BRYDA et al., 2009a: 38–42, Begriffsprägung durch PAVLIK & MOSER).

Lithologie: Die Tremmlgraben-Formation nov. nom. besteht aus grauen bis schwarzen, meist im cm bis dm-Bereich gebankten, ebenflächigen bis wellig-schichtigen, detritusreichen allodapischen Kalken, Dolomiten und Brekzien. Vereinzelt sind hellgraue bis weißliche, im m-Bereich gebankte Kalke zwischengeschaltet. Diese zeichnen sich durch eine reiche Dasycladaceenführung aus, weisen eine geringe Dolomitisierung auf und weisen auf intensive Schüttung (teilweise Lithoklasten) aus der Lagune hin. Rifforganismen konnten nur sehr vereinzelt nachgewiesen werden. Die Biogene und die Komponenten spiegeln den Modalbestand der Wetterstein-Lagune wider. Somit wird diese Formation als Intraplattformbecken eingestuft, wobei syndementäre Brüche entlang der Beckenränder mit einer relativ konstanten Absenkung zu fordern sind, um ein Offenhalten des Beckens über längere Zeiträume hinweg zu gewähren (Fototafel 5, Abb. XV).

Komponenten wie Pelloide, Aggregatkörner, Intraklasten, Rindenkörner und Extraklasten bilden zusammen mit Biogenen (Filamente, Ostracoden, Sphaeren, Foraminiferen, Skleren, Dasycladaceen, Brachiopoden, Gastropoden, Cyanophyceen, Echinodermen, Korallen und Kalkschwämme) im Sinne der Karbonatnomenklatur von FOLK (1962) eine reiche Palette von schlecht ausgewaschenen (Bio-)Pelspariten, Intrabiopelsparite, Biosparite und Biopelsparruditen. Grainstones, Packstones und Rudstones treten im gleichen Verhältnis auf. Wackestones und Mudstones sind seltener anzutreffen wie auch Floatstones. Hieraus lassen sich Becken bis Beckenrandsedimente ableiten. Die Fazieszone 2 (offen mariner Schelf) ist am häufigsten vertreten, es folgen Zone 3 (Beckenrand) und 1 (Becken) sowie untergeordnet Zone 4 (Plattformhang). Bei den dem Faziestyp 7 (offene Plattform) zugewiesenen Typen handelt es sich um massive Materialschüttungen aus der Wetterstein-Lagune.

SPENGLER in SPENGLER & STINY (1926b: 45f.) stellte diese Formation teilweise zu den Gutensteiner Schichten bzw. korrelierte er sie als „dunkle Plattenkalke“ zeitgleich mit den Wettersteinkalken.

Das Hangende und Liegende kann aufgrund der tektonisch isolierten Vorkommen nicht eindeutig bestimmt werden.

Fossilinhalt: Conodontenproben (det. L. KRYSZYN, Wien) liegen vor von: Säusenstein, Bohrung Kräuterbrunn, Brunntal, Lang-Eibel-Schlucht, Riegerin, Bärn-

bachgraben, Guckkogel, Brunnriegel, Ameiskogel, Edelbodenalm, Almumdumkogel, Gutenbrand, Seesteinsattel, Greith und Proles. Detaillierte Faunen siehe BRYDA et al. (2009a: 38–42).

Dasycladaceenproben (det. O. PIROS, Budapest) liegen von folgenden Lokalitäten vor: Brunntal, Lang-Eibel-Schlucht, Guckkogel, Brunnriegel, Türnsee, Ameiskogel, Edelbodenalm, Gutenbrand, Seesteinsattel und Proles. *Kantia monregalensis*, *Diplopora annulata annulata* sprechen für unteres Ladinium, häufige *Teutloporella herculea* für oberes Ladinium bis Karnium.

Darüber hinaus enthält das Gestein Cyanophyceen, Ostracoden, Echinodermen, Bivalven, Gastropoden, Foraminiferen und Tubiphytes sowie selten Bioklasten aus dem Riff.

Stratigraphie: Oberes Pelsonium? bis unteres Julium durch Conodonten: *Neogondolella bifurcata*, *Neogondolella pseudolonga* (Lang-Eibel-Schlucht) und *Metapolygnathus polygnathiformis*, *Paragondolella inclinata* (Edelbodenalm) belegt.

Mächtigkeit: Tektonisch bedingt bis einige hundert Meter.

79 Leckkogel Schichten (schwarzer Fossilschuttkalk mit Tonstein-Einschaltungen, z.T. glaukonitisch; Karnium)

Lithologie: Vorwiegend (oliv)grünlichgraue, z.T. auch rötlich bis bräunlich, meist ockergelb verwitternde, gut gebankte Dolomite und Kalke mit Tonschieferzwischenlagen und Glaukonit(nestern), DULLO & LEIN (1980, 1982); LEIN (1988). An der Basis der Kalkbänke treten meist nur wenige Dezimeter bis maximal einen Meter mächtige Tonschiefer auf, die im Habitus Halobienschiefern oder Reingrabener Schiefer gleichen.

Fossilinhalt: Bruchstücke von Kalkschwämmen, Echinodermen (Cidarisstacheln), Bryozoen, Hydrozoen, Blau-Grünalgen, Mikroproblematika (Tubiphyten, *Ladinella porata*) und selten Rotalgen sowie Foraminiferen.

Stratigraphie: Julium (PILLER et al., 2004).

Vorkommen und Mächtigkeit: Im Hangenden des Wettersteindolomits der Riegerin-Türnach-Schuppe in geringer Mächtigkeit [Dezimeter bis Zehnermeter].

78 Trachycerasschichten (Einschaltung von dünnblättrig spaltenden Kalken)

Lithologie: Siehe 119.

Stratigraphie: Julium.

Vorkommen und Mächtigkeit: Im Bereich des Rauchgrabens, nordwestlich Buchberg (1.563 m) wird der lagunäre Wettersteindolomit von geringmächtigen, dünnplattig spaltenden Kalkmergeln überlagert, die im Hangenden in dunkelgraue Reingrabener Schiefer übergehen. Aufgrund der lithologischen Ähnlichkeit und dem vermutlich gleichen unterkarnischen Alter, wurden die Kalkmergel zu den Trachycerasschichten gestellt. Sie bilden die Basis der mächtigen terrigenen Karnium-Entwicklung innerhalb der Buchberg-Schuppe.

77 Reingrabener Schiefer (Tonstein mit Sandsteinlagen; Karnium)

Lithologie: Siehe 118.

Die Reingrabener Schiefer setzen mit scharfer Grenze im Hangenden des Wettersteindolomits in Lagunen-Fazies (122) ein. Sie erreichen innerhalb der Buchberg-Schuppe und der südlich anschließenden Säusenstein-Schuppe eine besonders große Mächtigkeit, die jedoch in der streichenden Fortsetzung der

Schichtfolge rasch abnimmt. Nur im Bereich des Rauchgrabens, nordwestlich Buchberg sind an der Basis der Reingrabener Schiefer noch stratigraphisch ältere Trachycerasschichten (**119**) aufgeschlossen. Ob diese primär nur in diesem Bereich der Schichtfolge innerhalb der Buchberg-Schuppe entwickelt sind und in anderen Profilen an der Basis der Reingrabener Schiefer nicht auftreten, oder tektonisch abgesichert worden sind, kann anhand der vorliegenden Daten nicht sicher entschieden werden.

Die Reingrabener Schichten erreichen innerhalb der Buchberg-Schuppe und der südlich anschließenden Säusenstein-Schuppe eine besonders große Mächtigkeit, die jedoch in der streichenden Fortsetzung der Schichtfolge rasch abnimmt. Auf diese Verhältnisse hat bereits SPENGLER (1922: 178–180, 1925: 278–279 sowie 1926b: 52–53) hingewiesen und die Schichtfolge aufgrund der, oberhalb des Rauchgrabens in das terrigene Karnium eingeschalteten, dunklen, dolomitischen Plattenkalke (siehe **75**, „Laminierte Bankdolomite“ bei SALEK, 1998: 88ff.) mit der umfangreichen Karnium-Schichtfolge der Aflenzer Trias verglichen. Nach SPENGLER (1926b: 279) ist die rasche Mächtigkeitsreduktion der Reingrabener Schiefer vermutlich auf ein räumliches und zeitliches Auskeilen der Schichtfolge von tieferen Ablagerungsbereichen in Richtung des Wettersteinkalk-Riffes zurückzuführen und eine tektonische Reduktion der Schichtfolge auszuschließen. Die Vorstellung einer zeitgleichen Sedimentation der Reingrabener Schiefer in Kanälen oder Mulden zwischen den Wettersteinkalk-Riff-Arealen erscheint aus heutiger Sicht überholt (SALEK, 1998: 187). Die Karbonaturbidite und deren Biogengehalt im Hangenden der Reingrabener Schiefer (siehe **75** – „Laminierte Bankdolomite“ bei SALEK, 1998: 88ff.) zeigen jedoch eindeutig, dass diese von einem Karbonatplattformbereich in ein vorgelagertes Becken geschüttet wurden. Aus der Annahme, dass die Karnium-Schichtfolge mit dem liegenden Wettersteinkalk in Lagunen-Fazies stratigraphisch verbunden ist, ergibt sich, dass die Wettersteinkalk-Karbonatplattform in diesem Bereich im Zuge der Reingrabener Wende zerbrochen ist und sich dadurch erst ein Relief ausbilden konnte, das durch eine unterschiedlich mächtige Karnium-Schichtfolge ausgefüllt wurde.

Aus dem 10 bis 20 m mächtigen Band dunkelgrauer Reingrabener Schiefer im Hangenden des Wettersteindolomits (**83**) nördlich und nordwestlich Hinterwildalpen (Hangfuß der Ameismauer, siehe Probenpunkte in der Karte) konnte eine für das Karnium typische Flora gewonnen werden (det. I. DRAXLER, Wien).

Stratigraphie: Julium.

Vorkommen und Mächtigkeit: Rauchgraben: max. 180 bis 200 m. Östlich davon (Winterhöhe, Lurghöhe, Adambaueralm): 80 bis max. 120 m. Geringmächtige Vorkommen [dm bis m] innerhalb der Mürzalpen-Decke der Halobien- oder Reingrabener Schiefer an der Basis der Leckkogel Schichten (**79**) wurden diesem zugeordnet.

76 Lunzer Sandstein (kalkfreier, feinkörniger Sandstein oder Arkose; Karnium)

Lithologie: Feinkörniger, grauer, bräunlich verwitternder Quarzsandstein mit inkohlten Pflanzenresten, Muscheln und fallweise kieseligen Toneisensteinkonglomerationen. Im Hangenden wird der Sandstein von einem hell- bis dunkelgrau gefärbten, zum Teil kieseligen Bankdolomit überlagert.

Stratigraphie: Julium.

Vorkommen und Mächtigkeit: Im Bereich des Grangenriedel und der Adambaueralm südwestlich von Wildalpen sowie im Hangenden des hell-/dunkelgrauen Dolomits (**75**) südlich des Rauchgrabens. Mächtigkeit: ca. 20 m.

75 hell-/dunkelgrauer Dolomit, z.T. kieselig (Hinterwildalpen u. Schwabeltal; Karnium)

Lithologie: Lichtgraue, z.T. mittel- bis dunkelgraue, zuckerkörnige Dolomite, oft bituminös, hart und meist kieselig (z.B. Grangenriedel, Lurghöhe westlich Hinterwildalpen). Vielfach sind sie gut gebankt mit gradierten Feinschichtungsgefügen. Gelegentlich sind dunkelgraue, echinodermenspätige Kalkbänkchen eingeschaltet. Sandige Partien verwittern zu braungrauem Feinschutt, kieselige Dolomite kleinblockig. Insgesamt folgen die Dolomite („Laminierte Bankdolomite“ bei SALEK, 1998: 88ff.) über den basalen Reingrabener Tonschieferhorizont.

Der Ablagerungsraum wird unterhalb der Wellenbasis eines niedrigerenergetischen Beckens angenommen (SALEK, 1998: 91). In dieses wurden die „Laminierten Bankdolomite“ einer Karbonatplattform als Karbonatbidit eingeschüttet (SALEK, 1988: 88–92). Mikrofaziell liegen nach SALEK (1988: 89) dolomitisierte Pelsparite mit wenigen schlecht erhaltenen Foraminiferen, seltene Schwammnadeln und Ostracoden(?) vor. Weiters wurden Conodonten (*Nicoraella? budaensis*) und Dasycladaceen (*Poikiloporella duplicata*) gefunden.

Stratigraphie: SALEK (1998: 92, 115) ordnet die „Laminierten Bankdolomite“ aufgrund deren Position im Hangenden der Reingrabener Schiefer (Leckkogel-Formation bei SALEK) und im Liegenden Conodonten führender Dolomite, im Grenzbereich zum überlagernden Hauptdolomit, dem Zeitabschnitt Julium bis oberes Tuvalium zu. Da der Bankdolomit im Rauchgraben noch von einer geringmächtigen Lage von „Lunzer Sandstein“ und Cidariskalk überlagert wird, ist er vermutlich noch in das obere Julium einzustufen. Diese Vermutung wird durch das von KOZUR & MOCK (1991: 271ff.) beschriebene Auftreten von *Nicoraella? budaensis* im „Mittelkarn“ (Julium) unterstützt.

Vorkommen und Mächtigkeit: Am Jägersattel und Waschelerb (Schwabeltal), weiters am Hangfuß vom Grangenriedel, westlich Adambaueralm, im Gebiet Heimmoseralm-Gögalalm, auf der Lurghöhe, weiters nördlich Hinterwildalpen, an der Westflanke vom Sagkogel (Kote 1.030 m) sowie nordwestlich und nordöstlich vom Schneekogel. Im Gebiet nördlich Hinterwildalpen und am Schneekogel östlich Hinterwildalpen sind es graue bis braungraue, kieselig-bituminöse, öfters kalkig-brekziöse Dolomite mit Rauwackelagen.

Mächtigkeit: Wenige Meter; 60 m (Westflanke des Grangenriedel und Bärenloch) bis max. 100 m (Südflanke der Lurghöhe und Westflanke vom Schneekogel).

74 Cidariskalk (Hinterwildalpen, Schwabeltal; Karnium)

Lithologie: Gut gebankter [dm], ebenflächiger bis leicht welligschichtiger, dunkelgrauer, stark bituminöser, spätiger Echinodermenkalk. An Schichtflächen wittern Crinoidenstielglieder, Seeigelstachel, Ooide, Onkoide, Brachiopoden, Gastropoden und kleine Bivalvenschalen heraus. Typisch sind ockergelbe bis orangefarbene verwitternde Kluft- bzw. Schichtflächen. Zwischen der Lurghöhe (Kote 1.438 m) und der Gögalalm ist in den Cidariskalk eine 20 bis 30 m mächtige Lage aus dunkelbraunem, sandigem Dolomit eingeschaltet (SALEK, 1998: 93). Der Cidariskalk zeigt im hangenden Abschnitt der Schichtfolge eine zunehmende Dolomitisierung und geht in den stratigraphisch auflagernden Hauptdolomit (71) über.

SALEK (1998: 93–101) beschreibt sie als gut ausgewaschene Echinodermen-Grainstones bis -Rudstones (bzw. Biosparite) mit zuweilen gradierten Ooid- und Onkoidlagen (Lurghöhe, Grangenriedel). Westlich Adambaueralm und Grangenriedel treten auch feinkörnigere, schlechter ausgewaschene „Fossil-schuttkalk“-Typen auf (Float- bis Packstones mit coated grains, Wackestones).

Der Ablagerungsraum des Cidariskalkes befand sich vermutlich im Übergangsbereich von einem Plattformrand in das vorgelagerte Becken.

Stratigraphie: Tuvalium (oberes Karnium), SALEK (1998: 115).

Vorkommen und Mächtigkeit: 5 bis 30 m, am Grangenriedel bis zu 60 m.

71 Hauptdolomit (?Karnium–Norium)

Lithologie: Siehe 114.

Conodonten (oberes Karnium) in einer Spatkalkeinschaltung (**73**) im Hauptdolomit an der Nordwestflanke des Grangenriedel belegen für diesen Teil tieferes Bewegtwasser und zumindest zeitweise eine bessere Verbindung zum offen marinen Raum. Der lichtgraue, kieselige Dolomit des Kleinen Buchbergs und der Lurghöhe zeigt häufig Feinschichtungsgefüge (Algenlaminit-Loferit mit Birdseyes), Onkoide, Aggregatkörner und feinen Biogenschlutt (häufig mit der Alge *Cayeuxia* sp., Gastropoden, Bivalven, Foraminiferen und etwas Echinodermenspat).

Stratigraphie: Tuvalium bis Norium.

Vorkommen und Mächtigkeit: Buchberg-Schuppe: ca. 200 m; Säusenstein-Schuppe: ca. 120 m; Riegerin-Türnach-Schuppe: ca. 100 m.

72 Rauwacke

Lithologie und Vorkommen: Im Hangenden des Dachsteindolomits vom Kleinen und Großen Buchberg tritt großflächig eine überwiegend graue, kalkige Rauwacke auf, die das gesamte obere Almgebiet vom Kleinen Buchberg bis zur Heimmoseralm einnimmt.

Mächtigkeit: Wenige Zehnermeter.

73 Spatkalklinse

Lithologie und Vorkommen: Graue bis grünlichgraue, bräunlich verwitternde, dünnplattige Spatkalkeinschaltungen im Hauptdolomit (**71**) nördlich und nordwestlich Grangenriedel. Die Conodontenfauna (*Metapolygnathis polygnathiformis*; *Gladiogondolella nodosa*) lässt auf oberkarnisches Alter (Tuvalium) schließen.

Mächtigkeit: Wenige Meter.

70 Dachsteinkalk, Lagunen-Fazies (Norium–Rhätium)

Lithologie: Siehe 113.

Innerhalb der Schichtfolge konnten in zahlreichen Proben eine reiche Dasycladaceenflora (det. O. PIROS, Budapest) mit *Salpingoporella humilis*, *Chinianella carpatica*, *Griphoporella curvata*, *Gyroporella vesiculifera* nachgewiesen werden.

Stratigraphie: Norium bis Rhaetium.

Vorkommen und Mächtigkeit: Im überwiegenden Teil der „Hochtor-Säusenstein-Schuppe“ und im Bereich der Riegerin-Türnach-Schuppe, westlich der Eisenerzer Höhe (Kote 1.549 m), liegt norischer Dachsteinkalk tektonisch über ladinisch-unterkarnischem Wettersteindolomit (**83**) und der Tremmlgraben-Formation (**80, 81**). Nur am Grasberg (Kote 1.673 m) und teilweise östlich Wilder Jäger (Kote 1.504 m) scheint noch ein stratigraphischer Übergang in den liegenden Hauptdolomit (**71**) erhalten. Am Säusenstein (Kote 1.262 m) bei Wildalpen und Hinterchüsser (Schwabental): max. 500 bis 600 m.

6.1.3. Gosau-Gruppe

Untere Gosau-Subgruppe

68, 69 (Fe) Bohnerzlager am Arzberg (?Turonium) / Bauxit bei Krimpenbach (?Turonium), südöstlich Sonnsteinalm

An der Basis der Gosau-Gruppe sind Bohnerzvorkommen (Karsteisenerz) am Arzberg und Bauxitspuren im Bereich des Krimpenbaches vorhanden. Bohnerze treten einerseits lose in Form poröser, rostroter Derberzstücke, andererseits als Kruste direkt am Kontakt zum Plassenkalk auf (BRYDA, 2007). Kleine Karsthohlräume im Plassenkalk sind durch eine erste Generation aus grobspätigem Kalzit-zement ausgekleidet; der Resthohlraum ist durch Bohnerz oder Bohnerzgeröllchen, vermischt mit rostrot gefärbtem, feinklastischem Sediment, ausgekleidet.

66 Kreuzgraben-Formation (Oberes Turonium–Unteres Campanium)

67 kohleführender Sandstein und Mergel darin

Die Kreuzgraben-Formation, definiert von WEIGEL (1937: 13) im Gebiet von Gosau und später an der Typlokalität präzisiert von KOLLMANN (1982) und WAGREICH (1988, 1998), umfasst rötliche bis bräunliche „Basiskonglomerate“ aus Lokalmaterial und rötliche brekziöse Konglomerate sowie Onkoid führende Kalke im Bereich Hinterwildalpen. Die Mächtigkeit erreicht maximal 80 m.

Das Alter der Kreuzgraben-Formation ist auf Grund des Fehlens mariner Fossilien nur durch die Überlagerung verschieden alter mariner Sedimente einzugrenzen. Es ergibt sich ein mögliches Spät-Turonium- bis Santonium–Campanium-Alter.

Faziell handelt es sich um weitgehend fossilfreie Ablagerungen kleinräumiger alluvialer Schwemmfächer und Schwemmkegel, die an Beckenrandstörungen gebildet wurden. Sie belegen weitgehend terrestrische Basisbildungen nach einer Auftauchphase der Kalkalpen.

Im Bereich des Goßgrabens (ca. 500 m östlich Stückleralm) sind in bzw. über den Konglomeraten auch Kohle führende Sandsteine, bituminöse Kalke und siltig-sandige Mergel eingelagert, z.T. Makrofossil führend (v.a. Mollusken), die in Schwemmebenen bis randlich-marin abgelagert wurden. Chromspinnelreiche Schwermineralspektren, typisch für Sedimente der Unteren Gosau-Subgruppe, lassen Vergleiche mit den sandsteinreichen Abfolgen bei Gams zu (WAGREICH, 1996). Bei Hinterwildalpen, westlich Poschenhöhe, weisen Nannofossilien (*Micula decussata*) und palynologische Daten (u.a. *Oculopolis*-Arten und *Krutzschipollis*, det. I. DRAXLER; siehe MOSER, 2003) auf ein Santonium bis Campanium-Alter hin.

Obere Gosau-Subgruppe

64 Krimpenbach-Formation (sandiger Kalkmergel; ?Oberes Santonium–Campanium)

65 Kalksandstein und Kalk an der Basis

Die Krimpenbach-Formation (WAGREICH, 2004) stellt einen eigenständigen Sedimentationszyklus dar, der während der Umstellung von terrestrisch-seichtmarinen (Untere Gosau-Subgruppe) zu tiefmarinen Sedimentationsbedingungen (Obere Gosau-Subgruppe) abgelagert wurde. Typusgebiet und Typusprofil finden sich auf Kartenblatt Eisenerz im Gebiet des Krimpenbaches entlang der Forststraße östlich Krimpenbach (47°40' 00" N, 014° 55' 53" O). Hauptverbreitungsgebiete sind im Bereich Bachler- bis Wentneralm und Torsattel (1.081 m) bis zum Krimpenbach. Die Mächtigkeit beträgt bis zu 100 m. Die Krimpenbach-Formation liegt

auf Kreuzgraben-Formation (66) oder diskordant auf älteren Gesteinen auf. Überlagert wird die Krimpenbach-Formation im Krimpenbachgebiet von weichen Mergeln der Nierental-Formation (60), im Gebiet Wentneralm wird die Hangendgrenze durch eine Überschiebung von Triasdolomiten gebildet.

Folgende lithologische Einheiten können unterschieden werden (WAGREICH, 2004): (1) ein basaler Abschnitt von grauen, selten rötlichen Konglomeraten und Brekzien, zumeist mit wechselnden Anteilen von kalkalpenfremden Komponenten, etwa Quarzporphyre; (2) Kalkarenite mit Bruchstücken von Rudisten, Austern, Rotalgen und benthische Foraminiferen; (3) feinkörnige Sandsteine und Siltsteine, übergehend in graue und rötliche siltige Kalkmergel bis Mergel mit Inoceramen, Seeigeln und seltenen Ammoniten. Schwermineraluntersuchungen zeigen vorherrschend stabile Minerale, Epidot, Granat und unterschiedliche Gehalte an Chromspinell.

Biostratigraphische Daten, die auf Inoceramen und Ammoniten sowie planktonischen Foraminiferen (u.a. *Dicarinella asymetrica*, *Globotruncanita elevata*) und Nannofossilien beruhen, belegen ein Alter von spätem Santonium bis spätem Campanium (*asymetrica-elevata*-Zone, *elevata*-Zone und *ventricosa*-Zone, Nannofossil-Standardzonen CC17 bis CC21/22ab). An Inoceramen treten u.a. *Selenoceras inflexus* und *Inoceramus planus*, an Ammoniten *Hauericeras cf. pseudogardeni*, *Pachydiscus (P.) tweenianus* und *Pachydiscus (P.) haldemsi* auf (SUMMESBERGER et al., 1999).

Die Abfolge der Krimpenbach-Formation belegt subaerische Exposition während dem Santonium, gefolgt von einem kurzen Intervall von Sedimentation alluvialer Schwemmfächer und Fan-Deltas während der Transgression im späten Santonium bis frühen Campanium. Im Campanium folgt eine Entwicklung zu pelagischen Ablagerungsbedingungen von bis zu einigen 100 m Wassertiefe. Diese Fazies vertritt die gleichzeitige pelagische Nierental-Formation am Südrand des Beckens. Eine mineralogische Besonderheit ist hier das Auftreten von hydrothermale Chalcedon an einer schichtparallelen Kluft, der im 18. Jahrhundert als „Flintenstein“ abgebaut wurde (KLEMM & KOLLMANN, 2002).

63 Basalbrekzie u. Sandstein (Fobistal; überwiegend Dolomitkomponenten; ?Oberes Campanium)

Im Fobistal treten Brekzien und brekziöse Konglomerate auf, deren Komponenten vorwiegend aus Triasdolomiten bestehen. Sie erreichen maximal wenige Zehnermeter Mächtigkeit und gehen im Hangenden in Feinbrekzien, Feinkonglomerate und Sandsteine über.

62 Orbitoidensandstein (?Oberes Campanium–Maastrichtium)

Bunte, rosa bis beige Karbonatsandsteine treten schlecht aufgeschlossen im Fobistal auf. Die Sandsteine sind, neben Karbonatklasten und wenig metamorphem Detritus, reich an biogenen Komponenten, wobei v.a. Rotalgen und Foraminiferen (pfeilertragende Rotaliidae, Orbitoiden) auffallen. Die Sandsteine können mit den Orbitoidensandsteinen von Gosauvorkommen der südöstlichen Kalkalpen verglichen werden (WAGREICH & SUMMESBERGER, 2001). Die Schwermineralspektren sind dominiert von metamorphen Mineralen wie Granat, Staurolith, Epidot und Chloritoid. Gegen das Hangende zu, gehen die meist grob- bis mittelkörnigen Sandsteine in feinkörnigere Sedimente über.

61 Fossilführender Kalksandstein bis Mergel (Fobistal)

Über den Orbitoidensandsteinen (62) folgen graue mergelige Feinsandsteine und sandige Mergel mit Molluskenresten. Im Bereich der Fobisalm führt ein

sandiger Mergel Nannofossilien des Maastrichtium. 500 m nördlich des Kleinen Gerstbreinstens treten im Schutt auch graue, siltig-sandige Mergel vom Typus der Inoceramenschichten auf. Ihr Alter kann mit Hilfe allerdings sehr schlecht erhaltener Nannofloren (*Micula decussata*, *Arkhangelskiella cymbiformis*) auf Campanium bis Maastrichtium eingengt werden.

60 Nierental-Formation (Unteres Campanium–Unteres Seelandium)

Die Nierental-Formation in Gams setzt sich aus roten und grauen Kalkmergeln, Mergeln und Mergelkalken zusammen. Turbiditsandsteine und andere Massflow-Ablagerungen sowie Olisthostrome (Fototafel 6, Abb. XVI) und Slumplagen sind vorhanden und zeigen einen graduellen, diachronen Übergang in die Zwieselalm-Formation (57) (WAGREICH et al., 2009). Mit KRENMAYR (1999) ist die Nierental-Formation definiert als Abfolge mit weniger als 50 % Turbiditanteilen. Die Mächtigkeit beträgt bis zu 400 m.

Der Fossilinhalt ist auf Bruchstücke von Inoceramenschalen sowie Mikro- und Nannofossilien beschränkt. Spurenfossilien wie *Chondrites* und *Zoophycus* sowie Stopfgefüge von Seeigeln treten auf (SUMMESBERGER et al., 2009; WAGREICH et al., 2009). Das Alter der Sedimente wurde mit planktonischen Foraminiferen (KOLLMANN, 1963, 1964; KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, 1978) und kalkigem Nannoplankton auf Campanium bis Paleozän (Nannofossilzonen CC18–NP4) bestimmt (WAGREICH & KRENMAYR, 1993; EGGER et al., 2004). Im Gebiet 600 m nordöstlich Haid (47° 40' 00" N, 14° 51' 35" O, WGS 84) wurde eine Cephalopodenfauna mit *Pachydiscus (Pachydiscus) gollevillensis* (D'ORBIGNY 1850) gefunden, ein kennzeichnender Ammonit des späten Maastrichtium (Nannofossil-Standardzone CC25b/UC20aTP; *Gansserina gansseri* Planktonforaminiferenzzone; SUMMESBERGER et al., 2009).

Bei der Nierental-Formation handelt es sich um vorwiegend hemipelagische Sedimente. Ablagerungsraum ist ein Tiefwasserbecken bzw. Kontinentalhang mit Wassertiefen > 500 bis 1.000 m (WAGREICH, 2001). Die Schwermineralspektren sind in der Oberkreide Epidot-dominiert (bis 70 %), im Paleozän nimmt Granat deutlich zu und wird, gemeinsam mit Staurolith, zum dominierenden Schwermineral.

Untersuchungen zur Kreide/Paläogen-Grenze wurden im Knappengraben östlich Haid (STRADNER & RÖGL, 1988; LAHODYNSKY, 1988a, b) und folgend an weiteren Grenzprofilen innerhalb der Nierental-Formation durchgeführt (EGGER et al., 2004, 2009; GRACHEV & DAURER, 2009; GRACHEV et al., 2005, 2009; MOHAMED et al., 2012). Es findet sich eine kennzeichnende, ca. 2 cm dicke Tonschicht mit rostbrauner Färbung an der Basis mit erhöhter Iridiumführung, sowie ein markanter Wechsel von bioturbaten, harten Mergelkalken in der Kreide zu weichen Mergeln im Paleozän (Fototafel 6, Abb. XVII, XVIII).

57 Zwieselalm-Formation (Brekzie, Sandstein, grauer Mergel; Oberes Seelandium–Ypresium)

58 Olisthostrom darin (überwiegend Komponenten aus Kambüchel-Formation)

59 Großschollen von Kambüchel-Formation im Olisthostrom (Danium–Thanetium)

Die Zwieselalm-Formation in Gams ist, analog der Typlokalität im Gebiet von Gosau–Abtenau (KOLLMANN, 1982), aus turbiditischen Sandsteinen, Brekzien und Tonmergeln mit untergeordneten hemipelagischen Kalkmergeln aufgebaut (Fototafel 7, Abb. XIX). Die Mächtigkeit beträgt bis 350 m. Das Einsetzen der Forma-

tion ist allerdings diachron und graduell aus der Nierental-Formation (**60**) (WAGREICH et al., 2009). Die Abfolge im Gebiet des Gamsbachs setzt sich aus einem Abschnitt mit kalkhaltigen Turbiditen, einem kalkfreien Abschnitt mit hochfrequenten Turbiditen, einem hangenden Kalk führenden, turbiditreichen Abschnitt und einem mergelreichen hangenden Intervall zusammen (KOLLMANN, 1964; EGGER et al., 2004). Äquivalente graugrüne Sandsteine sind auch im Fobistal zu finden. Zusätzlich treten gröbere Massflow-Ablagerungen und Olisthostrome, z.T. mit Komponenten aus paleozänen Flachwasserkarbonaten der Kambühel-Formation auf (NOWESKI et al., 2000).

Die Fazies spricht für hochfrequente Turbiditsedimentation, teilweise unter der Kalzitkompensationstiefe, in zumindest 1.000 bis 2.000 m Wassertiefe, im Bereich eines Hangbeckens mit Turbiditfächern. Biostratigraphisch mit Planktonforaminiferen und Nannoplankton ist der Zeitbereich Paleozän bis frühes Eozän nachweisbar (Nannofossil Standardzonen NP4–NP12). Die Schwermineralspektren sind Granat- und Staurolith-dominiert.

Die Paleozän/Eozän-Grenze wurde in einem südlichen Seitengraben (47°39'42"N, 14°50'24" O, WGS 84) des Gamsbachs, Richtung Gehöft Pichler, untersucht (WAGREICH et al., 2009). Die stratigraphische Einstufung beruht auf dem Erstauftreten der Nannoplanktonart *Rhombaster cuspis* und der Dinoflagellatenart *Apectodinium augustum*. Die Grenze liegt in einer dünnbankigen kalkfreien Turbiditabfolge ohne erkennbare hemipelagische nicht-turbiditische Tonsteine. Daneben treten knollenförmige Sideritkonkretionen mit Durchmesser bis zu 30 cm auf. Im überlagernden unteren Eozän finden sich gelbliche Bentonitlagen als Reste vulkanischer Tufflagen (EGGER et al., 2004).

Die jüngsten nachgewiesenen Sedimente im Gebiet von Gams weisen ein untereozänes Alter auf. Es handelt sich um graue und rötlich-braune tonige Mergel und siltig-sandige Tone mit nur wenigen geringmächtigen Turbiditsandsteinlagen. Mit Hilfe kalkiger Nannofossilien (*Discoaster lodoensis* und *Tribrachiatius orthostylus* Type B) kann die Zone NP12 nachgewiesen werden (EGGER & WAGREICH, 2001). Diese Sedimente sind nicht nur am Südrand im hangendsten Abschnitt der Abfolge des Gamser Beckens aufgeschlossen, sondern auch in einem tektonischen Fenster, 350 m südöstlich Bachler (WAGREICH et al., 2009).

Die Kambühel-Formation (TOLLMANN, 1976a; TRAGELEHN, 1996) umfasst paleozäne Karbonatplattformkalke, zumeist umgelagert als Großschollen oder Brekzienhorizonte in Tiefwasserabfolgen wie der Zwieselalm-Formation. Kennzeichnend sind die cremig-weiße bis rötliche Färbung und der Fossilreichtum der Kalke mit diversen Algen, Foraminiferen und Korallen. Im Bereich westliches Hochschwabmassiv bis Fobistal treten bis 30 m mächtige karbonat-klastische Gesteine, v.a. grobe brekziöse Konglomerate mit rötlicher Matrix und grob- bis mittelkörnigen Karbonatsandsteinen sowie Megabrekzien mit Großschollen auf. Aus der roten Mergelmatrix eines Konglomerats (1.200 m Seehöhe, 500 m südlich Großer Kollmannstock, 1.768 m) belegt eine schlecht erhaltene Nannoflora mit einer Mischung aus oberkretazischen und alttertiären Formen (*Chiasmolithus* sp., *Thoracosphaera* sp.) ein paleozänes Alter (WAGREICH, 1994). Im Bereich der Schaufelwand treten Megabrekzien mit m³-großen Blöcken aus Wettersteindolomit, Wettersteinkalk und Kambühelkalk auf (PAVLIK & PIROS, 1994). Abschnittsweise belegt eine Matrix aus grünlichem Glimmer führenden Sandstein die Zugehörigkeit zur Zwieselalm-Formation.

6.2. Inneralpine spät-paläogene – neogene Sedimente

56 Augensteingerölle (ortsfremde, nicht kalkalpine Gerölle; Oligozän – später umgelagert)

Lithologie: Die Augensteine, polykristalline weiße bis klare Quarzgerölle, treten als gut gerundete Gerölle [mm bis max. 20 cm] entweder vereinzelt oder in ocker bis rötlich gefärbten, verschwemmten Lehmen (54), bzw. in Karstsenken in Fein- bis Grobsandsteinen und Konglomeraten auf kalkalpinen Hochflächen auf. Nach FRISCH et al. (2001: 502ff.) dominieren umgelagerte Quarzmobilisate paläozoischer Phyllite neben Quarziten, Sandsteinen, Brekzien und Konglomeraten sowie violetten und grünen Schiefertonen, letztere als Abkömmlinge der Präbichl-Formation (134) bzw. tieftriassischer Werfener Schichten (132). SPENGLER & STINY (1926b) beschreiben von der Sonnschienalm Augensteine aus quarzitisches Grauwackenschiefern, Amphiboliten und Zweiglimmergneisen. O. KREUSS (Geol. B.-A., mündl. Mitt.) beobachtete nahe der Androthalm vereinzelt auch Granatglimmerschiefer.

FRISCH et al. (2001) fassen die isolierten Vorkommen von Augenstein-Geröllen und Sedimenten auf den Hochflächen der Nördlichen Kalkalpen zur Augenstein-Formation zusammen. Diese betrachten sie als Rest einer ursprünglich weitaus mächtigeren sedimentären Bedeckung, unter der das Paläorelief der Nördlichen Kalkalpen (FRISCH et al., 1999) im Zeitraum vom Oligozän bis in das frühe Miozän begraben wurde.

Die Anlieferung der Augenstein-Sande und -Kiese erfolgte über verzweigte Flusssysteme aus den im Süden bereits morphologisch akzentuierten Bereichen – überwiegend aus der siliziklastischen Kalkalpenbasis sowie aus Gebieten mit Gesteinen des mesometamorphen Paläozoikum.

Bei fortschreitender Hebung des zentralen Alpenkörpers kam es zur weitgehenden Abtragung der Augenstein-Formation und deren Umlagerung in die nördlich vorgelagerte Molasse sowie in die intramontanen Becken (FRISCH et al., 2001).

Stratigraphie: Oligozän bis frühes Miozän.

Vorkommen und Mächtigkeit: Hochfläche zwischen Sonnschien- und Pfaffingalm (GÖTZINGER, 1915, 1924; SPENGLER & STINY, 1926a). Weiters im Bereich der Fobisalm, dem Grasberg und am Ochsenboden (BRANDL, 1928, 1956). Das größte Vorkommen von Augenstein-Sandsteinen liegt in einer Karstwanne unmittelbar östlich des Murrenbodens (Fototafel 7, Abb. XX). Das dortige Moor wurde auf älteren Karten (SPENGLER & STINY, 1926a) als Filzmoos bezeichnet.

55 Bohnerze (Oligozän bis ?Miozän)

Die braunen Eisenerzkongregationen [mm bis max. 20 cm] bestehen hauptsächlich aus Goethit oder Hämatit mit wechselnden Gehalten an Spurenelementen und Resten detritärer Mineralkörner (Quarz) sowie deren Verwitterungsprodukten (Kaolin, Gibbsit). Sie werden als umgelagerte Residuen eines lateritischen (feuchtwarmen) Verwitterungsregimes angesehen (BORGER, 2000: 97–98; BERGER et al., 2009). SEEMANN (1973: 17ff.) unterscheidet zwischen „Echten Bohnerzen“, „Derberz“ und „Pseudobohnerzen“. Als Ausgangsmaterial für die Bildung der echten Bohnerze kommen die Sedimente der Augenstein-Formation (56) in Frage.

54 verschwemmter (Rot-)Lehm auf kalkalpinen Hochflächen (Miozän, später umgelagert)

Im Bereich der Karstplateaus sind besonders in Karsthohlformen, aber auch lückenhaft flächig immer wieder Reste von ocker bis rötlich gefärbtem, hochplastischem Lehm erhalten. Diese Rotlehme sind meist mit Augensteinen (56) und

Bohnerzen (55) vergesellschaftet und erreichen Mächtigkeiten vom dm- bis m-Bereich. Vergleichbare Vorkommen auf dem Raxplateau wurden von SOLAR (1964: 27ff.) als Reliktböden beschrieben, die in einem subtropisch bis tropischen, halbjahreszeitlich wechselfeuchten Klima durch intensive Verwitterung der Augenstein-Sedimente gebildet wurden. Nach BRUCH (1998) befand sich der Bereich der heutigen Kalkalpen bis in das mittlere Miozän in einer entsprechenden Klimazone – die Bildung der Rotlehm-Böden muss daher nach teilweiser Abtragung der Augenstein-Sedimente bis zu diesem Zeitpunkt erfolgt sein. Nach KUHLEMANN et al. (1999) stellen die Rotlehme auf den Paläooberflächen der Nördlichen Kalkalpen Relikte spätmiozäner Böden dar, die durch Verwitterung der siliziklastischen Augenstein-Formation gebildet wurden.

In postmiozänen kühleren Klimaperioden wurden die Rotlehm Böden überprägt, umgelagert und verschwemmt, somit liegen heute nur wenige ungestörte Bodenprofile vor.

Mineralogische und geochemische Analysen vergleichbarer Rotlehm Böden aus dem östlich anschließenden Hochschwabgebiet, der Mitteralm und von der Aflenzer Bürgeralm (ÖK102 Aflenzen) ergaben nach BEZVODOVA & LOBITZER (1993) Chlorit und Illit als dominierende Tonmineralphasen, untergeordnet konnte Gibbsite nachgewiesen werden. Quarz bildet eine weitere Hauptmineralphase, Goethit die färbende Komponente. In den Böden konnten zusätzlich hohe Spurenelementgehalte nachgewiesen werden, die sich nicht aus den im Liegenden der Böden anstehenden Gesteinen ableiten lassen.

Proben aus den Rotlehm Böden über dem Wettersteinkalk der Aflenzer Stairitzen (ÖK102 Aflenzen) enthielten folgende Spurenelemente (BEZVODOVA & LOBITZER, 1993: 642):

Arsen	38–232 ppm
Blei	169–1.200 ppm
Chrom	87–151 ppm
Nickel	31–190 ppm
Niob	17–40 ppm
Rubidium	35–163 ppm
Yttrium	47–444 ppm
Zink	344–2.425 ppm
Zirkonium	139–514 ppm

Proben (BEZVODOVA & LOBITZER, 1993: 643) aus den Paläoböden der Endriegeln (ÖK102 Aflenzen) ergaben:

Chrom	118 ppm
Blei	119 ppm
Rubidium	135 ppm
Zink	302 ppm

Da diese Böden gemeinsam mit Augenstein-Sedimenten in den Karst eingetragen wurden, sind möglicherweise auch dort erhöhte Schwermetallgehalte nachweisbar. Ein Teil der Schwermetalle ist vermutlich in verwitterungsresistenten Schwermineralen gebunden und daher unter den vorliegenden Bedingungen nicht einfach zu mobilisieren. Über das Mobilisierungspotenzial kritischer Elemente wie Arsen, Blei, Chrom und Nickel sowie über deren Pflanzenverfügbarkeit ist jedoch bisher wenig bekannt (BEZVODOVA & LOBITZER, 1993). Weitere Untersuchungen wären daher dringend erforderlich.

Die (sub)tropische Verwitterung der Rotlehm Böden führte auch zur Bauxitbildung. Bekannt sind Vorkommen an der Basis des Hiefalauer Tertiärs am Westrand

des Hochschwabgebiets, das nach WAGREICH et al. (1997) im obersten Oligozän bis unteren Miozän in gibbsitreicher Zusammensetzung entstand.

Auch für den im Bereich des Kartenblattes, nahe der Sonnsteinalm entlang einer Störung auftretenden Bauxit, wäre ein oberoligozänes bis untermiozänes Bildungsalter möglich. Der darin durch I. WIMMER-FREY (Geol. B.-A.) in tonmineralogischen Analysen ausschließlich nachgewiesene Böhmit spricht jedoch für ein höheres – vermutlich kreidezeitliches Alter – dieses Bauxitvorkommens.

6.3. Quartäre Sedimente und Formen

6.3.1. Pleistozän

RiB

53 Moräne (Mendingbach, Krautgraben bei Haid, Eisenerz)

Moränenartige Ablagerungen älterer Eiszeiten sind im Bereich des Kartenblattes im Tal des Mendingbaches zu finden (NAGL, 1970b). Es sind dies einerseits stark sandige, strukturlose Kiese im Bereich Brettseiten und gegenüber Mendingbauer, die aufgrund des Gehaltes an facettierten und gekritzten Geschieben am besten als kurz umgelagerte Moräne zu bezeichnen sind (MOSEK, 2005, 2007). Korrodierte Kalke und teilweise veraschte Dolomite deuten ebenso wie die Lage weit außerhalb der Gletscherzunge der Würmeiszeit auf ein höheres Alter als deren Sedimente hin.

Ebenso finden sich bei Haid (Gamsbach) an der Forststraße nach Osten zum Streicher mehr oder weniger gerundete Kiese, die hin und wieder Facettierung und Kritzung aufweisen. Die durchwegs karbonatischen, sandig schluffigen Kiese zeigen keine Sortierung und weisen eine lockere Lagerung auf. Auch hier deutet die teils stark fortgeschrittene Korrosion mancher Kalke auf ein höheres Alter dieser als verschwemmtes Moränenmaterial anzusehende Ablagerung hin. Diese Ablagerung wurde wahrscheinlich am Ende der vorletzten Eiszeit gebildet, als Eismassen aus dem Zwieselbach noch den Talgrund des Gamsbaches besetzt hielten.

An der nordöstlichen Flanke des Mitterriegel, oberhalb Eisenerz, findet sich in rund 900 m Höhe feinstoffreiches Moränenmaterial, das neben Komponenten der Werfener Schichten auch häufig helle korrodierte Kalke und Dolomit der Trias des Kaiserschild führt. Die in eine schluffig sandige Matrix eingebetteten Geschiebe zeigen mitunter schwache Kritzung, die auf einen kürzeren glazialen Transport hinweist. Die Moränenmaterialien wurden offensichtlich von einem Gletscher aus der Ostflanke des Kaiserschild abgelagert, der, vereinigt mit Eisströmen aus der Nordflanke des Reichenstein-Stadelstein Zuges, das Tal von Eisenerz wohl bis mindestens 1.000 m Höhe erfüllte, wie manche Erratika anzeigen. Das letzte Mal war diese Situation zur Rißeiszeit gegeben, als auch die Täler östlich der Gesäuserberge durch mächtige Eisströme erfüllt waren (VAN HUSEN, 2000). Ein derartiges Alter wird auch durch die Korrosion der Karbonatgeschiebe unterstützt.

52 Erratischer Block

Erratische Blöcke weit außerhalb des Wirkungsbereiches der gut dokumentierten würmzeitlichen Gletscherzungen finden sich an mehreren Stellen.

Die Geschiebe aus Wettersteinkalk im Schutt des oberen Rahnergrabens (südwestlich TragöB) in rund 1.000 m Höhe belegen, dass wohl zur vorletzten Eiszeit hier eine Stausituation um rund 100 m höher als zur Würmeiszeit bestand. Dadurch konnten die Gerölle in diese Position gelangen.

Im Bereich der großflächig geschlossenen Verbreitung der Werfener Schichten im Eisenerzer Becken finden sich helle Kalkblöcke, z.B. am Mitterriegel und am Rücken nördlich der Großen Fölz, die eine hochreichende Vergletscherung der Großen Fölz und im Becken anzeigen. Das auffälligste Erratum ist aber der riesige, viele 1.000 m³ große Karbonatblock an der Straße nach Hohenegg nordwestlich des Schichtturms (Kalvarienbergkapelle am Gradstein bei SPENGLER & STINY, 1926a, b). Auch dieser Block (ein stark brekziöser, stark rekristallisierter, teilweise vererzter Kalk des Devon) kann am ehesten vom Gletscherstrom aus dem Tal der Ramsau, wahrscheinlich aus den Bereich der Südflanke der Donnersalpe (Buchleiten?) bis hierher transportiert worden sein, als in der Rißeiszeit die Täler um Eisenerz im Einzugsgebiet des Erzbaches völlig von Eis verfüllt waren (Tafel 3, Vereisungskarte Riß-Würm).

Die in den ausgedehnten Wettersteindolomit-Arealen zwischen Salza und Lassingbach und bei Hinterwildalpen weit verstreut auftretenden Kalkblöcke sind Erratika der ehemaligen rißzeitlichen Vollvergletscherung des Salztales (Tafel 3, Vereisungskarte Riß-Würm) in Zusammenspiel mit dem Ennsgletscher (VAN HUSEN, 2000). Die direkt auf dem Dolomit verstreut auftretenden Blöcke und Gerölle zeigen auch hier eine Eisbedeckung bis mindestens 1.000 m Höhe an. Außerdem finden sie sich verstärkt auch in den mächtigen Schuttanhäufungen der südlichen Nebentäler des Lassingbaches, die an den würmzeitlichen Eiskörpern (33) gestaut wurden (BRYDA, 2005), wohin sie durch solifluidalen Transport oder Abschwemmung gelangten.

50 Staukörper am Eisrand (glaziofluvial; Riß Hoch- bis Spätglazial)

51 Schluff darin

Rund 60 m oberhalb der höchsten würmzeitlichen Erratika und Staukörper ist westlich des Lamingtales auf dem Rücken nördlich des Rahnergrabens ein ca. 15 m mächtiger Brekzienkörper erhalten. Aufgebaut wird er von durchwegs groben, wenig bis kaum gerundeten Komponenten der Gesteine im Einzugsbereich des Grabens, vermengt mit triadischen Karbonatgeröllen von weiter nördlich. Die lagenweise matrixreiche Brekzie ist als ein verfestigter Rest eines Staukörpers zu deuten, der im Rahnergraben an einem schwindenden Eiskörper des Rißgletschers abgelagert wurde.

Im Tal des Erzbaches sind an der orographisch rechten Talflanke bei Prossen mächtige Konglomerate erhalten (SPENGLER & STINY, 1926a), die über eine lange Strecke den Hangfuß aufbauen. Im Liegenden werden die mäßig verfestigten Konglomerate (Talrandvermittlung) von sehr groben, sandreichen Schottern aufgebaut, deren Gerölle oft Durchmesser von 50 bis 60 cm aufweisen. Diese bestehen überwiegend aus Gesteinen der Grauwackenzone, die teilweise talabwärts weisende Deltaschichtung zeigen. Sie belegen eine Bildung des ehemaligen Schotterkörpers durch ein rasch fließendes Gerinne mit einem Einzugsgebiet im Süden. Zum Hangenden ist eine deutliche Abnahme der Korngröße bei einer Zunahme der Gerölle aus den Kalkalpen zu beobachten, die auf ein Liefergebiet weiter im Osten hinweisen. Im obersten Bereich überwiegt dann der Schutt der lokalen Werfener Schichten. Abgeschlossen wird der Kieskörper durch eine breite Terrassenfläche (Hochspannungsleitung). Der ca. 80 m mächtige Terrassenkörper ist offensichtlich der Rest eines Staukörpers am Rand des abschmelzenden Eises der Rißeiszeit, als noch weite Teile des Tales des Erzbaches von Eiskörpern besetzt waren und der Abfluss nach Norden noch nicht frei war. Kleinere Reste von Staukörpern, die in dieser Periode entstanden sind, sind noch die sandigen Kiese am Hang oberhalb des Schichtturms oder die Konglomerate am Zufahrtsweg zum Gehöft Jostrom, die auch große triadische Kalkblöcke führen.

Diese Eisstaukörper zeigen ebenso wie die Erratika (52) an, dass das Tal des Erzbaches und seine Zuflüsse (Gsoll-, Ramsaubach) zur Rißeiszeit von einem mächtigen Gletscher erfüllt waren, dessen Oberfläche mindestens in 1.000 m Höhe lag.

49 Solifluktionsschutt

Im Bereich des Gamsforstes entstanden aus den über den Gosaugesteinen zergleitenden mitteltriadischen Karbonaten stets große Mengen an Schutt, die sich unter Permafrostbedingungen weit über den Hang zum Krautgraben ausbreiteten (28). Eine derartige mächtige Solifluktionsschuttdecke bildete sich offensichtlich auch in der ausgehenden Rißeiszeit, als das Becken wieder eisfrei war. Teilweise konglomerierte Reste dieser älteren Decke finden sich auf dem Rücken und kleinen Kuppen, wie auch in den tief eingeschnittenen Gräben beim Pichler, und sind durch stärkere Korrosion der Karbonate und die stärker verfärbte Matrix von der wärmzeitlichen Decke zu unterscheiden.

48 Bergsturzaablagerung (Krautgraben bei Gams)

Durch die Materialentnahme südwestlich Haid (Gamsbach) wurde völlig ungerundeter, unsortierter Dolomitschutt unter Solifluktionsschutt aufgeschlossen. In der sandig schluffigen Matrix sind auch kopf- bis 1 m große Blöcke eingebettet, die starke Auflockerung bis völlige Gefügebrauchung zeigen. Die Ablagerung bildet offensichtlich den Rücken bis zum Graben des Zwieselbaches und stellt den Erosionsrest eines kleinen Bergsturzes dar, dessen Sturzstrom sich aus dem Bereich Buchberg bis zum Krautgraben ergossen hat.

Die Sturzstromablagerungen sind von einer 1,5 bis 2 m mächtigen, feinstoffreichen Solifluktionsdecke mit gerundeten und gekritzten Geschieben bedeckt, die ein Mindestalter des Bergsturzes vor der Würmeiszeit belegen. Auf ein derart hohes Alter weisen, neben der Lage auf dem Rücken deutlich über dem heutigen Bachniveau, auch rötlich-braune Toneinschwemmungen in Hohlräumen der Sturzstromablagerungen hin, die auf eine wärmzeitliche Verwitterung nach der Ablagerung zurückgehen dürften. Dementsprechend wird sich der kleine Bergsturz aus dem Bereich unter dem Buchberg spätestens in der Spätphase der Rißeiszeit ereignet haben.

47 Hangschuttbrekzie (Prä-Würm)

Wie generell in den Kalkalpen, besonders an deren Südrand, sind auch im Bereich des Kartenblattes Reste ehemaliger ausgedehnter Schutthalden erhalten, die heute als Hangbrekzien vorliegen (AMPFERER, 1935; CORNELIUS, 1941).

Neben den Vorkommen südlich des Pfaffenstein finden sich größere derartige Brekzien noch im Urwirtsgraben (östlich Kaiserschild) und an der westlichen Flanke des Brunntales (östlich Wildalpen). Es sind dies durchwegs sehr gut verkittete grobe Brekzien. Die Komponenten werden ausschließlich aus den Gesteinen der darüber aufragenden Wände gebildet, die oft in einer dichten feinkörnigen Matrix eingebettet, teilweise aber auch nur korngestützt sind. Die undeutliche Schichtung ist hangparallel. Das Erscheinungsbild gleicht dem rezenter Schutthalden, die durch das höhere Alter bereits gut verkittet sind, aber auch durch Verwitterungserscheinungen (veraschte Dolomite) ein löchriges Aussehen aufweisen. Ein Mindestalter der als interglaziale und interstadiale Bildung angesehenen Brekzien ist durch die Überlagerung mit Moränen der letzten Eiszeit (Große Fölz) gegeben.

Würm

46 Vorstoßschotter

Südlich Großdorf entwickeln sich entlang der Laming zu beiden Seiten mit glazialen Ablagerungen bedeckte Terrassenkörper. An den Böschungen finden sich hier schlecht sortierte Schotter, die über größere Bereiche eine sandig schluffige Matrix zeigen, teilweise aber auch matrixfreie, korngestützte Lagen und Nester aufweisen. Derartige, schwach talrandverkittete Schotter finden sich noch talaufwärts beim Lindenhof und im Galgenwald, wo sie im Liegenden der grobblockigen Moräne durch den Bach aufgeschlossen werden. Weiters treten diese Schotter auch im Ort Tragöb auf, wo sie den Hangfuß entlang der Hauptstraße aufbauen.

Die Kiese bestehen zum überwiegenden Teil aus Karbonaten, führen aber einen stark schwankenden Anteil (10–30 %) an Geschieben der Grauwackenzone und der Werfener Schichten (**100, 132**), wodurch der Einfluss der von Osten kommenden Gerinne stark erkennbar ist.

Bei diesen Kiesen handelt es sich um die Schotter, die im Vorfeld des sich hauptsächlich aus dem Jassinggraben ins Becken von Tragöb ausbreitenden Gletschers abgelagert wurden. Sie wurden dann von der Gletscherzunge noch überfahren, die bis Unterort (am südlichen Blattrand) vorstieß und mit Moränen bedeckte. Diese Vorstoßschotter setzen sich dann entlang der Laming nach Süden als Niederterrasse fort.

Ähnlich überfahrene Schotter finden sich noch beim Schloss Leopoldstein, wo die Gletscherzunge aus dem Tal des Leopoldsteiner Sees die Kiesschüttungen in ihrem Vorfeld und die des Erzbaches mit Moräne bedeckte.

45 Grundmoräne

Ausgedehntere Vorkommen der würmzeitlichen Grundmoräne finden sich im Becken von Tragöb, der Weidau (Präbichl), im Einzugsgebiet der Großen Fölz sowie um Lassing im obersten Mendlingtal und im Klammgraben.

Die durchwegs mit Wiesen oder Wald bedeckten Moränen sind nur an wenigen Stellen in kleinen Anrissen in Gräben oder bei Bauarbeiten aufgeschlossen gewesen. Generell finden sich im Material der Grundmoränen Geschiebe des jeweiligen Einzugsgebietes der Gletscherzungen, die deutliche glaziale Bearbeitung (Facettierung, Kritzung) zeigen und in einer überwiegend schluffig-sandigen Grundmasse eingebettet sind. Durch die beschränkte Größe der Lokalgletscher ist der Anteil dieser feinkörnigen Matrix nicht in dem Ausmaß entwickelt wie bei größeren Talgletschern, wo ihr Prozentanteil sowie Tongehalt am Gesamtsediment deutlich höher ist. Alle diese Grundmoränen weisen eine starke Kompaktion auf.

44 End- bzw. Seitenmoräne, mit Wallform

Die Ausdehnung aller lokalen Kargletscher sowie der aus der Plateauvergletscherung des westlichen Hochschwab hervorgegangenen Gletscherzungen sind durch End- und Seitenmoränen gut zu rekonstruieren. Die Moränenwälle sind generell aus grobblockigen Kiesen mit wechselndem Sandgehalt mit geringem Feinkornanteil aufgebaut, die in ihrer Zusammensetzung das jeweilige Einzugsgebiet der Gletscherzunge widerspiegeln.

Im Lamingtal zeichnen die Moränenzüge bei Unterort, Großdorf und Galgenwald drei Endlagen der würmglazialen Eiszunge nach. Die Mächtigkeit der steilen Eiszunge wird durch die deutlichen Moränenwälle an der westlichen Talflanke angezeigt. Die Oberfläche steigt von ca. 750 m bei Unterort bis zum Lindenhof auf ca. 900 m Höhe und dann langsam auf 920 bis 930 m im Bereich Pfarrerteich



Abb. 8.
Endmoränenwall bei St. Laurenti. Blickrichtung SSO.

an, wie der kleine Moränenwall unterhalb des Kampelsteig belegt. Im östlichen Jassingraben liegt sie dann auf 960 m. Auf den Moränenwällen des Lamingtales finden sich viele, zum Teil riesige Wettersteinkalkblöcke, die aus der Nordflanke des Trenchtling und der Heuschlagmauer stammen (43). Deutliche Wälle bei Wegsteig und St. Laurenti (Abb. 8) belegen auch die Zunge in der Talweitung des Präbichl und im Tal nach Vorderberg, wo die vereinigten Gletscherzungen aus dem Kar des Grübl (Eisenerzer Reichenstein) und dem Polsterkar auch bis an den Blattrand reichten. Deutliche Wälle westlich Almhäuser zeichnen einen kleineren Stand und die Trennung der beiden Eiszungen sowie die Moränen im Handelgraben das schrittweise Schrumpfen des Polsterkargletschers nach.

Ebenso sind derartig gestaffelte Endmoränenwälle des Würm-Hochglazials in der Großen Fölz und um das Schloss Leopoldstein erhalten.

Mächtige Wälle dokumentieren auch die Situation im Hochtal bei Hinterwildalpen. So setzen am Ostende des Grangenriedel mächtige Moränenwälle an, die nach Norden bis zum Lurgbach ziehen, von dem sie unterschritten werden (FRITSCH, 1993). Sie markieren den westlichen Rand der Eiszunge von der Plateaufläche um die Eisenerzer Höhe, die das kleine Becken um Hinterwildalpen völlig erfüllt haben muss, ohne aber Endmoränen auch am Nordrand zu hinterlassen. Der Gletscher im Lurgbachtal reichte hingegen bis zur Mündung des Brunngrabens und Eibelbachs, wie an den Moränenwällen an der südlichen Talflanke zu erkennen ist. Die Zunge dürfte aber zu ihrer größten Ausdehnung kurz noch Kontakt zu der des Beckens von Hinterwildalpen gehabt haben. Im Zuge des kleinsten markierten Standes wurde dann der epigenetische Durchbruch im Wettersteindolomit (Kote 841 m) angelegt.

Die Gletscher aus den nördlichen Plateaubereichen des Hochkargebietes haben im Wasser- und Klammgraben und unter den Sandmäuern mehrgliedrige Wälle hinterlassen, welche die drei Eiszungen deutlich nachzeichnen. Den wohl auffälligsten und mächtigsten Moränenwall stellt aber der am Ausgang des Königsgrabens südlich von Lassing dar, der den Talschluss der Mendling beherrscht. Er wur-

de von der Eiszunge aus der zentralen Plateaumulde des Hochkar abgelagert, die im Lee des Rückens Scheineck-Schwarzkogel ein besonders wirksames Nährgebiet hatte. An der steilen Nordwestflanke des Hochkar und Falken entwickelten sich steile Gletscherzungen (Dürrengraben), die kleine Endmoränen um Grabenbauer knapp oberhalb des Talbodens der Mendling hinterließen.

Ein deutlicher Moränenwall markiert noch bei Raffelgraben das Ende einer Gletscherzunge, die von Westen gerade noch das Gebiet des Kartenblattes berührt (MOSEK, 2007).

43 Erratischer Block

Größere auffällige erratische Blöcke zeigen oft alleine die Ausbreitung von Gletscherzungen an, wenn keine Moränensedimente abgelagert wurden oder erhalten geblieben sind. So ist die größte Ausdehnung der Gletscherzunge im Lamingtal (Sattenberg) durch eine Reihe von Blöcken markiert, die etwas außerhalb der Moränenwälle zu finden sind, was auch auf die kurze Dauer dieses größten Standes hinweist. Die auffällige Häufung und die Größe der Erratika sind im Lamingtal auf die Bergzerreiungserscheinungen der Wettersteinkalkmassen des Trenchtling, der Heuschlag- und Griesmauer zurückzuföhren. Die damit einhergehende Auflockerung führte offensichtlich zu oftmaligen Felsstürzen, deren Blöcke vom Gletschereis abtransportiert wurden. Das Blockwerk eines derartigen größeren Felssturzes dehnte sich sogar soweit auf den Gletscher aus, dass es am orographisch linken Rand der Eiszunge südlich Lindenhof abgelagert wurde.

Auch in der Großen Fölz wird der Eisrand des Gletschers von einer Kette großer Blöcke nachgezeichnet, wie auch das Ende der kleinen Eiszunge aus dem Tal des Leopoldsteiner Sees über den Sattel beim Urlauberkreuz durch große Wettersteinkalkblöcke markiert wird.

Eine auffällige Häufung an mehrere Meter großen erratischen Blöcken (Rhätium, Jura) ist auch durch die Gletscherzunge aus dem Kar der Schmalzmauer (nördlich Hochkar), die über Riegelauschlag zu den Sandmäuern abfloss, hinterlassen worden (WESSELY, 2005).

42 Rundhöcker

Der Wettersteinkalk-Rücken beim Julenheim am Grünen See stellt einen Rundhöcker dar, der durch den Gletscher aus dem Jassinggraben geformt wurde. An der Oberfläche sind aber durch Korrosion und Frostverwitterung keine direkten Spuren der Eisüberarbeitung (Gletscherschliff) mehr erhalten geblieben.

41 Kame

Innerhalb der Endmoränen beim Lindenhof waren durch eine kleine Kiesentnahme durchwegs feinkörnige, stark sandige Kiese aufgeschlossen, die den Hang bis zur Laming mit seiner unruhigen Oberfläche aufbauen. Die Kiese, in denen auch Gerölle bis 30 cm Durchmesser eingebettet sind, weisen durchwegs steiles Einfallen (10–25°) in unterschiedlichste Richtung auf. Der Geröllbestand, besonders in den kleinen Korngrößen und dem Sand, rekrutiert sich zu rund 70 % aus der Grauwackenzzone der Ostflanke des Lamingtales. Bei diesen Sedimenten handelt es sich um eine Kameablagerung innerhalb der abschmelzenden Eiszunge, wo neben verschwemmtem Moränenmaterial, die Hauptmasse aus dem Graben beim Pölsbacher stammt.

Eine ausgedehntere Kameablagerung mit unruhiger Oberfläche wurde auch auf der Schwelle zwischen Jassinggraben und Grünem See in Toteismassen gebildet, als sich die Eismasse im Becken von Tragöß und des Jassinggrabens trennte.

40 Staukörper am Eisrand (Hochglazial)

Im Lamingtal sind aus den Gräben an der westlichen Flanke gegen die Gletscherzunge auch zur Würmeiszeit Schuttmassen geschüttet worden, die heute teilweise noch als mächtige Staukörper erhalten sind. Sie bestehen weitgehend aus dem Schutt der Werfener Schichten und verzahnen sich teilweise mit den Moränen.

Ein mächtiger Schuttkörper unterhalb des Kappelsteig ist auch zwischen den Eisströmen aus dem Klammboden über die Klammhöhe und dem Haringgraben (nordöstlich Tragöß) erhalten, der mit seiner Oberkante die ehemalige Eishöhe schön markiert. Bereits aus den ersten Abschmelzphasen der hochglazialen Eismassen stammen hingegen die Staukörper westlich des Grünen Sees, wo jener oberhalb der Straße in den Jassinggraben mit seiner Terrassenform und dem darin eingeschnittenen Trockental der eindrucksvollste ist. Er ist, ebenso wie der Staukörper oberhalb der Pfarrerlacke, nach der Ablagerung der Kamesedimente im unmittelbaren Sattelpbereich gegen die in den Becken liegenden Toteismassen geschüttet worden.

39 Niederterrasse

Abgesehen von der Niederterrasse, die außerhalb des Kartenblattes unmittelbar an die Vorstoßschotter im Lamingtal anschließt, haben sich solche Terrassenkörper des Würm noch entlang des Erzbaches, der Salza und der Mendling entwickelt.

Die Niederterrassenkörper werden generell von groben, sandigen Schottern aufgebaut, die eine schlechte Sortierung und einen unregelmäßigen Wechsel zwischen sandreichen und sandfreien Lagen aufweisen. Diese meist unscharf begrenzten Lagen lassen oft Kreuzschichtung erkennen oder bilden unregelmäßige horizontale Bänke. Die Schotter sind Ablagerungen der für Eiszeiten typischen verwilderten Gerinne (braided river), entlang denen rasche Akkumulation durch die stark erhöhte Geschiebefracht stattfand, und so in der kurzen Zeitspanne des Hochglazials die mächtigen Terrassenkörper gebildet wurden.

Im Erzbach entwickelt sich die Terrasse aus den großflächigen mächtigen Schwemmkegeln nördlich der Stadt Eisenerz und im Vorfeld der Gletscherzunge der Großen Fölz.

In der Mendling geht die Schüttung von den Eiszungen des Königs- und Dürren- sowie des Raffelgrabens aus.

Entlang der Salza sind erste grobe Kiese im Bereich der Fischerau (FRITSCH, 1993) zu finden, die dann nach Westen zu rasch an Mächtigkeit gewinnen und ab den Gehöften Steinbruch und Glimnitzer einen ca. 10 m mächtigen Terrassenkörper bilden. Dieser kann dann Salza abwärts nahezu ohne Unterbrechung verfolgt werden und erreicht bei der Vereinigung der Salza mit dem Mendlingbach eine Mächtigkeit von ca. 50 m. Im Einschnitt der Salza zeigen die Schotter eine gut entwickelte Talrandver kittung, die zu Konglomeratnasen, Halbhöhlen und abgestürzten Konglomeratblöcken im Flusslauf führt (Abb. 9). Die großen Driftblöcke sind auf die nahe Gletscherzunge dem Lassingbach zurückzuführen.

Im Bereich von der Brücke über die Salza bei Fachwerk bis zum Gehöft Glimnitzer sind immer wieder im Liegenden der groben, horizontal geschichteten Kiese der Niederterrasse glazigene Ablagerungen aufgeschlossen (FRITSCH, 1993). Es handelt sich dabei um Stillwasserablagerungen von Sanden und Schluffen mit eingelagerten Blöcken (dropstones), oder um feinstoffreiches Moränenmaterial in Wechsellagerung mit Flusskiesen. Ablagerungen wie sie in Kontakt zu Gletscher-



Abb. 9.
Talrandverkitung der Niederterrasse der Salza westlich Fachwerk. Driftblöcke.

eis oft entstehen. Daneben treten noch geschichtete und verfaltete Kiese mit geritzten Geschieben auf, die teilweise Einfallswinkel bis zu 65° aufweisen. Derartige Ablagerungen bilden sich nur in unmittelbarem Kontakt zu abschmelzendem Gletschereis und können nur als größere Körper in gefrorenem Zustand bewegt und eingebettet worden sein (FRITSCH, 1993). Diese Ablagerungen sind, im Gegensatz zu primären Deutungen, als Produkte des Eiszerfalls am Ende der Rißeiszeit, wohl im Kontakt mit der aus dem Lassingtal hervortretenden Gletscherzunge der Würmeiszeit entstanden. Als weiterer Hinweis auf dieses Alter ist zu werten, dass sie keine stärkere Verwitterung oder Konglomerierung als die hangenden Kiese der Niederterrasse aufweisen.

38 Blockgletscherablagerung

Der Talboden des Ramsaubaches (südlich Eisenerz) wird beim Gehöft Peres von einer ca. 10 m aufragenden Lockergesteinsmasse blockiert, die das Tal in seiner gesamten Breite aus dem Tal bei Galleiten kommend wulstartig einnimmt, und sich mit unruhiger Oberfläche nach Nordosten abfallend bis Franzosenbühel ausbreitet.

Aufgebaut wird die Masse aus grobem Schutt mit großen Blöcken in einer sandigen schluffigen Grundmasse, die bis zu den Häusern von Galleiten im Süden zu verfolgen ist. Hier gehen diese Ablagerungen in die groblockige Moräne des Talbodens nach Süden über, die beidseitig von scharf modellierten Seitenmoränen begrenzt wird.

Die Masse nördlich Galleiten stellt einen Blockgletscher dar, der sich aus dem Material der Oberflächenmoräne der Gletscherzunge entwickelt hat. Die Masse hat sich dann unter den Permafrostbedingungen langsam ins Tal des Ramsaubaches ausgebreitet und dieses blockiert. Dadurch wurde der Ramsaubach zurückgestaut, wodurch die Flachstrecke am Fuß des mächtigen steilen Schwemmkegels des Lasitzenbaches entstanden ist. Der Ramsaubach hat dann die steile

epigenetische Klammstrecke in den Kieselschiefern eingeschnitten. Eine Bohrung von 12 m Tiefe beim Einlaufbauwerk des Kleinkraftwerkes durch die STEWEAG (pers. Mitt. R. BENISCHKE, Joanneum Research) zeigt die Mächtigkeit der feinkörnigen Verschüttung an, die aber als wesentlich höher anzunehmen ist.

Etwas weiter westlich liegt am orographisch linken Ufer des Ramsaubaches am Ausgang des steilen Grabens des Weißenbaches eine hoch über den Talboden aufragende, mächtige Schuttmasse mit riesigen Blöcken. Sie stellt den Moränenschutt des Gletschers in der Karmulde unterhalb der Donneralpe dar, der im oberen Teil des Weißenbaches geendet hat. Der Schutt wurde dann durch den steilen Graben durch viele Murenereignisse auf den Talboden des Ramsaubaches transportiert, wo er in den Permafrost einbezogen und fixiert wurde. So breitete er sich im Talboden nicht aus und ist so in der heutigen Form erhalten geblieben.

Im westlichen Teil der Nordflanke des Lärchkogelzuges im Einzugsgebiet des Gamsbaches haben sich durch die günstige Exposition noch kleine Gletscherzungen unter dem Rödelsstein (Endmoränen umschließen das Gehöft Huber) oder unterhalb der Wendneralm gebildet. Im östlichen Teil der Aichmauer kam es aber offensichtlich zu keiner nennenswerten Eisbildung mehr. Hier wurde daher der durch die Frostverwitterung anfallende Schutt des Wettersteindolomits am Wandfuß durch den Permafrost fixiert. So konnte sich eine ca. 50 bis 60 m mächtige, terrassenartige Schutthäufung bilden, die am Nordrand vom Gamsbach unter-schnitten wurde. Die Masse besteht aus unklassiertem Wettersteindolomitschutt aller Korngrößen bis zu Blöcken mit mehreren m³. Die am Hangfuß angesammelte Masse breitete sich offenbar langsam bis zum Gamsbach aus, wo sie eine rund 40 m hohe steile Stirn ausbildete, die auch von diesem ständig erodiert wurde.

37 Mächtiger Murenschutt

Im Kar der Hinteren Gsoll (östlich Eisenerz) entwickelte sich unterhalb der Gsollmauer, durch Wechtenbildung begünstigt, ein kleiner Gletscherkörper, dessen Ausdehnung durch grobblockige Endmoränenwälle am orographisch rechten Rand markiert wird. Am linken Rand wird der Gletscherrand durch groben Schutt ersetzt, der offensichtlich auf den Gletscherrand geschüttet wurde, auch die Moränenwälle umschließt und weit in den Talboden vordrang. Es handelt sich dabei um groben Murenschutt, der seinen Ausgang in dem Graben unterhalb der TAC-Spitze nimmt und um einen ausgedehnten Kegel mit unruhiger Oberfläche. Das Liefergebiet ist die besonders stark von Bergzerreißung betroffene TAC-Spitze (KOÇIU, 2009), deren Nordwestflanke aber während der Eiszeit durch die Windverfrachtung des Schnees selbst keinen Gletscher trug.

Der Murenkegel ist an seinem südlichen Rand zu den holozänen Bachsedimenten durch eine bis zu mehrere Meter hohe Erosionskante begrenzt.

33 Staukörper am Eisrand der regenerierten Gletscher im Lassingbach Tal

36 Moränenmaterial darin

35 Bänderschluft darin

34 Kieseinschaltung darin

In den Tälern südlicher Zubringer des Lassingbaches (besonders im Schrein-, Schön- und Kräuterbach sowie Rumpelgraben) finden sich Reste ausgedehnter Talverfüllungen mit sehr komplexer Zusammensetzung verschiedener Sedimente (BRYDA, 2005). Die Abgrenzung dieser untereinander ist aber nur schlecht möglich, da die Talflanken durchwegs stark verrutscht oder mit Vegetation bedeckt, und dadurch die Grenzen sehr oft nicht aufgeschlossen sind. So ist nur eine eher generelle Beschreibung der Talfüllungen möglich.



Abb. 10.
Massige Schluffe im Tal des Schönbachs.

An der Basis bis zu mehreren Metern über den heutigen Talsohlen finden sich teils massige, teils gebänderte Schluffe, die mitunter von Sand und Kieslagen unterbrochen werden (Abb. 10). Diese Einschaltungen werden speziell im Talhintergrund aus eckigem, ungerundetem Dolomitschutt gebildet. Selten finden sich auch größere Gerölle oder Blöcke als „dropstones“ in den Schluffen. Diese feinkörnigen Ablagerungen wurden in kurzlebigen Seen abgelagert, als die Talausgänge offensichtlich durch die sich bildenden Eismassen im Talgrund des Lassingbaches zunehmend verlegt wurden. Waren es anfänglich hauptsächlich die Schluffe (Gletschertrübe) und von den Rändern ins Becken ausgreifende Einschüttungen, kamen dann auch grobkörnigere Deltaablagerungen hinzu. So bildete sich im Schönbach eine ca. 20 m mächtige Deltaschüttung mit nach Süden – taleinwärts – gerichteten foresets aus (Abb. 11). Aus gut gerundeten sandigen Kiesen gebildet und durch ihre Zusammensetzung aus Geröllen aller Kalke aus dem Einzugsgebiet des Lassingbaches zeigen sie eine Schüttung aus dem Lassingbach an. Damals floss dieser offenbar bereits über die Talung bei Abbrenn in den Schneckenengraben ab, da das Lassingtal unterhalb Klaus offensichtlich bereits völlig blockiert war.

Am Ende der Entwicklung breiteten sich die Eismassen aus der Furche des Lassingbaches auch tief in die Nebentäler aus und lagerten Moränen ab (Abb. 12). Diese weisen einen durchwegs sehr hohen Feinkornanteil (Tone, Schluffe) auf und dürfen überwiegend als unter Stauwasserbedingungen abgelagerte Moräne (waterlain till) angesehen werden. Sie führen prächtig gekritzte und polierte Geschiebe, weisen aber oft nicht die für Grundmoräne sonst so typische hohe Kompaktion auf.

Ebenso weisen viele grobe, gerundete Blöcke der verschiedenen Kalke in den im Dolomit angelegten Gräben (aus denen die bunten Jurakalke, wie rote Knollen- und Crinoidenkalke hervorstechen) auf glaziale Ablagerungen des Hochstan-



Abb. 11.
Nach Süden gerichtete Deltaschüttung im Tal des Schönbachs.

des der Würmvereisung hin. Sie belegen gut die Ausdehnung der Eismassen (z.B. Schreinbach bis knapp unter den Jägersattel), wie auch einen Materialtransport aus dem Gebiet des Rotwaldes im Norden und den ostschauenden Karen der Göstlinger Alpen quer über den Lassingbach.

Gegen diese Gletscherzungen wurden dann in den unvergletscherten Bereichen sowie den Seitengraben (z.B. Sperrgraben) mächtige Dolomitschuttmassen abgelagert.

32 Trockental – ehemalige Abflussrinne

Der einzige durch die Eisausbreitung erzwungene Abfluss, entgegen den heutigen Abflussverhältnissen, ist die Umleitung des Lassingbaches aus dem Schönbach und Rumpelgraben über Abbrenn in den Schneckengraben (36–33).

Eine alte, wahrscheinlich holozäne Abflussrinne des Lasitzenbaches ist auf seinem riesigen Schwemmkegel in der Ramsau bis heute erhalten geblieben.

31 Oberflächenmoräne (Gropperwald, grobblockig), mit Wallform

Das Areal des Gropperwaldes wird von grobem Blockwerk mit teilweise riesigen Blöcken bestimmt, das zungenartig bis knapp oberhalb der Lassingalm reicht. Die Form der Ausbreitung sowie die gleichmäßige Oberflächengestaltung deuten darauf hin, dass es sich hier um die Ablagerung einer Schuttdecke einer bereits weitgehend inaktiven Eiszunge handeln dürfte. Die Wallformen bilden offensichtlich noch aktive Teile dieser Gletscherzunge nach.

30 Staukörper am Eisrand (Würm-Spätglazial)

Entlang der Eiszungen des Spätglazials entstanden in kurzlebigen Staubereichen Ablagerungen von Kiesen, Sanden und Schluffen, die je nach Abflussver-



Abb. 12.
Feinstoffreiche Grundmoräne im Tal des Schönbachs.

hältnissen wechseln können. Die Vorkommen sind recht kleinräumig und entsprechen in Erscheinungsbild und Aufbau denen des Hochglazials (40).

29 Junge Terrassen im Lassingbach Tal

Entlang des Lassingbaches finden sich in etwa 5 m über dem heutigen Flussniveau liegende Terrassenkörper. Sie sind aus sehr groben sandigen Kiesen aufgebaut, die ungefähr der Korngrößenverteilung der heutigen Flussschotter entspricht. Ihr gleichmäßiges Erscheinungsbild und ihre gleichbleibende Mächtigkeit machen eine Bildung als durchgehende Terrassenschüttung in Folge einer Klimaverschlechterung mit erhöhter Schuttanlieferung wahrscheinlich.

Die Terrassenkörper weisen eine so fortgeschrittene Bodenentwicklung auf, die eine landwirtschaftliche Nutzung (Wöhry, Drei Keuschen) zulässt, sodass anzunehmen ist, dass die Terrasse schon im Spätglazial gebildet wurde.

28 Solifluktionsschutt

Im Bereich des Gamsforst ist ebenso wie in der vorletzten Eiszeit (49) eine ausgedehnte Decke feinstoffreicheren Schutts entstanden, der seinen Ursprung in den Massenbewegungen am Hangfuß des Großkogels hat. Der Schutt breitete sich bis zum halben Hang zum Krautgraben als eine ein bis mehrere Meter mächtige Lage aus.

Ebenso ist die breite, gleichmäßige Fläche am Hangfuß des Blochkogels östlich von Lassing mit Solifluktionsschutt bedeckt. Die Schuttdecke entwickelt sich zwischen den Endmoränen aus dem Königsgraben bei Lassing und dem Wassergraben östlich davon aus dem Hangschutt und reicht über das Gehöft Blachl am Kartenrand hinaus.

27 Bergsturz Kampelmauer – Grüner See

Das Tal zwischen „In der Klausen“ und dem Grünen See sowie Pfarrer- und Kreuzteich wird von grobem Bergsturzblockwerk beherrscht (SPENGLER & STINY, 1926a; FABIANI, 1980b). Das kuppige Gelände mit vielen, z.T. mehrere m³ großen Blöcken bedeckt den Buchriegel bis ca. 1.060 m Höhe, von wo es nach Norden abfallend bis zur Kote 914 m knapp vor dem Ausgang der Klamm reicht. Hier wird der Klambach in einem kleinen Weiher gestaut und versickert im Blockwerk. Nach Süden erstreckt sich der Sturzstrom bis an den Hangfuß der Kohlerleiten.

Die Bergsturzmasse entstammt der Nische unterhalb der Kampelmauer, von wo sie primär Richtung Westen abfloss und am Buchriegel brandete. Hier wurden sie einerseits nach Norden, andererseits in ihrer Hauptmasse nach Süden abgelenkt.

Dürfte das Bergsturzblockwerk am Buchriegel noch einige Zehnermeter mächtig sein, so beträgt diese im südlichen Zungenbereich nur noch einige Meter, so dass beim Grünen See die Werfener Schichten als Liegendes aufgeschlossen sind und oberhalb des Pfarrerteiches erste Quellen aus dem Sturzstrom austreten. Hier wird der Bergsturz von grobem Wettersteinkalkschutt mit Blockwerk gebildet, dem in auffälliger Weise die kleinen Kornklassen (Mittelkies, Sand) weitgehend fehlen. Das dürfte darauf zurückzuführen sein, dass es durch die kurze Sturzbahn und die geringe Kubatur zu keiner völligen Zerschlagung des Wettersteinkalkes und zur Bildung einer feinkörnigen Sturzstrommasse wie bei großen Bergstürzen kam (siehe Bergsturz von Wildalpen, 16).

Die Toteisformen um den Grünen See erlauben das Ereignis des Bergsturzes in das beginnende Spätglazial einzustufen, als noch Reste des Gletschereises am Talboden vorhanden waren.

26 Toteiskante

Das Bergsturzmateriale wird zu den Depressionen um den Grünen See durch eine mehrere Meter hohe deutliche Kante begrenzt. Durch den Sturzstrom wurde ein größerer Eiskörper randlich noch mit Bergsturzblockwerk bedeckt. Nach dessen Abschmelzen sind dann die Becken des Grünen Sees als Toteislöcher mit der Toteiskante entstanden, während das auf dem Eis lagernde Material zwischen den Becken als niedrigere Rücken erhalten blieb.

6.3.2. Holozän

25 Abrisskante / 24 Zerrspalte / 23 Tiefgreifend aufgelockerter, stark bewegter Felsbereich)

Die Kalkstöcke der Griesmauer und des Trenchtling sind durch ihre Position an der Südflanke einer weit gespannten Mulde der Werfener Schichten (FABIANI et al., 1980) von massiven Bergrerreißungserscheinungen betroffen. Die spröden Kalkmassen zergleiten über den duktilen Schiefen (POISEL & EPPENSTEINER, 1988). So zeigt der Stock des Trenchtling markante lange Zerrspalten, die sich in deutlichen Gräben mehr oder weniger parallel zu den beiden Flanken im Nordosten und Südwesten entwickelten. Sie sind entlang alter Strukturen angelegt, welche die tiefgreifende Zerlegung des Gebirgsstockes begünstigten (BRYDA, 2003). In der damit einhergehenden Auflockerung, besonders der Nordostflanke, sind auch die starke Schuttbildung und die riesige Schutthalde bei Grünanger begründet. Ebenso wird damit auch die massive Verbauung des Tales zwischen dem Grünen See und dem Becken des Jassinggrabens zusammenhängen, die offensichtlich aus gut wasserdurchlässigen, mächtigen Lockersedimenten (Blockwerk und

Schutt) besteht, da alle Wässer aus dem Jassinggraben, die letztendlich bei der Pfarrerlacke versickern, erst wieder um den Kreuzteich austreten (FABIANI, 1980b).

Kleinräumigere Zerrstrukturen betreffen auch die Leobner Mauer, die sich auch in der ausgedehnten, aktiven Schutthalde zur Oberen Handlalm hin manifestiert.

Der Stock der Griesmauer ist dank seiner geringeren Mächtigkeit noch wesentlich stärker von den Bergzerreißen betroffen. So ist der südliche Teil um die TAC-Spitze in den Felsstrukturen weitgehend aufgelöst und besteht aus größeren und kleineren Felskörpern und Türmen, die sich teilweise kippend aus dem Verband lösen (KOÇIU, 2009) und nach Nordwesten abwandern, wo eine fortschreitende Auflösung bis zum Hangschutt eintritt. Aus der Wand im Südosten haben sich auch das Blockwerk und die Felsstürze gelöst, die als Schuttdecke die Gletscherzunge im Gropperwald bedeckten. Im Nordteil hingegen ist eine große Scholle deutlich von der Hauptmasse getrennt und abgesehen. Der gesamte Stock der Griesmauer ist dementsprechend von ausgedehnten, sehr groben Schutthalden umgeben.

Ebensolche Auflösungserscheinungen sind an der Heuschlagmauer entwickelt, die für das grobe Blockwerk am Hangfuß und wohl auch für die riesigen Blöcke auf den würmzeitlichen Moränenwällen um Tragöb verantwortlich sind (44).

Parallel zum Südrand des Plateaubereiches westlich der Brandsteine sind zwischen Brandstein und Fobisturm Zerrspalten entwickelt, die ihre Ursache in der Duplexstruktur und dem Kontakt mit den weichen Gosaugesteinen im Fobistal haben dürften.

Weit verbreitet sind Zerrspalten auch in den stark bewegten Megablöcken im Blockmeer des Schafwaldes (18, 19) als Folge des Zergleitens der Felsmassen nördlich des Schafhalsstatts.

22 Rutschmasse (überwiegend oberflächennah; Spätglazial-Holozän)

In feinkörnigen Verwitterungsböden oder Schutt über tonig-schluffigen Ausgangsgesteinen, wie die Gosauergel (Krautgraben), karnische Tonschiefer (westlich Hinterwildalpen) oder glazialen Bändertone (z.B. Schönbach), treten oft großflächige Rutschungen auf. Sie werden meist bei starker Durchfeuchtung nach lang anhaltenden Niederschlägen durch die fehlende Möglichkeit zur Drainagierung ausgelöst. Dabei kommen durchwegs die Verwitterungsschicht und selten auch die obersten Teile des Untergrundgesteins in Bewegung.

21 Felssturzmateriale, Blockschutt

Größere Ansammlungen groben Felssturzmateriale oder grober Blockschutt von kleineren Felsstürzen finden sich an mehreren Stellen (z.B. westlich Grüner See, Griesmauer). Diese auffällig groben Ablagerungen haben nur geringe Ausdehnung und sind oft vom groben Hangschutt schlecht abgrenzbar. Weit verbreitet ist derartig grobes Blockwerk z.B. im Fobistal, das SPENGLER eher schon als Bergsturzmassen bezeichnet hatte (SPENGLER & STINY, 1926a, b).

18 Bergsturz von Wildalpen – Blockmeer des Schafwaldes

19 Megablöcke aus Steinalm-/Wettersteinkalk

20 Megablöcke aus Steinalm-/Wettersteindolomit

Der im Plateau des Hochschwab eingesenkte, auffällig rechteckige Kessel – zwischen Griesstein, Ebenstein, Schaufelwand–Schafhalsstattel–Brandstein – wurde von SPENGLER (SPENGLER & STINY 1926b: 59) als „Blockmeer des Schafwaldes“ bezeichnet (Fototafel 7, Abb. XXI). Das Erscheinungsbild schien ihm einem

Bergsturz zu entsprechen, den er wegen der Ausdehnung aber ausschloss. „Es ist daher wahrscheinlicher, dass es sich hier um eine in sich selbst zusammengebrochene, stark unterhöhlt gewesene Masse von Dachsteinriffkalk, also eine eigenartige Verkarstungserscheinung, handelt“ (SPENGLER & STINY, 1926b: 59).

Das ganze Gebiet ist von grobem Blockwerk von m^3 bis Hausgröße dicht bedeckt, es setzt am Fuß der rezenten Schutthalden unter den Wänden (Gries- und Brandstein) und der auffällig glatten Schichtfläche südlich des Schiffwaldbodens ein und reicht bis zur Kohlermauer im Norden. Das Blockwerk reicht mit riesigen Blöcken auch von Osten in Form einer Halde bis in die tiefe Karsthohlform des Teufelssees und bedeckt um Brennach die Südostflanke des Rückens bei Kote 1.448 m. Diese Flanke ist offensichtlich von sehr mächtigem Blockwerk (das ausgedehnte Latschenareal um Brennach) bedeckt, das den Eindruck einer angebrandeten Masse erweckt. Westlich des Rückens vom Teufelssee bis Kote 1.448 m ist eine deutliche Abnahme der Größe sowie der Zahl der Blöcke zu erkennen. Nördlich der markanten Steilstufe der Kohlermauer ist das Blockwerk bis auf Höhe des Antonikreuzes zu verfolgen, wobei hier die gleiche Erscheinung einer Ausdünnung zu beobachten ist.

Das Blockmeer des Schafwaldes zeigt neben dieser Blockdecke erhebliche Höhenunterschiede von über 100 m, wobei steile, kerbartige Depressionen (nordöstlich Hochleiten) oder weite Wannen (Schiffbrandwald) den Auftragungen gegenüberstehen. Diese werden in ihren Gipfelbereichen (Sulzenkögel, Hochleiten) von stark aufgelockerten Felskörpern gebildet, die von Zerspalten und tiefgreifenden offenen Klüften zerlegt sind. Der Verband der Kluftkörper ist aber noch nicht gänzlich aufgelöst, sodass das Erscheinungsbild großer, ehemals kompakter, heute stark zerrütteter Felsmassen blieb (Fototafel 8, Abb. XXII). So zeigt der bewaldete Rücken nordöstlich der Seltenheimjagdhütte ein Muster orthogonaler Gräben und Spalten, die eine Zerlegung durch Zergleiten des gesamten Körpers dokumentieren.

Bei diesen Körpern handelt es sich um Megablöcke, die mehr oder weniger in ihrem inneren Verband erhalten, als Folge des Abgleitens der Gebirgsteile nördlich der Schaufelwand entstanden sind. Es sind dies die Massen, die innerhalb der auffälligen rechteckigen Struktur (Griesstein, Schaufelwand, Brandstein) fehlen. Sie sind als zweiter Akt des Bergsturzereignisses anzusehen (VAN HUSEN & FRITSCH, 2007). Das bei dem Zusammenbruch der Nordflanke des Plateaus neben den Megablöcken entstandene Blockwerk (Fototafel 8, Abb. XXIII) brandete an dem Rücken im Westen an und überschüttete ihn, verfüllte aber die Karsthohlform des Teufelssees nicht, da die Bewegung hauptsächlich nach Norden gerichtet war. Ein großer Teil des Blockwerks stürzte über die Kohlermauer nach Norden ab, bedeckte hier als mächtige Decke den wohl kurz vorher entstandenen Talboden (Mooslöcher) und breitete sich noch bis auf die Höhe Antonikreuz aus.

16 Bergsturz von Wildalpen – Sturzstromablagerung Siebensee und Salzatal

17 Tomahügel

Die Talweitung im Quellgebiet des Siebenseebaches um den Hartlsee ist eine Hügelandschaft mit lang gestreckten Rücken, die den ganzen Kessel einnehmen. Liegen sie im westlichen Teil rund um das Siebenseemoor (7) noch in rund 850 m Höhe, so steigen die nach Nordosten bis auf ca. 1.000 m Höhe an. An der Oberfläche liegen immer wieder Wettersteinkalkblöcke von 1 bis 2 m^3 , selten auch größere.

Das gesamte Areal weist, außer dem Abfluss des Hartlsees (Siebenseebach), keinerlei Oberflächenabfluss auf, was auf ein sehr gut durchlässiges Substrat des flächendeckenden Waldbodens hindeutet. Neben wenigen kleineren Anrissen war der Untergrund nur durch die große Materialentnahme für den Forststraßenbau unterhalb des Schirnbacherkogels über ca. 15 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Das Material besteht aus splittrig scharfkantigen Dolomit- und Kalkbruchstücken, das zum überwiegenden Teil aus Sand und Kies besteht und einen Feinkornanteil (Schluff, Ton) von 20 bis 40 % aufweist (FRITSCH, 1993). Durch die Verzahnung des völlig ungerundeten Materials und einer hohen Lagerungsdichte ist das Material sehr standfest und hält über längere Zeit auch eine hohe vertikale Böschung. Es sind typische Sturzstromablagerungen eines großen Bergsturzes. In dem Sturzstrommaterial schwimmen immer wieder größere Brocken von Kalk oder Dolomit, die in sich zerbrochen, aber noch im Verband befindlich, erhalten sind (Abb. 13). Große Brocken nicht zerbrochener Karbonate finden sich nur an der Oberfläche. Das durchwegs hellgraue bis gelbliche Material weist stellenweise, wohl auf Verkarstung des Ausgangsgesteins zurückgehende, bräunlich rötliche Färbung auf. Dadurch und durch matrixärmere Bereiche ist ein fluidales Gefüge erkennbar, das die Dynamik während der Bewegung widerspiegelt (ABELE, 1974). Kornaufbau und Färbung weisen darauf hin, dass hier nach einer kurzen Wegstrecke die Sturzstromsedimente noch nicht vollständig homogenisiert sind.

Die Hügel und Rücken des östlichen und nördlichen Teils des Beckens um den Hartlsee überragen um ca. 150 m den Bereich Siebensee und zeichnen einen Verlauf des Sturzstromes nach. Dieser erfolgte wohl aus dem Bereich nördlich der Kohlermauer. Zuerst stärker in Richtung NNO, brandete am Schirnbacherkogel und Körbel an, und floss in der Folge nach Westen und über das Siebenseebachtal nach Norden ab. Dadurch wurde der Bereich um Siebensee nur mit geringer mäch-



Abb. 13. Sturzstromablagerungen Siebensee mit noch nicht gänzlich aufgearbeiteten Brocken des Ausgangsmaterials.

tigen Ablagerungen bedeckt. In dieser Depression schwemmten dann die Oberflächenwässer Feinmaterial zusammen, das als Bänderton (FRITSCH, 1993) die Basis des Hochmoores bildete (6, 7).

Die Sturzstromablagerungen erfüllen in großer Mächtigkeit das Tal des Siebensee- und Hinterwildalpenbaches bis ins Salzatal, wo sie nach Osten bis Fischerreith, im Westen bis Fachwerk zu verfolgen sind. Nach Osten zu breitete sich der Sturzstrom im Salzatal flussaufwärts bis zur Flussschlinge bei Fischerreith aus, erfüllte das Tal im Bereich Bergerbauer noch mit gut 30 m Mächtigkeit und staute die Salza auf. Nach der Überstauung dieser Barriere wurden die Sturzstrommassen zerschnitten, teilweise eingeebnet, und sind heute als mächtige Terrassenkörper zu beiden Seiten des Tales erhalten.

Bei der Ausbreitung flussabwärts nach Westen bildete die Flussschlinge bei Kühbergau eine deutliche Barriere, die dazu führte, dass sich der Sturzstrom in großem Ausmaß in die Talweitung Hopfgarten-Holzäpfeltal ausbreitete. Nach Überwindung der Barriere erfüllte der Sturzstrom die Talweitung der Fischerau mit rasch abnehmender Mächtigkeit. Unterhalb Fischerau sind die Reste der Niederterrasse noch mit gering mächtigen Sturzstromablagerungen bedeckt, die bis über Fachwerk hinaus zu verfolgen sind. Diese sind wohl dadurch entstanden, dass die Ausläufer des Sturzstromes den Einschnitt der Salza gänzlich erfüllten und die Terrassenflächen noch überschütteten. Die Enge des Einschnittes und die dadurch erfolgte Kanalisation ist wohl der Grund für die ungewöhnlich große Ausdehnung des Sturzstromes Salza abwärts (HEIM, 1932; ABELE, 1974). Ab Wildalpen bis Fischerau sind die Sturzstromsedimente durch die Erosion der Salza durchgehend terrassiert und kaum noch in ihrer ursprünglichen Oberflächengestaltung (Tomalandschaft) erhalten.

In den großen Aufschlüssen entlang der Bundesstraße östlich Wildalpen und am orographisch rechten Salza-Ufer sind die Ablagerungen über ca. 50 bis 60 m aufgeschlossen. Hier präsentiert sich das Sturzstrommaterial als weitgehend homogenes Schuttmaterial mit scharfkantigen Komponenten bis Faustgröße und einem sehr hohen Anteil an Feinmaterial (Sand-Ton). Größere solide oder in Auflösung befindliche Brocken sind selten. Neben dem reinen Sturzstrommaterial finden sich ab der Poschenhöhe erst randlich, später auch zunehmend mit dem Sturzstrommaterial vermischt, gerundete Bachgeschiebe, die offensichtlich aus den Talböden aufgenommen wurden (FRITSCH, 1993). Diese bunten, dem Einzugsgebiet der Gerinne (Siebenseebach, Hinterwildalpenbach, Salza) entsprechenden Gerölle sind teilweise durch den Transport in der Sturzstrommasse wieder zerbrochen worden.

Im Sturzstrommaterial finden sich immer wieder Holzstücke oder Baustammfragmente (FRITSCH, 1993; TRINKAUS & STADLER, 2000; KELLERER-PIRKELBAUER et al., 2009), die eine radiometrische Datierung des Ereignisses zuließen (siehe Kapitel 5.7). Sie sind dem Umstand zu verdanken, dass der Bergsturz in eine vollkommene bewaldete Landschaft niederging (Fototafel 8, Abb. XXIV).

Ist die ursprüngliche Oberfläche des Sturzstromes im Becken von Siebensee durch lang gestreckte Rücken geprägt, so zeigt sie ab der Poschenhöhe die für derartige Ablagerungen typischen Tomahügel (ABELE, 1974). Neben wenigen auf der Poschenhöhe sind diese am geschlossensten nördlich von Wildalpen im Holzäpfeltal und in der Fischerau erhalten geblieben (Abb. 14). Die wohl anfänglich über die gesamte Fläche des Sturzstromes verbreiteten Hügel sind großflächig durch die Erosion der Salza zerstört worden, als diese die Bergsturzarriere überwunden hatte, die Sturzstromablagerungen zerschnitt und durch Lateralerosion terrassierte.



Abb. 14.
Tomahügel im Holzäpfeltal.

15 Seeton im Bergsturz-Staubereich (Salzatal)

Südöstlich der Flusschlinge der Salza bei Fischerreith im Graben unterhalb Gwandl sind im Liegenden des rezenten Schutttes Bändertone erhalten. Ein Aufschluss von ca. 75 cm mächtigen Bänderschluften, reich an organogenen Resten, 4 bis 5 m über dem heutigen Niveau der Salza, zeigt an, dass offensichtlich im Salzatal kurzfristig eine Stausituation mit einer Sedimentfüllung bis auf dieses Niveau bestand (FRITSCH, 1993).

Bei hydrogeologischen Untersuchungen am Ausgang des Brunntales schlossen Bohrungen (KB1 auf der Karte) unter 2 bis 3 m mächtigen rezenten Flussschottern der Salza, 9 bis 11 m mächtige, plastische, weiche Seetone auf (GAMERITH, 1996). Sie entstammen wohl ebenso der Stausituation im Salzatal, welche durch die Sturzstromablagerungen bedingt war. Die Gleichzeitigkeit wird durch den Pollengehalt der Schluffe unterhalb Gwandl belegt, die eine idente Vegetationszusammensetzung wie die Schluffe über den Sturzstromablagerungen in Siebensee (FRITSCH, 1993) anzeigen (6, 7).

Durch die Bohrungen ist belegt, dass die Salza bei der Mündung des Brunntales, vor dem Bergsturzereignis und der Stauseebildung im mittleren Holozän, auf einem ca. 12 m tieferen Niveau floss. Die nachfolgende Zerschneidung der Barriere der Sturzstromablagerung brachte zwar den See zum Verschwinden, betraf aber nur die obersten Lagen der Seetone, und hat bis jetzt noch nicht das Abflussniveau vor dem Bergsturz wieder herstellen können.

14 Wanderblöcke

Im Jassinggraben finden sich am Hang unterhalb der Heuschlagmauer riesige Wettersteinkalkblöcke (14), umgeben von grobem Blockschutt. Es sind dies Blöcke, die sich im Zuge der Auflockerungs- und Bergrzerreißungsvorgänge der

starrten Wettersteinkalkmasse der Heuschlagmauer über den duktilen Werfener Schichten und dem Haselgebirge (POISEL & EPPENSTEINER, 1988) aus dem Wandverband gelöst haben (25–23). Sie wandern in der Folge auf der feinkörnigen tonigen Verwitterungsschicht der Werfener Schichten (100) und des Haselgebirges (102) bis in den Talgrund ab.

13 Hangschutt, Schuttkegel

Neben mächtigen Schuttdecken in Mulden und Rinnen sind besonders unterhalb von Wandstufen oft mächtige Schutthalden entwickelt, die hauptsächlich durch Frostverwitterung mit Schutt versorgt werden. Dabei bilden sich unterhalb von Rinnen in den Wänden auch steile Schuttkegel.

12 Unterkühlte Schutthalde (Grüner See, Klammhöhe bei Tragöß)

Die grobblockigen Schutthalden unter der Abrissnische der Kampelmauer (27) sowie der stark aufgelockerte Wettersteinkalk der Kohlerleiten bieten die Möglichkeit von bedeutender Luftzirkulation innerhalb des Schuttes in Abhängigkeit von den jahreszeitlichen Temperaturverhältnissen in den Tälern. So tritt im Winter die kalte Luft am Fuß der Halde ein, um in höhere, wärmere Teile aufzusteigen, wodurch die tiefen Teile stark abgekühlt werden. Im Sommer hingegen sinkt die Luft ab, kühlt im Inneren der Halde ab und trägt somit wenig dazu bei, dass die tieferen Teile dann erwärmt werden (WAKONIGG, 1996). Zu diesen Effekten mag auch noch die Verdunstung des Haftwassers an den Schuttbestandteilen beitragen, wenn trockene Luft durch die Hohlräume zieht. Durch diese Vorgänge entwickelt sich auf derartigen unterkühlten Bereichen der grobblockigen Schutthalden eine Feuchtigkeit bindende Vegetation mit Moosen (*Sphagnum*) und Flechten, die sich zu einem Kondenswassermoor mit Latschen und *Dryas octopetala* entwickeln kann, wie auf der Klammhöhe (ELLMAUER & STEINER, 1992). Zu dieser Entwicklung trägt auch die geringe direkte Sonneneinstrahlung am Nordhang der Kohlerleiten oder in dem engen Tal zwischen Meßnerin und Pribitz bei.

11 Hangschuttbrekzie

In rezenten Schuttbildungen kommt es immer wieder zu Verkittungen, die mehr oder weniger fortgeschritten sind, und sich meist auf oberflächennahe Bereiche beschränken. Besonders fortgeschritten sind derartige Brekzienbildungen auf den südschauenden Hängen bei Hohenegg im Bereich des Sauberger Kalks, wo die rezenten Schutthalden bereits eine weitgehende Verkittung aufweisen.

10 Erdfall

Östlich des Grünen Sees finden sich größere und kleinere, trichterförmige Senken innerhalb der Toteisstruktur. Es sind Erdfälle, die wohl durch den Grundwasserstrom entstanden sind, der Gipskörper im Haselgebirge löst und somit zum Nachsacken der hangenden Bergsturzmaterialien führt.

9 Schwemm- und Murenkegel

Am Ausgang vieler Gräben zu größeren Gerinnen sind durch die Bäche oder die perennierenden Gerinne kegelförmige Ablagerungen des bei Hochwässern oder Murenabgängen mitgeführten Schuttes entstanden. Die auffälligsten sind die im Tal der Laming bei Tragöß, in der Stadt Eisenerz und die des Lasnitzbaches in der Ramsau.

8 Quelltuff

Ein nennenswertes Vorkommen von Quelltuff ist im Strilergraben bei Tragöß entstanden. Hier treten aus den Moränen Grundwässer aus, die durch deren ho-

hen Anteil an karbonatischem Feinmaterial sehr stark karbonatisiert sind. Durch die Assimilation der überströmten Pflanzen wird das Karbonat gefällt, wodurch diese mit Kalk überzogen werden und absterben. Dadurch bilden sich hohlraumreiche Quelltuffe, wie z.B. an der orographisch linken Flanke des Strilergrabens.

6, 7 Vernässung, Feuchtfläche / Moor

Großflächige Vernässungen und Moorbildungen sind in drei Gebieten anzutreffen. Entlang der Laming sind durch die aus den Bergsturzablagerungen und den Schwemmkegeln in großer Menge zusitzenden Wässer sumpfige Areale entstanden, die den Fluss vom Kreuzteich an mit einer kurzen Unterbrechung bei den Endmoränen des Galgenwaldes bis zum Kartenrand begleiten.

Im Brunntal ist nicht zuletzt durch den Rückstau durch die Sturzstromablagerungen und die dadurch entstandene rund 10 m mächtige Tonlage der Abfluss der Grundwässer stark behindert. Dadurch sind der Brunensee und der versumpfte Talboden zwischen der Talfüllung des Trogtales im Süden und den seitlichen Schwemmkegeln entstanden.

Auch um Siebensee bilden Schluffe die Basis der Vernässungen und des Moores. Sie wurden nach der Ablagerung des Sturzstromes in der Depression durch den nach Starkniederschlägen auftretenden Oberflächenabfluss zusammengeschwemmt (FRITSCH, 1993). Die mehrere Meter mächtigen Schluffe bilden die Basis für die großflächigen Durchströmungsmoore, die sich am Westrand der Depression gebildet haben, und von kleinen perennierenden Gerinnen aus den Gräben der Ostflanke des Wilden Jäger gespeist werden. Die Wässer versickern dann randlich wieder im Bergsturzmaterial.

Im Nordosten der Senke hat sich das Hochmoor, das Siebenseemoos, gebildet. Es ist ein uhrglasförmig aufgewölbtes Hochmoor mit Latschenbewuchs, dessen Torfkörper von KRAL (1987) pollenanalytisch untersucht wurde. Demnach hat sich das Moor ab dem Subboreal (FIRBAS, 1949) zu bilden begonnen, was einen Bildungszeitraum von ca. 4.500 Jahren für das Siebenseemoos bedeutet (KRAL in FRITSCH, 1993). Die liegenden Schluffe sind entsprechend ihrer Pollenführung im Jüngerer Atlantikum in ca. 500 bis 1.000 Jahren abgelagert worden (FRITSCH, 1993).

5 Terrassenkante, Erosionskante

Diese markanten Formen entstehen durch die Zerschneidung von Terrassenkörpern (z.B. Salzatal) durch Tiefen- und Seitenerosion der Gerinne. Sie markieren als auffällige morphologische Form den Rand der Terrassenfläche.

3 Jüngste Flussablagerung, Austufe größerer Gerinne

4 Wildbachschutt, Murenablagerung aktiv

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

In Talbereichen mit starker Schuttbildung (z.B. Brunntal, oberstes Holzäpfel- und Lamingtal) kommt es nach Starkniederschlägen oder bei der Schneeschmelze oft zu starkem Schutttransport. Dadurch entstehen breite, vegetationslose, meist wasserlose Bachbette, die von den groben, wenig gerundeten Schuttmassen geprägt sind, in denen auch große, durch Muren transportierte Blöcke nicht selten sind.

1, 2 Anthropogene Ablagerung, anthropogen verändertes Gelände i. Allg. / in Bergbau-Gebieten

Hier sind die verstürzten Etagen des östlichen Erzberges, die riesigen Deponeiekörper des Areals Hintererzberg und der Schlackenberg bei Großfözl in Eisenerz zu nennen.

7. Seismotektonik

(W.A. LENHARDT)

In der Steiermark finden etwa ein Viertel aller tektonischen Erdbeben von Österreich statt. Die stärksten Erdbeben ereigneten sich 1267 und 1885 in Kindberg, 1794 in Leoben und 1936 am Obdacher Sattel (HAMMERL & LENHARDT, 1997).

Die Erdbebenaktivität im Bereich des Kartenblattes Eisenerz ist hingegen als gering einzustufen. Schadensbeben mit Epizentrum in der Region gab es hier bislang keine. Dennoch scheint der nördliche Bereich des Untersuchungsgebietes geringfügig seismotektonisch aktiv zu sein, wie die Erdbeben aus dem Raum Wildalpen bezeugen.

Erdbeben zwischen Eisenerz und Wildalpen

Der Bereich des Hochschwab wurde in der Vergangenheit hauptsächlich von Erdbeben betroffen, die ihr Epizentrum im fernerem Umfeld hatten, wie zum Beispiel in Weichselboden im Jahr 1983. Nur sehr vereinzelt ereignen sich auch Erdbeben mit Epizentrum in Eisenerz oder bei Wildalpen bzw. im Hochschwabgebiet (Tab. 2). Die Herdtiefen, in denen sich diese Erdbeben ereignen, sind als normal zu bezeichnen und betragen zwischen 4 und 10 km (LENHARDT et al., 2007). Da der maximale horizontale Gebirgsdruck NNO orientiert ist (REINECKER & LENHARDT, 1999) und die Erdbeben ebenfalls in dieser Richtung verteilt sind, kann vermutet werden, dass es sich dabei um Aufschiebungen handelt. Ein Nachweis des Mechanismus ist noch nicht möglich, da die Erdbeben sehr schwach sind, und sie daher nur von ganz wenigen Erdbebenmessstationen registriert werden können. Somit lassen sich zwar die Erdbeben lokalisieren, aber eine Bestimmung der Orientierung der involvierten Bruchfläche ist nicht möglich.

Fast jährlich wird in dieser Region ein Erdbeben wahrgenommen, wenn auch mit geringer Intensität. Deutliche Erschütterungen, die in der Nacht auch die Bevölkerung aufwecken, finden alle 4–5 Jahre statt. Noch stärkere Erdbeben ereignen sich alle 20–25 Jahre. Schadensbeben mit Epizentrum in dieser Region sind, wie gesagt, bis heute keine bekannt. Die meisten dieser wahrgenommenen Erdbeben haben ihr Epizentrum jedoch nicht im Bereich des Hochschwab, sondern viel weiter entfernt, wie zum Beispiel bei Leoben, im Mürztal, im Wiener Becken oder im Friaul.

Messtechnische Erfassung der Bodenerschütterungen

Wie wichtig die messtechnische Erfassung von Erdbeben ist, zeigt schon, dass sich im Österreichischen Erdbebenkatalog vor dem Erdbeben am 1. Februar 1964

Datum	Uhrzeit (UTC)	Mag.	lo	Epizentrum
01.02.1964	05:44	2,7	5	Eisenerz
10.06.1994	20:11	3,1	4	Wildalpen
02.04.1999	02:13	2,3	4	Wildalpen

Tab. 2.

Tabelle der deutlich verspürten Erdbeben aus dem Bereich des Kartenblattes 101 Eisenerz.

Legende: Weltzeit in Universal Time Co-ordinated (UTC). Für die Lokalzeit sind 2 Stunden im Sommer seit Einführung der Sommerzeit hinzu zu rechnen, sonst 1 Stunde.

Mag. = Magnitude; lo = Epizentralintensität nach der Europäischen Makroseismischen Skala (EMS-98).

mit einer Epizentralintensität von 5 Grad keinerlei Erdbeben finden lassen. Zwischen 1990 und 1999 sind bereits vier Erdbeben aufgezeichnet, während zwischen 2000 bis Mitte 2009 bereits an die sieben Erdbeben erfasst wurden. Dies ist kein Indiz für eine Zunahme der Seismizität in dieser Region, sondern ein Effekt der verbesserten messtechnischen Erdbebenerfassung, denn seit 1990 sind die ersten digitalen Erdbeben-Messstationen in Betrieb.

Der Österreichische Erdbebendienst verfügt heute über eine größere Anzahl von Erdbebenstationen in Österreich, die der Bestimmung des Hypozentrums, der Magnitude und der Abschätzung der möglichen Auswirkungen an der Erdoberfläche dienen. Hinzu kommen Erdbebenstationen der Nachbarländer, die heute gemeinsam mit den eigenen Stationen zur Auswertung genutzt werden. Diese Stationen sind besonders für die Eingrenzung des Hypozentrums und die Bestimmung von Herdmechanismen hilfreich. Eine weitere Gruppe stellen die sogenannten „Strong-motion“-Stationen dar, die an einigen Punkten in Österreich installiert wurden, um stärkere Bodenbewegungen zu messen. Die dem Hochschwab am nächsten gelegenen Erdbebenmessstationen befinden sich 30 km entfernt in Admont, gefolgt von Kindberg (40 km), Molln und Arzberg bei Passail (beide ca. 60 km entfernt).

Deren Messwerte können mit den Bemessungswerten der gültigen Baunorm, der Bodenbeschaffenheit und mit den Fühlbarkeits- und Schadensmeldungen verglichen werden, dienen aber auch einer verbesserten Lokalisierung dieser Erdbeben, wodurch sich ein genaueres Bild der in der Tiefe verlaufenden tektonischen Störungen ergibt. Um die Forschung auf diesem Gebiet voranzubringen, wurde das Conrad Observatorium – das geophysikalische Observatorium von Österreich am Trafelberg bei Muggendorf/Pernitz in Niederösterreich – errichtet, das nicht nur dazu dient, Nah- und Fernbeben zu registrieren, sondern auch kontinuierliche Messungen des Verlaufs der Absolutschwere und des Erdmagnetfeldes durchzuführen erlaubt. Registrierungen der momentanen Bodenbewegungen, wie sie gerade am Conrad Observatorium – benannt nach dem berühmten österreichischen Seismologen und Klimatologen Victor Conrad (1876–1962) – aufgezeichnet werden, sind im Internet unter <http://geoweb.zamg.ac.at/> jederzeit verfolgbar.

Unter <http://www.zamg.ac.at/bebenmeldung> können (ohne großen Aufwand) Beobachtungen an den Österreichischen Erdbebendienst an der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) geschickt werden.

Kleines Glossar

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

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

Herdtiefe: Tiefe des Hypozentrums.

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

Intensität: Die Erdbebenauswirkungen an der Erdoberfläche werden mit Hilfe der sogenannten Intensitätsskala bewertet. In den meisten Ländern, einschließlich Österreich, wird eine 12-stufige Intensitätsskala verwendet, die auf Mercalli-Sieberg basiert und heute als Europäische Makroseismische Skala („EMS-98“, GRÜNTHAL, 1998) bezeichnet wird. Das Sammeln der Informationen über

die Auswirkungen eines Erdbebens benötigt seine Zeit. Früher waren oft Wochen bis Monate notwendig, um einen Überblick über die Auswirkungen zu erhalten. Heute – dank des Internets – geht dies schneller.

Siehe auch www.zamg.ac.at/bebenmeldung.

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

8. (Aero-)geophysikalische Landesaufnahme

(A. AHL & P. SLAPANSKY)

Geophysikalische Untersuchungen am Kartenblatt 101 Eisenerz liegen flächendeckend in Form der Aeromagnetischen Vermessung Österreichs (AMVÖ) vor (HEINZ et al., 1987; SEIBERL, 1991). Ein Verständnis der Strukturen der Magnetik ist aber nur im regionalen Zusammenhang möglich, weshalb hier ein größerer Bereich betrachtet wird, der deutlich über den des Kartenblattes 101 Eisenerz hinausgeht (Abb. 15).

Ein kurzer zweiter Abschnitt widmet sich Aspekten der Hubschraubergeophysik auf einem Teil von Blatt 101 Eisenerz.

In einem dritten Abschnitt werden bodengeophysikalische Untersuchungen auf Blatt Eisenerz und seiner näheren Umgebung behandelt.

8.1. Aeromagnetik (AMVÖ)

Die Messungen der AMVÖ wurden in den Jahren 1978 bis 1982 mittels eines Kernpräzessionsmagnetometers von einem Tragflächenflugzeug aus durchgeführt. Die Befliegung erfolgte im Gebiet von ÖK101 Eisenerz in konstanter Höhe von 3.000 m über Adria Null mit Messprofilabständen von etwa 2 km und einem Messpunktabstand entlang der Profile von etwa 100 m. Angaben zur Mess- und Auswertemethodik finden sich bei HEINZ et al. (1987) und GUTDEUTSCH & SEIBERL (1987). Die Ergebnisse wurden in Form von Isanomalenkarten der magnetischen Totalintensität in den Maßstäben 1:200.000, 1:500.000 und 1:1.000.000 dargestellt (HEINZ et al., 1987; GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987; SEIBERL, 1991).

Abbildung 15 zeigt die Anomalien der magnetischen Totalintensität, das heißt die Feldabweichung des gemessenen Magnetfeldes vom globalen Erdmagnetfeld, welches durch das „International Geomagnetic Reference Field“ (IGRF) definiert wird. Die Ursachen dieser Anomalien sind zumeist in den Eigenschaften der oberen Erdkruste zu suchen. Die magnetische Totalintensität ΔT (Delta T) wird als magnetische Flussdichte bzw. magnetische Induktion in nT (Nano-Tesla) angegeben.

Die vorliegende Karte wurde auf Grundlage der Datenbasis der AMVÖ von Andreas AHL in polreduzierter Darstellung neu erstellt. Die Inklination des magnetischen Hauptfeldes (in Österreich etwa 63°) bewirkt, dass die geographische Lage der Maxima der magnetischen Anomalien gegenüber der Lage der Störkörper gegen Süden verschoben ist. Die Karte (Abb. 15) ist jedoch polreduziert dargestellt, das heißt, dass die Messwerte unter der Annahme von hypothetisch mit 90° einfallenden Magnetfeldlinien berechnet werden. Dadurch kommen die Maxima der Anomalien im Allgemeinen direkt über den Zentren der magnetischen Störkörper zu liegen und sind somit mit kartierten geologischen Strukturen wesentlich besser korrelierbar.

Die magnetische Suszeptibilität κ (Kappa) eines Gesteinskörpers stellt das Verhältnis zwischen der magnetischen Feldstärke des Erdmagnetfeldes und der durch dieses Feld induzierten Magnetisierung des Gesteins dar, kann somit als Größe für die Magnetisierbarkeit des Gesteins betrachtet werden. Im SI System ist κ ein dimensionsloser Parameter. Sehr hohe magnetische Suszeptibilitäten besitzen stark ferrimagnetische Minerale, vor allem Magnetit und Pyrrhotin (Magnetkies). Typische Werte der magnetischen Suszeptibilität für verschiedene Gesteinstypen werden u.a. von MILITZER & SCHEIBE (1981) und von SCHÖN (1983) angegeben.

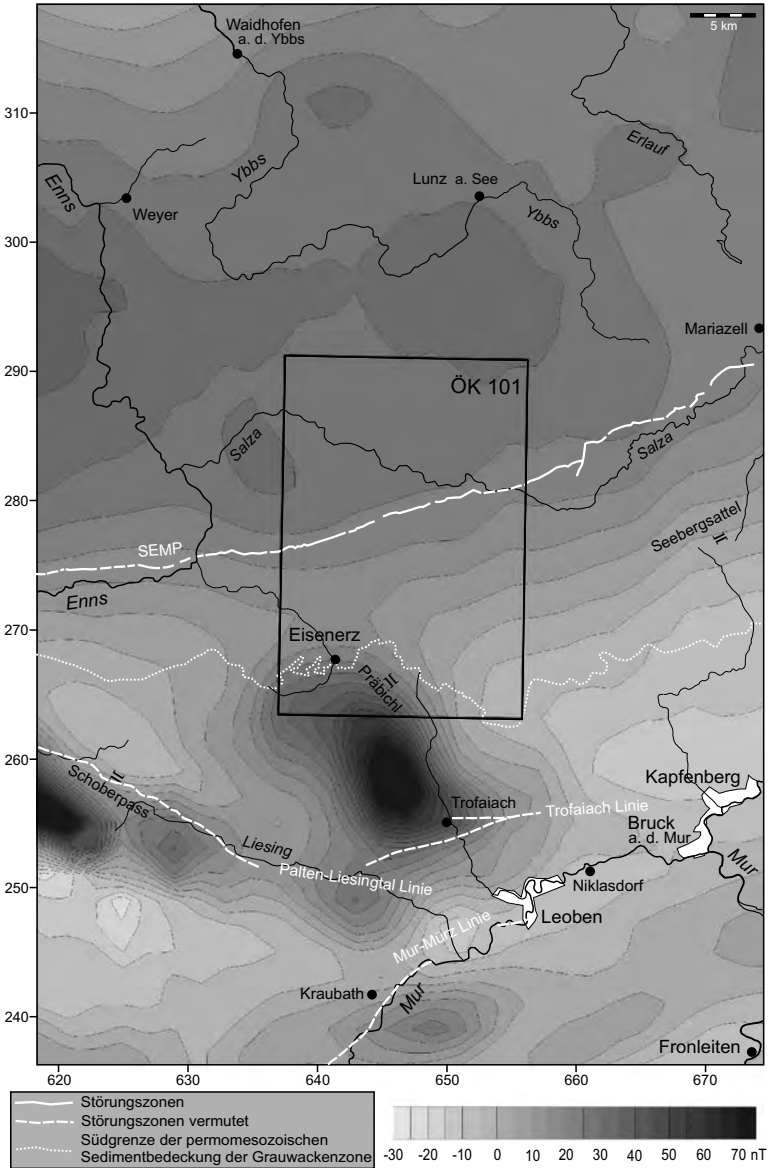


Abb. 15.

Anomalien der magnetischen Totalintensität nT im Bereich von Blatt 101 Eisenzer und seiner Umgebung, anhand der Daten der AMVÖ, polreduziert neu berechnet von ANDREAS AHL. Es sind die wichtigsten tektonischen Lineamente (Mur-Mürz Linie, Palten-Liesing Linie, Trofaiach Linie, Salzach-Enns-Mariazell-Puchberg Linie) sowie die Südgrenze der permomesozoischen Sedimentbedeckung der Grauwackenzone (entspricht der Südgrenze der Nördlichen Kalkalpen) eingetragen. Das Koordinatensystem ist österreichisches BMN M31.

Geologische Einheit	Magnetische Suszeptibilität
Kristallin (Molasseuntergrund)	50×10^{-5} (SI)
Molasse	6×10^{-5} (SI)
Flysch	7×10^{-5} (SI)
Kalkalpine Decken	2×10^{-5} (SI)

Tab. 3.

Mittelwerte der Magnetischen Suszeptibilität, die anhand von 2.100 gemessenen Gesteinsproben errechnet wurden (ZYCH, 1985). Die angegebenen Werte sind von cgs- in SI-Einheiten umgerechnet.

Mittelwerte der magnetischen Suszeptibilitäten für geologische Großeinheiten des Nordteils des vorliegenden Untersuchungsgebietes wurden von ZYCH (1985) ermittelt (Tab. 3).

Werte der magnetischen Suszeptibilität der Grauwackenzone und des Seckauer- und Gleinalmkristallins (Silvretta-Seckau Deckensystem) wurden von METZ et al. (1978, 1980) und von MAURITSCH (1987c) ermittelt. Speziell mit dem Serpentin von Kraubath beschäftigte sich die Arbeit von SEREN (1980).

Das Muster der magnetischen Anomalien ist in der Nordhälfte des betrachteten Bereichs ziemlich monoton. Es handelt sich dabei um die Ostflanke des Maximums der regional bedeutenden Berchtesgadener Anomalie, bzw. um den Übergangsbereich zwischen Berchtesgadener und Brünner Anomalie.

Die magnetische Großstruktur der Berchtesgadener Anomalie ist seit den 1930er Jahren aus der Erdölexploration bekannt und wurde von GRAENGER (1954) erstmals detailliert bearbeitet, wobei die Ursache der Anomalie in mächtigen gabbroiden Tiefengesteinsmassen im kristallinen Untergrund unter den alpinen Deckenkörpern und der subalpinen Molasse vermutet wurde.

Die Berchtesgadener Anomalie ist Teil einer Zone magnetischer Anomalien am Nordrand von Alpen und Karpaten, die sich von nördlich Innsbruck bis in den Bereich südöstlich von Krakau erstreckt (GNOJEK & HEINZ, 1993).

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

2D Modellberechnungen des magnetischen Störkörpers im hier betrachteten Bereich wurden von REISNER (1988) auf Basis der Daten der AMVÖ durchgeführt. Es ergab sich eine Serie von Profilschnitten durch einen in N-S Richtung etwa 50 bis 70 km breiten Störkörper, der mit Winkeln von etwa 5 bis 20° gegen Süden einfällt. Die Suszeptibilitätswerte der Modellierungen wurden für vermutetes serpentinisiertes ultrabasisches Material angenommen (REISNER, 1988). Das östlichste der Modellprofile nach REISNER (1988) verläuft etwa durch Waidhofen an der Ybbs. Die Nordgrenze des gegen Süden einfallenden Störkörpers liegt etwa auf der Höhe von Weyer, die Südbegrenzung südlich der Palten-Liesing Störungszo-

ne. Die Oberkante des Störkörpers dieses Profils liegt im Norden in 12,7 km Tiefe unter NN und sinkt gegen Süden auf 16,7 km ab. Im Norden ist der Störkörper 0,4 km mächtig und nimmt gegen Süden an Mächtigkeit bis auf 3,3 km zu.

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

Etwa 50 km ONO des hier betrachteten Bereichs liegt die Magnetische Anomalie von Kaumberg innerhalb der Zone positiver Anomalien am Nordrand der Alpen. Eine 2D Modellierung dieser Anomalie ergab einen deutlich seichter liegenden Störkörper an der Oberkante des Kristallins (SACHS et al., 1989). Allerdings ist zu beachten, dass diese Berechnung nach Abzug des Regionalfeldes durchgeführt wurde, somit die langwelligen Anomalieanteile der Berchtesgadener-Brünner Anomalienzone darin nicht berücksichtigt sind.

Die NW-SO Scharungen der Isolinien entsprechen Richtungen von Strukturen, die aus der Böhmisches Masse kommend im Molasseuntergrund weiter verfolgbar sind (KRÖLL et al., 2006), könnten somit Strukturen des tiefen Untergrundes abbilden.

Der südliche Abschnitt der Abbildung 15 liegt im Bereich der Grauwackenzone und des Ostalpinen Kristallins (Silvretta-Seckau Deckensystem). Es tritt hier eine Reihe kleiner, mehr oder weniger starker, kurzwelliger magnetischer Anomalien auf.

Eine größere Anomalie zwischen Eisenerz und Trofaiach, welche in die südwestliche Ecke des Blattes Eisenerz selbst hineinreicht, liegt im Bereich der Grauwackenzone, das Maximum an der Ostflanke des Bergstocks des Reiting über Reiting- und Wildfelddecke (SCHÖNLAUB, 1982). Basische Vulkanite des Altpaläozoikums sind hier die am stärksten magnetisierten Gesteine, aber auch silurische Kalke und Kieselschiefer sind stellenweise durch Pyrrhotin stärker magnetisiert (METZ et al., 1980; MAURITSCH, 1987c). Lokal können bedeutende remanente Magnetisierungen auftreten (MAURITSCH, 1987c). Die Anomalie weist einen recht komplexen Aufbau auf, was auf Überlagerungseffekte hinweisen dürfte.

Auffällig ist eine Aneinanderreihung magnetischer Anomalien in einer relativ schmalen Zone direkt südlich der Palten-Liesingtal Linie und der Trofaiach Linie.

Die Anomalie südwestlich des Schoberpasses wird in Zusammenhang mit Serpentiniten des Lärchkogels südwestlich von Trieben gesehen (HEINZ & HÜBL, 1988), die am westlichen Ende der Anomalie aufgeschlossen sind (bereits außerhalb der Abb. 15). Anhand geochemischer Untersuchungen können diese Gesteine dem Speik-Komplex, einem paläozoischen Ophiolithkomplex, zugeordnet werden (STUMPFL, 1984; NEUBAUER & FRISCH, 1993). Der Störkörper muss in der Tiefe wesentlich größer sein als die relativ kleinen Serpentinitaufschlüsse vermuten lassen.

Bei der relativ schwachen Anomalie südlich Kalwang wurden quarzitisches Anteile der Rannachserie als Störkörper identifiziert (METZ et al., 1980). Die stellenweise überraschend hohen magnetischen Suszeptibilitäten sind durch sehr feinkörnigen, im Gestein diffus und unregelmäßig verteilten Magnetit bedingt (METZ et al., 1980).

Die östlichste der Anomalien entlang des Liesingtales liegt südöstlich von Kammern. Auch hier sind quarzitisches Phyllite der Rannachserie, die unter die Grauwackenzone abtauchen, die vermuteten Störkörper (METZ et al., 1980; MAURITSCH, 1987c).

Das Minimum nördlich des Schoberpasses ist schwer zu interpretieren, da es quer über Teile verschiedener tektonischer Einheiten streicht. Das Minimum in der Südwestecke der Abbildung 15 ist den granitischen Orthogneisen des Seckauerkristallins zuzuordnen, das Minimum nördlich von Bruck an der Mur und Kapfenberg entspricht dem Troiseck-Flöning Kristallin, wo ebenfalls Granitgneise dominieren.

Für kleinere Bereiche der oben genannten magnetischen Anomalien wurden von METZ et al. (1980) 2D Störkörperberechnungen auf der Basis von bodenmagnetischen Messungen durchgeführt. Die Profillinien der Modelle von METZ et al. (1980) sind etwa 1 bis 2 km lang. Die Ergebnisse geben Hinweise auf Lagerungsverhältnisse und den internen Aufbau der geologischen Einheiten, die Störkörper stehen an der Oberfläche an oder liegen wenige 100 m tief, die berechneten Störkörperunterkanten liegen 500 bis maximal 1.500 m unter der Geländeoberfläche.

Für die Anomalie in der Grauwackenzone südlich Eisenerz im Bereich des Reiting wurde von MAURITSCH (1987c) anhand der Messdaten von METZ et al. (1980) ein 3D Blockmodell eines lithologisch differenziert zusammengesetzten Störkörpers erstellt.

2D Modellrechnungen der magnetischen Störkörper anhand der Daten der AMVÖ liegen für die Anomalie beim Lärchkogel südlich Trieben und die Anomalie südlich Eisenerz von HEINZ et al. (1987) und HEINZ & HÜBL (1988) vor. Die Profillinien dieser Modelle weisen Längen von 20 bis 25 km auf. Der errechnete oberflächlich anstehende Störkörper beim Lärchkogel fällt mittelsteil gegen Norden ein und reicht 8 bis 12 km in die Tiefe, südlich Eisenerz liegt der Störkörper in einigen 100 m Tiefe, fällt steil gegen Norden und reicht etwa 10 km tief, wobei die Mächtigkeit gegen die Tiefe deutlich zunimmt. Diese Anomalien südlich der Berchtesgadener Anomalie werden von HEINZ et al. (1987), HEINZ & HÜBL (1988) und HEINZ (1989) nur zum Teil den an der Oberfläche anstehenden geologischen Einheiten zugeordnet. Aufgrund der Form, der verhältnismäßig hohen Amplituden und des großen Tiefgangs der berechneten Störkörper schließen die Autoren, dass es sich bei diesen um höher magnetisierte, mächtige Komplexe handelt, die in beträchtliche Tiefen verfolgbar sind. Am ehesten werden ophiolithische Serien des Südpenninikums (nach neuerer Nomenklatur (SCHMID et al., 2004) Nord- oder Südpenninikum) in Betracht gezogen, die durch verhältnismäßig geringmächtige höhere tektonische Einheiten (Ostalpines Kristallin, Grauwackenzone) verdeckt sind. Die Anomalienzone wird somit als einen mehr oder minder breiten Streifen entlang des Nordrandes des Ostalpinen Kristallins gedeutet, der eine in der Tiefe vorhandene Verbindung vom Nordrand des Tauernfensters zu den penninischen Fenstern des Alpenostrandes markiert (HEINZ & HÜBL, 1988; HEINZ, 1989).

Die offensichtliche Diskrepanz zwischen den auf unterschiedlichen Messdaten beruhenden Modellen von METZ et al. (1980) und HEINZ et al. (1987) sowie HEINZ & HÜBL (1988) ist vor allem auf die verschiedene Größenordnung der betrachteten Bereiche zurückzuführen. Weiters könnte eine Überlagerung unterschiedlicher Anomalien vorliegen, die durch Störkörper in verschiedenen geologischen Einheiten und in deutlich unterschiedlichen Tiefen bewirkt sind.

Am Südrand der Abbildung 15 liegen einige positive Anomalien, die überwiegend dem Speik-Komplex, einem paläozoischen Ophiolithkomplex (NEUBAUER et al., 1989) zugeordnet werden können.

Die Anomalie nahe Kraubath ist durch den Serpentinitt von Kraubath (THALHAMMER et al., 2010) bedingt. Der Serpentinittkörper ist durch bodengeomagnetische Messungen detailliert untersucht (METZ et al., 1980; SEREN, 1980). Er ist sehr inhomogen magnetisiert und ist durch Brüche in mehrere Teilkörper zerlegt. 2D Mo-

dellrechnungen in mehreren Profilen zeigen, dass der gesamte Ultrabasit maximal etwa 1 km mächtig ist. Seine Unterkante fällt im Allgemeinen flach gegen Norden ein (METZ et al., 1980; SEREN, 1980).

Die Anomalie in der Südwestecke der Abbildung 15 korreliert mit der Gaaler Schuppenzone an der Südgrenze des Seckauerkristallins, in die Anteile des Speik-Komplexes eingeschuppt sind (METZ, 1971; NEUBAUER, 1988). Eine direkte Verbindung zum Kraubather Serpentin im Untergrund des Seckauer Tertiärbeckens ist durch bodengeomagnetische Messungen belegt (METZ et al., 1978, 1980).

Die Anomalie am Ostrand der Abbildung 15 zwischen Bruck an der Mur und Frohnleiten ist auf den Ultramafit (Serpentin-Amphibolit-Komplex) von Traföß zurückzuführen, der ebenfalls dem Speik-Komplex angehört und als östliche Fortsetzung des Kraubather Serpentinits betrachtet wird (NEUBAUER, 1988).

Eine langgestreckte WSW-ONO streichende Anomalie liegt westlich von Frohnleiten im Bereich der Kernkomplexe des Gleinalmkristallins. Sie könnte eventuell mit den dort auftretenden Amphiboliten in Zusammenhang gebracht werden, obwohl diese ansonsten nur relativ gering magnetisiert sind. Es könnte sich aber auch um einen an der Oberfläche nicht aufgeschlossenen Anteil des Speik-Komplexes in Form einer tieferen Schuppe analog zum Kraubather Ultramafitkomplex handeln. Für eine solche Struktur gibt es allerdings keine Hinweise anhand der kartierten Geologie. Eine 2D Modellrechnung ergab einen wenige 100 m mächtigen Modellkörper mit flacher Lagerung in etwa 1 km Tiefe, der von größerer seitlicher Ausdehnung ist (HEINZ et al., 1987).

8.2. Hubschraubergeophysik Messgebiet „Eisenerz“

Die hubschraubergeophysikalischen Messungen im Messgebiet Eisenerz wurden in den Jahren 1999 und 2000 durchgeführt (SEIBERL et al., 2002). Das Messgebiet liegt zum Großteil auf den Kartenblättern ÖK100 Hieflau, ÖK131 Kalwang und ÖK132 Trofaiach. Nur ein recht kleiner, etwa 8,5 x 6,5 km großer Anteil betrifft die südwestliche Ecke des Blattes ÖK101, und zwar die direkte Umgebung von Eisenerz und des Erzberges. Bei diesen Messungen betrug die Flughöhe 80 m über Grund und der Messprofilabstand 100 bzw. 200 m. Mess- und Auswertemethodik sind bei SEIBERL et al. (2002) im Detail beschrieben.

Es liegen Messungen der magnetischen Totalintensität (Anomalien des Erdmagnetfeldes) und gammastrahlenspektrometrische Messungen (Dosisleistung und Verteilung der Elemente Kalium, Uran und Thorium an der Oberfläche) vor.

Magnetik: Als Ursache für ausgedehnte magnetische Maxima im Bereich der Grauwackenzone werden überwiegend basische Metavulkanite in den altpaläozoischen Schiefererien betrachtet (SEIBERL et al., 2002). Die magnetischen Anomalien können Hinweise zum internen Aufbau der Decken der Grauwackenzone geben. Für eine detaillierte lokale Interpretation wären 2D oder 3D Modellierungen wünschenswert (SEIBERL et al., 2002).

Daneben tritt eine Reihe von kleinräumigen, wahrscheinlich überwiegend anthropogenen Anomalien auf. Einige, z.T. sehr starke Anomalien im Bereich des Steirischen Erzberges sind technisch bedingt (Bergbau- und Aufbereitungsanlagen, Bezirksmülldeponie, Alteisenlager etc.). Zahlreiche klein- und kleinräumige Anomalien, die sich bei nicht flächeninterpolierter Darstellung zeigen, könnten mit historischen und prähistorischen Kleinbergbauen und damit verknüpften Schmelzplätzen in Zusammenhang stehen (SEIBERL et al., 2002).

Radiometrie: In Gesteinen können die Gehalte der radioaktiven Elemente Kalium, Uran und Thorium aufgrund ihrer natürlichen Gammastrahlung ermittelt werden. Die Eindringtiefe der Messmethode beträgt maximal wenige dm, es wird somit nur das direkt an der Oberfläche anstehende Material erfasst.

Kalium tritt in Gesteinen vor allem in Kalifeldspat, Glimmern und Tonmineralen auf, Uran und Thorium besonders in den Akzessorien Zirkon, Monazit, Orthit, Xenotim und Apatit, die in manchen Magmatiten und in detritischen Schwermineralfraktionen von (Meta)Sedimentgesteinen angereichert sein können.

Unterschiedliche lithologische Zusammensetzungen der Gesteine werden durch die flächenmäßige radiometrische Kartierung erfasst. Dadurch können auch Hinweise auf die Zusammensetzung von solchen Bereichen gewonnen werden, die durch Vegetation bedeckt oder nicht leicht zugänglich sind.

Die Messergebnisse liegen mit zumeist < 3 % Kalium, fast durchwegs < 4 ppm, selten bis zu 8 ppm Uran und < 12 ppm, maximal 20 ppm Thorium im üblichen Bereich der hier vorkommenden Lithologien.

Auffällig ist allerdings, dass lokal erhöhte Werte aller drei Elemente fast immer in Tälern und Karen auftreten, oft auch in Zusammenhang mit größeren Schuttkörpern. Es könnte dies ein Effekt der Morphologie sein, da in Muldenformen durch den Einfluss der seitlichen Hänge eine erhöhte Strahlungsdichte auftritt, was bei Gammastrahlungsmessungen höhere Elementgehalte vortäuscht als tatsächlich im Gestein vorhanden sind. Für Bergkuppen und Grate gilt der gegenteilige Effekt.

Es könnte aber auch ein Effekt der Kornverkleinerung und erhöhten internen Oberfläche in Schuttkörpern sein, der eine erhöhte Abgabe von radiogenen Tochterprodukten ermöglicht.

Möglicherweise wirken beide Effekte zusammen, wofür die sehr ähnlichen räumlichen Verteilungen der Kalium-, Uran- und Thoriumgehalte im Messgebiet Eisenerz sprechen würden.

Strahlenschutz: Die aus den Radiometriemessungen errechneten Dosisleistungen lagen für das gesamte Messgebiet Eisenerz deutlich unter dem für den Strahlenschutz relevanten Grenzwert von 1 mSv/Jahr. Die Werte entsprechen etwa dem österreichischen Durchschnitt.

8.3. Bodengeophysik, Gesteinsphysik

Im südlich an das Blatt Eisenerz anschließenden Gebiet wurden in der Grauwackenzone und in ausgewählten Bereichen des Seckauerkristallins mitsamt seiner permomesozoischen Sedimentauflage zwischen 1984 und 1987, unter Federführung des geophysikalischen Instituts der Montanuniversität Leoben, bodengeophysikalische und gesteinsphysikalische Untersuchungen durchgeführt. Diese Arbeiten schlossen direkt an die weiter westlich im Jahr 1980 begonnenen bodengeophysikalischen Geländeaufnahmen und petrophysikalischen Gelände- und Laboruntersuchungen in der Grauwackenzone, den Ennstaler Phylliten und in den zentralen und südöstlichen Schladminger Tauern an (MAURITSCH, 1987a, 1989).

Bei den Magnetikmessungen wird die Stärke des Magnetfeldes und seine lokalen Anomalien an der Oberfläche, die vielfach auf ferrimagnetische Minerale (Magnetit, Pyrrhotin) im Untergrund hinweisen, bestimmt.

Mit der Eigenpotentialmethode (SP) werden natürliche elektrische Ausgleichsströme zwischen oxidierenden und reduzierenden Bereichen des Untergrundes gemessen. Es können damit gute elektrische Leiter, wie Erzkörper, Brandenzonen, graphitische Phyllite, Mylonitzonen und Störungen mit sehr hoher Reproduzier-

barkeit erfasst werden (MAURITSCH, 1987a). Die Eindringtiefe beträgt etwa 10 m. Eigenpotentialkartierungen benötigen direkten Kontakt mit dem anstehenden Gestein, sind also in schuttbedeckten Bereichen nicht möglich.

VLF-Elektromagnetik (VLF = very low frequency) benutzt die durch VLF-Wellen, die von einer Reihe von Sendern weltweit permanent ausgestrahlt werden, induzierten elektrischen und magnetischen Felder, um die elektrischen Widerstände des Untergrundes bis zu einer Tiefe von maximal einigen Zehnermetern zu bestimmen. Die Methode eignet sich insbesondere zur Erfassung von Störungen, Klüften und Mineralisationen. VLF-EM wird als ausgezeichnetes Vorerkundungsverfahren beschrieben, wengleich anthropogene Leitfähigkeitsstörungen, wie Zäune, Schilflite, Erdkabel etc., aber auch natürliche Gerinne die Messungen stark beeinflussen können (MAURITSCH, 1987a).

Bei der IP Methode (induzierte Polarisation) können durch in den Untergrund eingeleiteten Strom manche Gesteinskörper elektrisch polarisiert werden. Nach Abschalten des Außenstromkreises klingen die Ladungen nach einer Zeitfunktion ab, wobei wiederum elektrische Ströme, Spannungen und Magnetfelder entstehen, die bei den Messungen erfasst werden. Durch Verwendung verschiedener Elektrodenabstände können vertikale Schnitte von elektrischem Widerstand und Polarisierbarkeit erstellt und mit der Geologie verglichen werden (MAURITSCH, 1987a). Auch hier sind gute Kontaktbedingungen zum Anstehenden notwendig, sodass die Methode in Karen und Hangschuttbereichen nicht zur Anwendung kam. Auch oberflächennahe Lehm- und Tonschichten sind problematisch, da diese aufgrund ihrer sehr guten Leitfähigkeit wie ein Schirm wirken und tiefere Signale völlig überdecken können. Die IP Methode ist mit größerem Aufwand im Gelände verbunden und wird daher oft nur in ausgewählten Lokalitäten eingesetzt (MAURITSCH, 1987a).

Nähere Angaben zu Messgeräten und Messmethodik der einzelnen Methoden finden sich in den Projektberichten von MAURITSCH (1987b, c) und MAURITSCH & SEIBERL (1985).

An gesteinsphysikalischen Parametern wurden Dichte, magnetische Suszeptibilität, elektrische Leitfähigkeit, natürliche remanente Magnetisierung NRM (Stärke und Richtung), Q-Faktor (Verhältnis von remanenter zu induzierter Magnetisierung) sowie die Polarisierbarkeit bestimmt. Die Messergebnisse wurden in Tabellen für jeweils einzelne Profile sowie in Cross-plots zusammengefasst. Die petrophysikalischen Messungen wurden überwiegend an mit einem Handbohrgerät gewonnenen Bohrkernen (7–10 cm lang, 25 mm Durchmesser) durchgeführt (MAURITSCH, 1987b).

Im Reitinggebiet wurden sowohl die Reitingdecke, wie auch die liegende Wildfelddecke durch fünf Profile repräsentativ abgedeckt. Magnetische Anomalien sind im Wesentlichen durch basische Vulkanite bedingt, aber auch der Erzkalk verursacht signifikante Anomalien. Ein direkter Nachweis auf Vererzungen in diesem Gebiet konnte nicht gefunden werden. Mittels der Leitfähigkeitsverfahren wurde eine große Anzahl von Störungen belegt (MAURITSCH, 1987c).

Im Gebiet nordöstlich des Kraubathecks wurden Quarzitschiefer (Alpiner Verucano?) als Hauptträger der Magnetisierung festgestellt. Daneben konnte die Lage von einzelnen Karbonvorkommen sowie kleine Kiesmineralisationen nachgewiesen werden (MAURITSCH, 1987c).

Weiters wurden in diesem Rahmen Methoden zur eindeutigen geophysikalischen Unterscheidung von sulfidischen Vererzungen und Graphitführungen getestet (MAURITSCH & SEIBERL, 1985).

In umweltgeologischen Untersuchungen wurden Messungen der Tiefenverteilung der magnetischen Suszeptibilität in Böden von HEMETSBERGER & SCHOLGER (2004, 2006) zur Untersuchung der Schwermetallbelastung herangezogen. Dabei wurden sowohl geogene Anomalien (Gößgraben), wie auch anthropogene Anomalien (Vordernberg, Eisenerz) festgestellt. Letztere stehen in eindeutigem Zusammenhang mit der Eisenindustrie (HEMETSBERGER & SCHOLGER, 2006).

9. Mineralische Rohstoffe

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

9.1. Erze

Die Nutzung von Erzrohstoffen auf dem Kartenblatt 101 Eisenerz hat eine über 3.000 Jahre zurückreichende Tradition. Waren es bronzezeitlich vor allem Kupfererze, die hier lokal gewonnen wurden, so fokussierte sich das Hauptinteresse der Rohstoffgewinnung seit dem frühen Mittelalter auf die Gewinnung von Eisenerzrohstoffen.

Eisenerze

Tirolisch-Norische Decke

Eine herausragende überregionale Bedeutung besitzt die Eisenerzlagerstätte des Steirischen Erzberges, die als weltgrößte Sideritlagerstätte gilt. Der Abbaubetrieb ist gegenwärtig auch der größte Erztagebau in Mitteleuropa. „*Vom späten Mittelalter bis in die erste Hälfte des 16. Jahrhunderts war der Berg [Erzberg] an der Eisenproduktion in den Ostalpen mit etwa zwei Dritteln, an derjenigen im Reich mit etwa einem Drittel und an der in Europa [Gesamteuropa] insgesamt mit 10 bis 15 % beteiligt*“ (WEBER, 1997: 24). 25 % der von der Voest-Alpine in Linz und Donawitz benötigten Eisenerze stammen vom Steirischen Erzberg. Mit der Inlandsproduktion von rund 2,1 Mio. t pro Jahr werden derzeit rund 40 % des heimischen Bedarfes gedeckt (BMWVJ, 2010). Das Initialpotenzial dieser Lagerstätte lag bei rund 500 Mio. t Eisenerz, von dem nach fundierten Schätzungen bereits mehr als die Hälfte abgebaut wurden (EBNER, 2008). Unter Einbeziehung der neuen Abbaukonfiguration geht man derzeit von einer verfügbaren Vorratsmenge von 50–100 Mio. t aus (PAPPENREITER et al., 2009).

Über den Beginn der Eisengewinnung im Erzberggebiet gibt es noch keine wissenschaftlich abgesicherten Erkenntnisse. Ein keltisch-römerzeitlicher Abbau wird zwar vermutet, ein gesicherter Nachweis dazu fehlt aber bis dato (KLEMM, 2003; SCHULZ et al., 1997). Der Abbau dürfte aber bereits im 8./9. Jahrhundert eingesetzt haben. Urkundliche Erwähnungen beginnen erst ab der Mitte des 12. Jahrhunderts. Ab 1453 besteht eine Trennung des Bergbaues in einen Innerberger und einen Vordernberger Abbaubetrieb, der bis zum Ende des 19. Jahrhunderts beibehalten wurde. Eine wichtige Zäsur für den wirtschaftlichen und technischen Aufschwung des Erzbergbaues am Steirischen Erzberg war die Gründung der „Österreichische Alpine Montan Gesellschaft (ÖAMG)“ im Jahr 1881, die bis 1889 nahezu alle Innerberger und Vordernberger Bergbauanteile umfasste. In diese Phase fällt der Beginn eines geordneten Tagbaubetriebes, der 1907 mit insgesamt 60 Etagen zu je 14 m Scheibenhöhe ihren ersten Abschluss fand und die markante Pyramidenform des Erzberges damit vorprägte (JUVANCIC, 1968). Der Tagebaubetrieb wurde nach dem 2. Weltkrieg konsequent weiterentwickelt und modernisiert. Die stufenförmige Tagbaukonfiguration basiert seit 1928 auf insgesamt 30 Stufen mit einer Etagenhöhe von 24 m. 1986 wurde der untertägige Grubenbetrieb gänzlich eingestellt. Seit 1989 ist die VA Erzberg Ges.m.b.H. aus dem Mutterkonzern Voest-Alpine AG (1973 aus der Verschmelzung der ÖAMG und VOEST entstanden) ausgegliedert und derzeit der Erzberg Privatstiftung als Eigentümer unterstellt.

Der Erzberg weist auf eine fast 200-jährige geowissenschaftliche Forschungsgeschichte zurück. Frühe Bearbeitungen finden sich bereits bei PANTZ & ATZL (1814) und bei ANKER (1835). Die erste geologische Detailkarte des Erzberges stammt von FERRO (1847). SCHOUPPE (1854) zeichnete in seiner Manuskriptkarte

WNW

OSO
Erzberg
1465 m

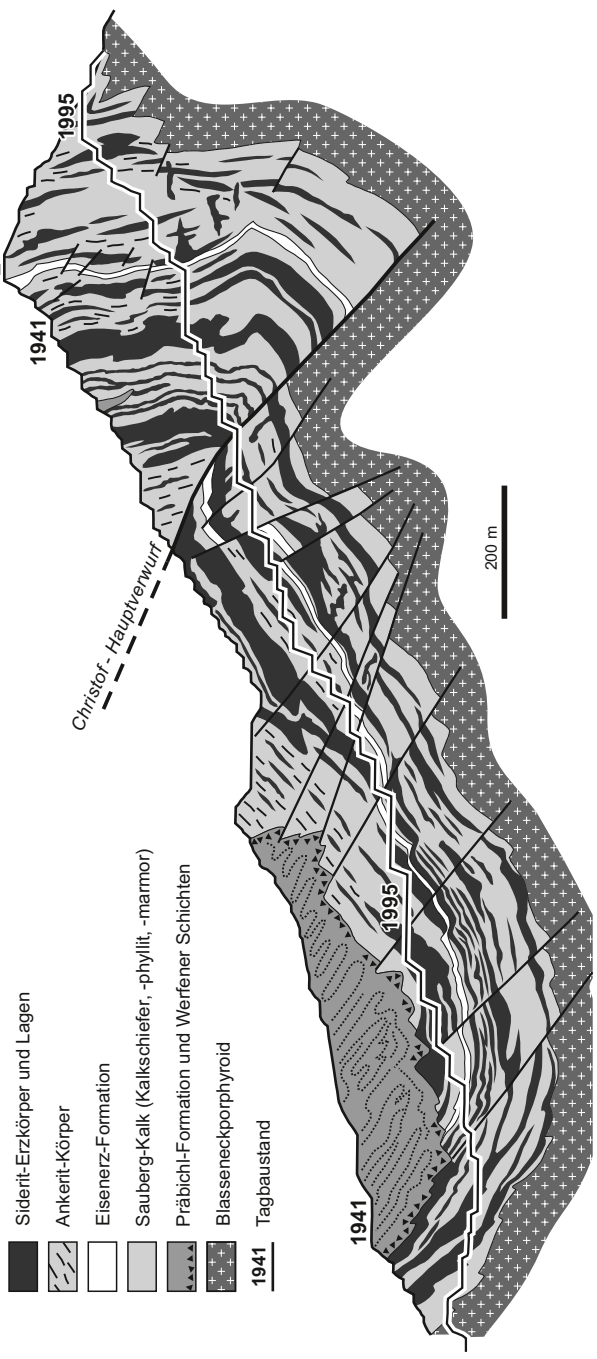


Abb. 16. Profilschnitt durch den Steirischen Erzberg nach SCHULZ et al. (1997) leicht verändert (Grundlage: „Seigerschnitt durch den Steirischen Erzberg“, VOEST-ALPINE Erzberg, Marktscheiderei E. Salzer, 1995).

bereits ein differenzierteres Bild der geologischen Verhältnisse am Erzberg. Zu den aus geologisch-mineralogisch-lagerstättenkundlicher Sicht bedeutsamen Monographien über den Erzberg zählen die Arbeiten von REDLICH (1917, 1922), HIESSLEITNER (1929), REDLICH & PRECLIK (1930), BERAN (1975), THALMANN (1979), SCHÖNLAUB et al. (1980), SCHÖNLAUB (1982), FRIMMEL (1988), SPINDLER (1991), SCHULZ et al. (1997) und PROCHASKA (1997).

Die Geologie des Erzberges zeigt eine komplexe tektonische Struktur mit einem variszischen Deckenbau und einem alpidischen Synklijalbau (Abb. 16). Die variszische Liegendenscholle wird von mächtigen Silur-Devon Kalken gebildet, die dem spätordovizischen Blasseneckporphyroid auflagern. Im Hangenden folgen nach einer Erosionsphase eine Crinoidenkalkbrechie des Visé und unmittelbar an der variszischen Deckengrenze unterkarbone Schiefer der Eisenerz-Formation („Zwischenschiefer“). Die Handgendscholle besteht hingegen ausschließlich aus unterdevonischen Kalken. Die beiden ursprünglich nebeneinander liegenden Karbonat-schollen wurden während der Variszischen Orogenese übereinander geschoben, wobei die karbonen Schiefer der Liegendenscholle als Gleitbahn fungieren. Die Siderit- und Ankerit-(Rohwand)-Vererzung ist im Wesentlichen an den unterdevonischen Sauberg-Kalk („Erzführender Kalk“) beider variszischer Einheiten gebunden. Der variszische Deckenbau wird diskordant von der Präbichl-Formation des Oberperm und transgredierenden Werfener Schichten der Untertrias überlagert, die den Abschluss der Schichtfolge am Erzberg bilden.

Durch die alpidische Orogenese ist die gesamte Schichtfolge muldenartig um eine mit 15–30 Grad nach NNO abtauchende Achse verformt worden (SCHULZ et al., 1997). Der Ostflügel der Mulde steht steil bis überkippt, im Westflügel herrscht hingegen flachere Lagerung (SCHÖNLAUB, 1982). Während dieser Verformung sind zahlreiche Störungen entstanden, wovon im Lagerstättenbereich der N–S streichende und gegen Ost einfallende Christof Hauptverwurf die bedeutendste ist. Der östliche Teil der Mulde, und damit auch die Lagerstätte selbst, ist dabei entlang dieses Hauptverwurfes 350 m gegen Osten abgesenkt worden. Eine wirtschaftliche Gewinnung dieses hinter der Tagbaugrenze liegenden Reicherzkörpers war daher bis zur vollständigen Einstellung nur im Untertagebau möglich.

In Abhängigkeit zur Nebengesteinslithologie sind unterschiedliche Vererzungsgeometrien entwickelt. Es dominieren dreidimensionale, stockförmige Vererzungen mit diskordanten Nebengesteinskontakten (PROCHASKA & HENJES-KUNST, 2009). Davon ausgehend existieren aber auch gangförmige Vererzungen, die mehr oder weniger in Form von Lagergängen ausgebildet sein können. Muttergestein der Vererzung ist eine bis zu 280 m mächtige devonische Karbonatabfolge. Die Vererzung selbst besteht im Wesentlichen aus Ankerit und Siderit, die in stark wechselnder Intensität miteinander verwachsen sind. Die Erzkörper erreichen dabei im Streichen Längen von bis zu 600 m, wobei das Einfallen des Erzkörpers von Etage Christof bis Polster mit 60 bis 70 Grad ziemlich steil ausgebildet ist (SCHULZ et al., 1997).

Wertmineral des Steirischen Erzberges ist Siderit (> 50 Mol.-% FeCO_3 mit verschiedenen Mischphasen), begleitet von Ankerit, Magnesit, Dolomit, Calcit und Quarz (SCHULZ et al., 1997). Weitere Begleitminerale sind Pyrit, Hämatit, Arsenkies, Magnetit, Bleiglanz, Zinkblende, Fahlerz und Zinnober. Das Eisenerz enthält durchschnittlich 30–33 % Fe, 1,5–2 % Mn, 7 % CaO und 3–4 % SiO_2 . Erze mit über 30 % Fe (entspricht rund 55 % Siderit im Hauwerk) werden als Fertigerz zerkleinert und gelangen dann direkt zum Versand. Der eisenärmere Verhauanteil von 22–28 % Fe wird in einer Schwereflüssigkeitsaufbereitungsanlage auf durchschnittlich 33 % Fe angereichert (WEBER, 1997).

Die Diskussion der Genese der Sideritlagerstätte Erzberg ist seit 150 Jahren sehr kontroversiell geführt. Es gibt zurzeit noch kein allgemein akzeptiertes Genesemodell. Das Konzept einer paläozoischen, sedimentär exhalativen Entstehung der Sideritlagerstätten mit alpidischen Remobilisationen repräsentiert das syngenetische Modell der 70er und 80er Jahre des 20. Jahrhunderts. In den letzten beiden Jahrzehnten wurden auf Basis von fluid-inclusions-Untersuchungen verstärkt hydrothermal-metasomatische Genesemodelle diskutiert, die auf Basis von Sm/Nd-Datierungen eine Einstufung der Mineralisationsereignisse in den Zeitraum von der Obertrias bis in den Unterjura (208 ± 22 Ma) erlauben (PROCHASKA, 1997, 1999; PROCHASKA & HENJES-KUNST, 2009). Durch diagenetische Mobilisation grabener Formationswässer und damit im Zusammenhang stehende, saure, reduzierende, hochsalinare Fluide soll es während der Migration zur Lösung der lagerstättenbildenden Metalle (Fe, Mg, Ba etc.) aus dem Nebengestein gekommen sein (BELOCKY, 1992; POHL & BELOCKY, 1999).

Auf dem Gebiet des Kartenblattes gibt es noch eine Reihe kleinerer Eisenerzvorkommen, die aber keine besondere wirtschaftliche Bedeutung erlangt haben. Im Wesentlichen handelt es sich dabei um kleindimensionierte Ankerit-Sideritanreicherungen, die unter- und obertägig beschürft und abgebaut wurden. Erwähnenswerte Vorkommen befinden sich im Gebiet Glanzberg, Gsoll, Platte, Größenberg, Tulleck, Reichenstein, Polster, Handlalm, Kohlberg und Zirbenkogel. Der Bergbau-/Haldenkataster der Geologischen Bundesanstalt hat insgesamt 28 solcher Lokalitäten mit Ankerit/Sideritabbau erfasst.

Unterberg- bzw. Sulzbach-Decke

Neben den dominanten Eisenerzvorkommen in der Grauwackenzone gibt es im Bereich Scheibenberg und Wildalpen-Arzberg noch kleinere mesozoische Eisenerzvorkommen. Im Gebiet Arzberg treten geringmächtige Bohnerze auf, die an Karststrukturen im unterlagernden Plassenkalk gebunden sind (BRYDA, 2007; siehe Kapitel 6, S. 106, Beschreibung zu Legendenummer **68, 69**). Am Scheibenberg wurden im 16./17. Jahrhundert limonitische Eisenerze im Wettersteinkalk gewonnen.

Kupfererze

Die Eisenkarbonate werden auf dem Kartenblatt häufig von Sulfidvererzungen (Kupferkies, Fahlerz, Pyrit, Zinnober) begleitet. Diese kleinräumigen Kupfervererzungen waren auch die Basis für die bronzezeitliche Kupfergewinnung im Eisenerzer Raum, die durch Funde von zahlreichen Kupferschmelzöfen bereits sehr dicht belegt ist (KLEMM, 2003). Neuzeitlich sind Abbaubersuche von Kupfererzen im Gebiet NW des Erzberges und am Niederpolster (1.796 m) dokumentiert. Diese Vorkommen haben aber keine größere wirtschaftliche Bedeutung.

9.2. Energierohstoffe

Kohle

Im 19. Jahrhundert wurde südwestlich von Wildalpen kurzzeitig Steinkohle gewonnen, die hier nahe der Gosaubasis in geringmächtigen Flözen innerhalb von Sandsteinen und Mergeln auftritt.

9.3. Industriemineralien, Steine und Erden

Gips, Anhydrit

Kleinvorkommen von Gips führendem Haselgebirge (**101, 102, 133**) sind am Kartenblatt an wenigen Stellen ausgewiesen: am Südwandsteig bei 1.100 m

nordöstlich Eisenerz („Geieregg“, WEBER, 1997), am Steirischen Erzberg bei ca. 810 m Seehöhe südöstlich des Firmengebäudes, wo wenige Meter mächtige Haselgebirgslinsen anstehen, bei der Einmündung der Laming in den Jassinggraben („Pfarreralm NW Tragöß“, WEBER, 1997) und im oberen Bereich des Josertales südöstlich Heinzleralm. Ein weiteres historisch belegtes Vorkommen befindet sich beim Plangut, respektive Plankogel, westlich jenes vom Südwandsteig (SPENGLER & STINY, 1926a, b). Das genannte Haselgebirgsvorkommen westlich Pfarreralm wirkt möglicherweise am Felssturz der Heuschlagmauer mit. Die in seiner Nähe befindliche Bohrung BT1 steht nicht mit ihm in Zusammenhang, sondern mit der Erkundung der Hydrogeologie. Für alle Haselgebirgsvorkommen gilt, dass sie innerhalb der Werfener Schichten (**100**, **132**) sowie unter dem tektonisch den Werfener Schichten auflagernden Wettersteinkalk (**86**), an der Basis der Trenchtling-Fölsstein-Schuppe auftreten.

Bauxit

Auf dem Kartenblatt sind zwei kretazische Bauxitvorkommen (**69**) eingezeichnet: Krimpentalm und Sonnsteinalm. Der Bauxit ist wirtschaftlich unbedeutend, da er lediglich als kleinräumige Spaltenfüllung auftritt, er ist jedoch als Proxy pläoklimatologisch von Interesse (vgl. Kapitel 6, S. 106).

Hochwertige Karbonatgesteine

Die Kambüchel-Formation tritt als „Großschollen von Kambüchel-Formation im Olisthstrom“ (**59**) auf. Im Gebiet Spitzkogel–Zumach–Kleiner Ebenstein wäre ihre Substanz für eine kleinmaßstäbliche Gewinnung dieser hochreinen und weißen Kalke aus geologischen Gesichtspunkten ausreichend, andernorts sind die Vorkommen zu klein und durch das siliziklastische Einbettungssediment (Zwieselalm-Formation, **57**, **58**) beeinträchtigt. Da sich die Vorkommen jedoch im Wasserschutzgebiet und zusätzlich fernab jeder Infrastruktur befinden, ist eine Nutzung unwahrscheinlich.

Der bis über 200 m mächtig werdende Plassenkalk (**103**) im E–W streichenden Zug zwischen Salza und Gamsbach, der vom Beilstein bis zum Arzberg eine störungsgebundene Halbfenster-Horststruktur am Südausbiss der Unterberg-Decke bildet, vereinigt aufgrund seines ausnehmend reinen Chemismus und seiner guten Helligkeit die Eigenschaften eines hochwertigen Kalzit- und Kalkrostoffes. Selten treten darin Dolomitisierungen und Karstfüllungen auf (MANDL et al., 2002). In zwei nahe beieinander liegenden Steinbrüchen nördlich Wolfstein wird er allerdings bloß zu Straßenbauzwecken sporadisch genutzt. Bei SPENGLER & STINY (1926b) ist nachzulesen, dass es in Steinbruch (zwischen den Orten Fachwerk und Wildalpen) einst eine „Marmor“-Gewinnung des Plassenkalkes gab.

Ohne singuläre Vorkommen abgrenzen zu können, ist bekannt, dass der Dachsteinkalk (**70**, **113**), ungeachtet seiner tektonischen Zugehörigkeit, chemisch reine, wenngleich aufgrund der Emersionshorizonte nicht hochreine, graue Kalksteine repräsentiert. Bei dem, mitunter wesentlich helleren Wettersteinkalk, treten hingegen, schwer prognostizierbar, Dolomitgehalte auf. Abgesehen davon zeigt er einen sehr reinen Chemismus (Sulzbach-Decke mit Scheibenberg, Trenchtling-Fölsstein-Schuppe und Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe). Der Steinalm/Wettersteindolomit der Göller-Decke (**122**) ist farblich grau und chemisch nicht überdurchschnittlich rein. Es gibt am Kartenblatt keinen Abbau in den letztgenannten Einheiten; ergänzendes Datenmaterial wurde bereits dargestellt (MOSHAMMER, 2009).

Der beim Sideritabbau am Erzberg neben anderen Formationen als taubes Material anfallende „Sauberg-Kalk, bunter Flaser-Bänderkalk“ (142) kann teilweise als Wurf- und Wasserbaustein verwendet werden. Aufgrund des, im Ausmaß zwar schwankenden, aber doch inhärenten Tonmineral- und Quarzanteils ist das Gestein nicht als Reinkalk, z.B. bei der Eisenverhüttung, einsetzbar (MOSHAMMER, 2010).

Als dekorativer, polierfähiger Kalkstein werden hornsteinfreie Partien der brekziös pfirsichfarbenen und grau ornamentierten Sonnschien-Formation (92) betrachtet. Das Vorkommen am Hocheck würde sich für weitergehende Untersuchungen eignen, wenn die prioritäre Raumnutzung als Wasserschutzgebiet damit in Einklang gebracht werden kann.

Andere Festgesteine

Abgesehen von den Karbonatgesteinen wurden früher auch Sandsteine bzw. Quarzite der Werfener Schichten (99, 100, 130, 131, 132) und der Präbichl-Formation (134) sowie der Blasseneckporphyroid (148) wirtschaftlich genutzt. Davon ist der Abbau (Werfener Schichten) an der Forststraße Schattenberg westlich oberhalb Oberort-Tragöß noch bei Bedarf aktiv. Die Brüche im Blasseneckporphyroid sind alle aufgelassen, nach der Literatur bekannt sind Abbaue in Eisenerz (Gradstein), im Gsollgraben und an bzw. nahe der Präbichlstraße. Nach HAUSER & URREGG (1951) diente der Porphyroid als Baustein und als Betonzuschlagstoff für den Straßenbau, z.B. der Präbichlstraße, und als Gleisbettungsschotter; von den Vorkommen im Gsollgraben und an der Präbichlstraße sind dort auch technische Kennwerte angeführt.

Lockergesteine

Lockergesteine, die als Rohstoffe genutzt bzw. geeignet sind, beschränken sich auf Blatt 101 auf grobkörnige Sedimente. Die Vorkommen, die am weitflächigsten verbreitet sind, betreffen die holozänen Einheiten Hangschutt, Schuttkegel (13), Schwemmkegel (9) und Jüngste Flussablagerungen (3). Davon besitzen die Sedimente der Schwemmkegel aufgrund der Korngröße und Sortierung die höchste Eignung als Baurohstoffe, gefolgt von den Jüngsten Flussablagerungen (HEINRICH et al., 2006). Hangschutt- und Bergsturzmateriale (13, 16) ist nur bedingt geeignet, wird allerdings aufgrund seiner ubiquitären Verbreitung am häufigsten abgebaut. Das Material besteht im Vergleich zu Schwemmkegeln vorwiegend aus kantigen, schlechter sortierten Komponenten und enthält sowohl größere Blöcke als auch einen höheren Feinkornanteil. Allgemein sind Kiessandvorkommen auf Blatt 101 von minderer Qualität und werden lediglich zum Forststraßenbau verwendet (PFLEIDERER et al., 2009). Kiesabbau, der derzeit in Betrieb oder bei Bedarf in Betrieb stehen, befinden sich in folgenden Einheiten/Gebieten:

In Betrieb:

- Bergsturz (16) (Schirnbacherkogel).

Bei Bedarf in Betrieb:

- Hangschutt (13) (Schwabeltal, Imbach, Salzatal, Gamsbach, Lurgbach).
- Schwemmkegel (9) (Lassingbach, Lurgbach).
- Jüngste Flussablagerungen (3) (Seeaubach).
- Eisrandsedimente (40, 41) (Lamingtal, Imbach).
- Grundmoräne (45) (Lamingtal).

Auch die heute stillgelegten Abbaue befinden sich in diesen Einheiten, wobei Hangschutt-, Bergsturz- und Wildbachschuttmaterial früher doppelt so häufig gewonnen wurden wie heute.

10. Höhlen und Karstformen

(L. PLAN)

Der Großteil des Blattes 101 Eisenerz wird von Karbonaten der Nördlichen Kalkalpen eingenommen und ist dementsprechend reich an oberirdischen Karstformen und Höhlen. In den vorwiegend devonischen Kalken der Grauwackenzone sind bisher nur wenige Höhlen dokumentiert.

Höhlen

Bezüglich der erfassten Höhlen ist der Forschungsstand eher heterogen (Abb. 17). Während einige Gebiete recht gut (Kräuterin, Dürrenstein, Hochkar, östlicher Hochschwabanteil) und in einigen Arealen flächendeckend (Bärnsbodenalm, Polsterkar) bearbeitet sind, wurden Höhlen in anderen Gebieten nur sehr punktuell und lückenhaft erfasst (Grauwackenzone, westlicher Hochschwabanteil). Die Verteilung der dokumentierten Höhlen kann also nicht als Maß für die Verkarstung herangezogen werden.

Unterlagen über Höhlen

Die Grundlage der Höhlendokumentation ist das Österreichische Höhlenverzeichnis, in dem Höhlenobjekte nach einer hierarchischen Gebirgsgruppengliederung geordnet sind (STUMMER & PLAN, 2002). Das Blatt 101 deckt 17 Teilgruppen ganz oder teilweise ab (Abb. 17, Tab. 4). Detaillierte Unterlagen zu den Höhlen finden sich vorwiegend in den Katasterarchiven des Landesvereins für Höhlenkunde in der Steiermark (südlich der Salza: 1700) und des Landesvereins für Höhlenkunde in Wien und Niederösterreich (nördlich der Salza: 1800 und teilweise 1740) sowie im Archiv der Karst- und Höhlen Arbeitsgruppe am Naturhistorischen Museum Wien.

Überblick über die Höhlen

Vor allem in der Hochschwabgruppe, aber auch in den anderen Gebieten herrschen in der vadosen (also nicht vollständig mit Wasser gefüllten) Zone entstandene Schacht-Canyon-Höhlen vor. Zumindest im tagnahen Bereich sind sie aber heute durch den fortschreitenden Oberflächenabtrag hydrologisch inaktiv. Nur wenige setzen am Grund von Dolinen an oder stellen Ponorhöhlen dar, die Oberflächengerinne aufnehmen (POL-NORD-Ponor-531, 1744/531).

Die bedeutendste und zugleich tiefste vadose Höhle ist der Furtowischacht, wo bis 713 m abgestiegen wurde. In keiner der Schachthöhlen wurde aber bisher die Oberfläche des rezenten Karstwasserspiegels erreicht, da sie meist mit Schnee, Eis und/oder Blockwerk verschlossen oder noch nicht vollständig erforscht sind (Abb. 18).

Die flächenbezogene Dichte der meist schachtartigen Einstiege der vadosen Höhlen erreicht in manchen Bereichen erstaunlich hohe Werte von mehreren hundert Öffnungen pro Quadratkilometer (PLAN, 2004).

Aktive Quelhöhlen sind im Bereich von Blatt 101 vor allem vom Fuß der Göstlinger Alpen bekannt (Wasserloch, 1814/3; Hundskogelhöhle, 1814/4; Große-Schloif-Höhle, 1814/7), aber nicht vom Hochschwab.

Im Gegensatz zu anderen Massiven der Nördlichen Kalkalpen sind heute inaktive, aber ehemals unter vollständiger (phreatisch) oder zeitweise vollständiger (epiphreatisch) Wassererfüllung entstandene Höhlen in höheren Lagen nur punktuell anzutreffen. Das weitaus bedeutendste ist das Frauenmauer-Langstein-Höhlensystem (1742/1) östlich von Eisenerz, das 2011 mit der Langsteineishöhle (ehemals 1744/1) zusammengeschlossen wurde. Hier sind bisher 35,4 km an

Höhlenpassagen mit einem Höhenunterschied von 595 m dokumentiert (PACHER & ILLEK, 2013). Dieses Höhlensystem entstand relativ knapp über der Wasser stauenden Basis der Triaskarbonate und kann nicht mit ehemaligen Vorfluturniveaus korreliert werden, wie viele andere Riesenhöhlen der Nördlichen Kalkalpen. Auch

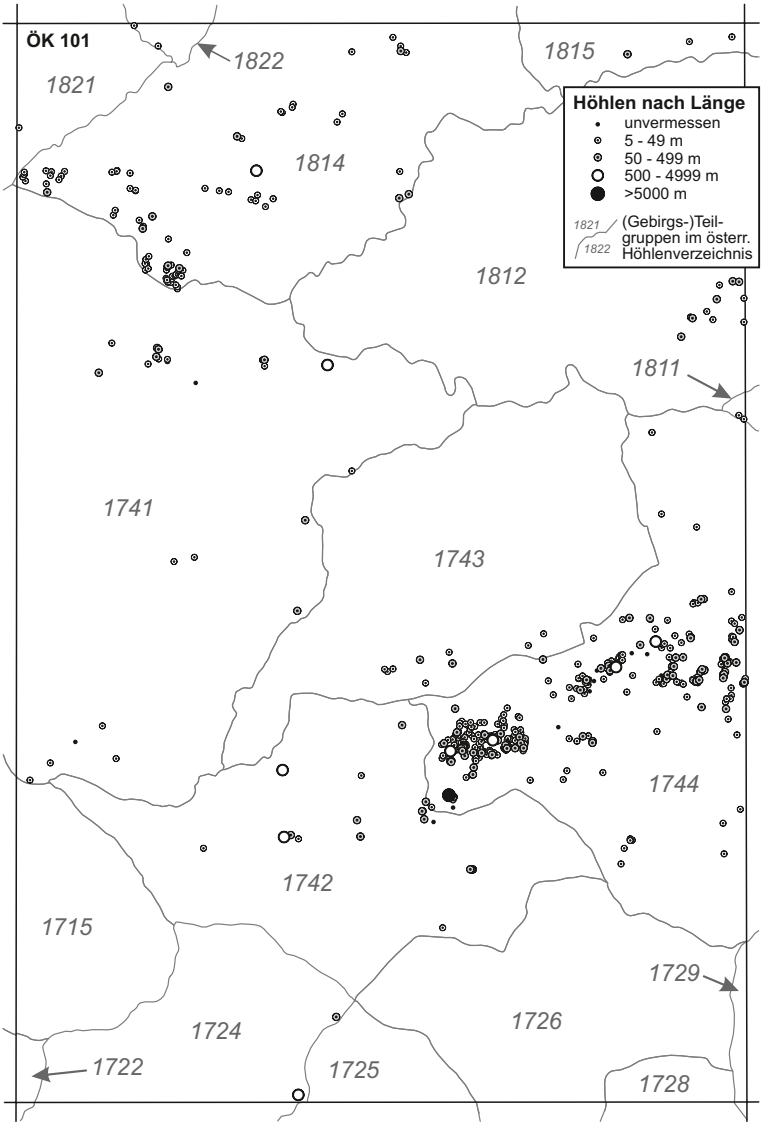


Abb. 17. Verbreitung der dokumentierten Höhlen (Klassifizierung nach der Ganglänge) auf Kartenblatt 101 Eisenerz. Weiters dargestellt sind die Grenzen der Teilgruppen (vierstellige Nummer) des Österreichischen Höhlenverzeichnisses.

sonst fehlt im zentralen Hochschwab dieser sonst in den Nördlichen Kalkalpen so verbreitete Höhlentyp.

Im Nordteil des Kartenblattes finden sich etliche kleinere, vorwiegend (epi)phreatisch entstandene Höhlen, die nicht an Wasser stauende Strukturen gebunden sind: Auf der Kräuterin sind die Hochstadlhöhle (1812/4) und die Mitterkeilhöhle (1812/30) zu nennen. Teile des knapp 11 km langen Warwas-Glatzen-Höhle systems (1812/39) östlich vom Hochstadl reichen bis auf 300 m an die Kartenblattgrenze heran. In den Göstlinger Alpen ist der Hochkarschacht (1814/5) mit seinem bedeutenden Horizontalteil bekannt.

Nr.	Name	Anzahl der Höhlen
1000	Nördliche Kalkalpen	
1700	Obersteirische Kalk- und Schieferalpen	
1710	<i>Südliche Ennstaler Alpen</i>	
1715	Kaiserschild	0
1720	<i>Eisenerzer Alpen</i>	
1722	Blaseneck – Zeiritzkampel Nord	0
1724	Erzberg	4
1725	Gössgraben	0
1726	Trenchtling	0
1728	Kletschachkogel	0
1729	Etmiszl	0
1740	<i>Hochschwabgruppe</i>	
1741	Kalte Mauer	37
1742	Pfaffenstein	44
1743	Brandstein	9
1744	Hochschwab	425
1800	Niederösterreichische Kalkalpen	
1810	<i>Lassingalpen</i>	
1811	Türnach	2
1812	Kräuterin	13
1814	Göstlinger Alpen	85
1815	Dürrenstein	3
1820	<i>Ybbstaler Alpen</i>	
1821	Voralpe	1
1822	Königsberg	2
		Summe: 625

Tab. 4.

Überblick über die dokumentierten Höhlen in den jeweiligen Teilgruppen des Österreichischen Höhlenverzeichnisses auf Blatt 101 Eisenerz.

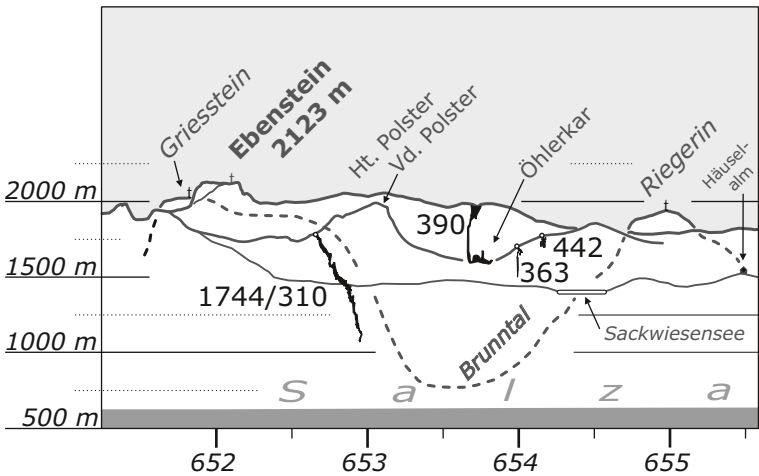


Abb. 18.

West-Ost-Schnitt durch den westlichen Teil des Hochschwabanteils auf Blatt 101 Eisenerz mit Höhlenverläufen (Katasternummern der Gruppe 1744 bezeichnen die Höhlen; Ortsnamen im Hintergrund sind kursiv; horizontale Skala: BMN-Rechswert in km; verändert nach PLAN, 2004).

Einige Höhlen im Untersuchungsgebiet sind durch aufsteigende, thermale oder mit Kohlendioxid angereicherte Tiefenwässer entstanden und als hypogene Höhlen zu bezeichnen. Die Morphologie der Märchenhöhle (1742/17) und die der benachbarten Gehartsbachsattel-Wasserhöhle (1742/21) nordöstlich von Eisenerz weisen recht eindeutig auf eine hypogene Entstehung hin. Bei der Torsteinhöhle-Nord I und II (1741/23 und 24) ist eine solche Genese wahrscheinlich. Für die Beilsteineishöhle (1741/2) erscheint sie nach derzeitigem Kenntnisstand lediglich möglich. Nahe dem Gehöft „Casari“ im Holzäpfeltal bei Wildalpen tritt auch heute eine leicht thermale Karstquelle zutage (PAVUZA & ZHANG, 1997). Diverse beim Abbau angefahrne, oftmals mit Eisenblüte ausgekleidete Hohlräume im Erzberg sind kaum dokumentiert, aber vermutlich auch einer hypogenen Genese zuzurechnen.

Tiefe, durch gravitative Prozesse entstandene Spalthöhlen (Abrissklüfte) sind vom Gipfelbereich des Brandstein bekannt, aber noch kaum erforscht (Brandsteinkluft 1743/2).

Vor allem in den Göstlinger Alpen wurden zahlreiche Höhlen bzw. Halbhöhlen dokumentiert, die durch Verwitterung und Frostsprengung entstanden sind und meist ansteigende Höhlenräume an kleinen Sickerwasseraustritten darstellen. Die Erfassung dieser Objekte ist in den weniger gut dokumentierten Arealen noch nicht so weit vorangeschritten.

Eine Charakterisierung und Analyse der Höhlen im Hochschwab findet sich in PLAN (2004).

Die bedeutendsten Höhlen

Der folgende Überblick behandelt die in der Geologischen Karte eingezeichneten Höhlen. Wenn nicht anders angeführt, sind die Daten teilweise nur in lokalen höhlenkundlichen Journalen publiziert und finden sich in den in der Einleitung angeführten Katasterarchiven.

Folgende Abkürzungen werden verwendet: L: Länge; H: Höhenunterschied; Typ (nach STUMMER & PLAN, 2002): T – trockene Horizontalhöhle, W – Wasserhöhle, S – Schachthöhle, E – Eishöhle; Sh: Seehöhe.

1741/2 Beilsteineishöhle

L: 427 m, H: -39 m, Typ: TES, Sh: 1.320 m, besonders geschützte Höhle, Beilstein bei Gams.

Ein geräumiger, schräger Tagschacht führt in eine großräumige Halle mit mehr als 15 m mächtigem Bodeneis. Die Entstehung dieses blasenförmigen Hohlraums im Plassenkalk ist unklar. Eis- und Klimamonitoring durch die Karst- und Höhlenabteilung.

1741/4 Arzberghöhle

L: 1.021 m, H: +123 m, Typ: TS(W), Sh: 735 m, besonders geschützte Höhle, westlich Wildalpen, Arzberg.

Großräumige, phreatisch entstandene Horizontalhöhle mit mehreren Etagen im Plassenkalk. Umfangreiche Funde von Höhlenbären sowie von zwei paläolithischen Steinklingen (DÖPPES & RABEDER, 2008; eine Monographie ist in Vorbereitung).

1741/19 Happl Seeloch

L: > 80 m (44 m vermessen), H: > +7 m, Typ: W, Sh: 820 m, Krautgraben, Fuß der Happelmäuer.

Störungsgebundene, zeitweise aktive Wasserhöhle im Plassenkalk nahe der Grenze zu Wasser stauenden Gesteinen der Gosau Gruppe. Nicht vollständig erforscht.

1741/23 Torsteinhöhle-Nord-I

L: 113 m, H: +22 m, Typ: T, Sh: 1.200 m, Torstein-Nordseite.

Mehrere wandnahe, blasenartige Räume sind durch einen Gang verbunden. Die im Plassenkalk gebildete Höhle scheint durch aufsteigende (hydrothermale?) Wässer entstanden zu sein. Unergiebige Funde von Höhlenbären.

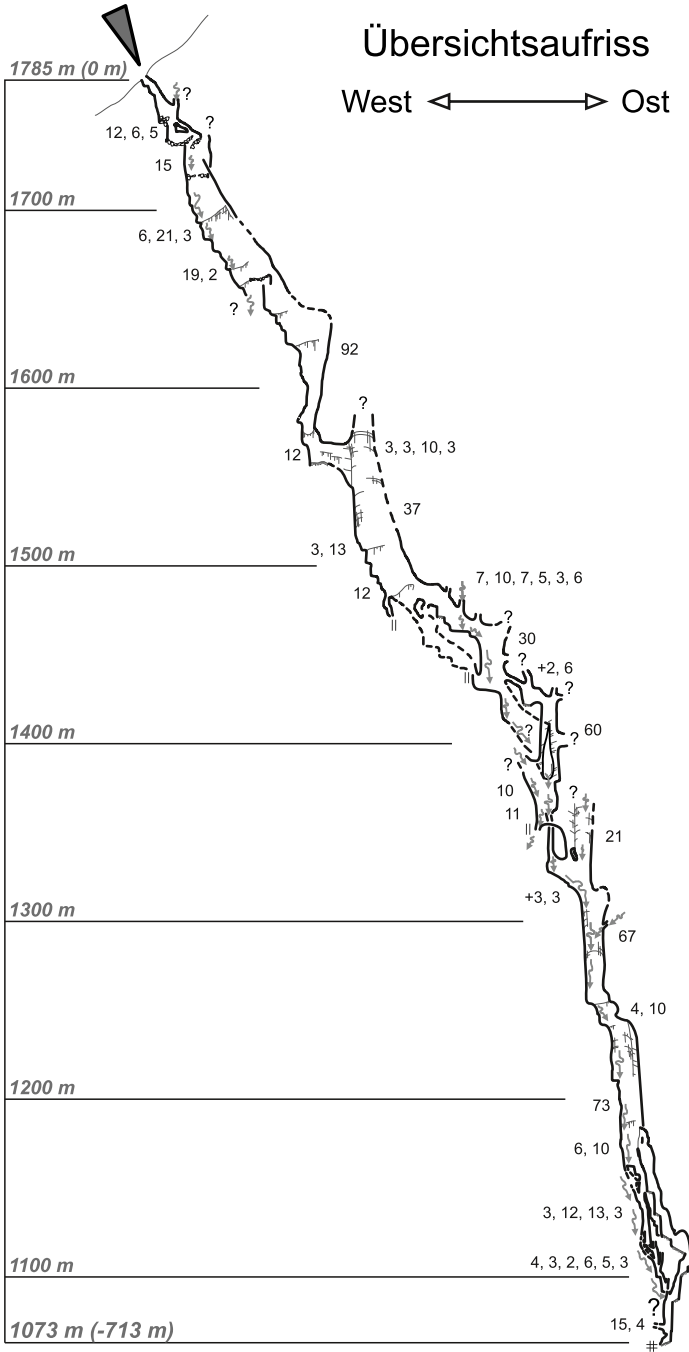
1742/1 Frauenmauer-Langstein-Höhlensystem

L: 35.419 m, H: ±595 m, Typ: TSWE, Sh: 1.467 m, besonders geschützte Höhle, Frauenmauer.

Ausgedehnte und komplexe, teils labyrinthisch entwickelte Höhle bestehend aus (epi)phreatischen, zum Teil großräumigen Gängen und vadosen Canyons und Schächten. 2011 wurde diese Höhle mit der benachbarten, bis dahin rund 6 km langen, Langsteineishöhle verbunden. Das System ist knapp über der Kalkalpenbasis angelegt und fällt mit deren Einfallen nach Norden ab. Mit Abstand längste Höhle des Hochschwab und des Blattes 101 (PFARR & STUMMER, 1988).

Übersichtsaufriß

West ← → Ost



1742/12 Böse-Mauer-Schacht

L: 578 m, H: -131 m, Typ: SW, Sh: 1.050 m, Hinterseeaugraben, östlich Eisenerz.

Teils schachtartig entwickelte, phreatisch entstandene Höhle im Wettersteinkalk. Ein vermuteter Zusammenhang mit den Quellen der Hinterseeau konnte bisher nicht nachgewiesen werden (BENISCHKE & STROBL, 2006).

1742/30 Pfaffinger Eisschacht

L: 90 m, H: -90 m, Typ: SE, Sh: 1.550 m, 750 m WNW der Pfaffingalm.

Vados entstandener Schacht mit Schnee- und Eisverfüllung.

1742/41 Grie-Höhle-41

L: 211 m, H: ±167 m, Typ: ST, Sh: 1.829 m, nordöstlich des Griesmauerkogels.

Auf einen kurzen, horizontalen Eingangsteil folgt ein über 150 m tiefes, vados entstandenes Schachtsystem (Wettersteinkalk).

1743/1 Eisloch

L: 236 m, H: -37 m, Typ: TE, Sh: 1.665 m, westlich des Brandstein.

Abfallende Eishöhle, die vermutlich phreatisch entstanden ist (Wettersteinkalk).

1744/3 Pfaffing Tropfsteinhöhle

L: 1.775 m, H: -351 m, Typ: TS, Sh: 1.563 m, Kulmkar, Pfaffing.

Ein großräumiger Horizontalteil wird durch einen Einstiegsschacht erreicht. Weitere Schächte führen in die Tiefe (PFARR & STUMMER, 1988).

1744/5 Großer Bärnsbodenschacht

L: 83 m, H: -81 m, Typ: SE, Sh: 1.558 m, 280 m nordwestlich Bärnsbodenalm.

Vados entstandener, relativ direkter Schacht mit teilweiser Schnee- und Eisverfüllung ab 50 m Tiefe (Kontakt von Grafensteigkalk und Sonnschienkalk).

1744/76 Senk-Schacht-76

L: 132 m, H: -75 m, Typ: SE, Sh: 1.530 m, Senkbodenrand.

Schachtkomplex mit Schnee- und Eisverfüllung am tektonischen Kontakt von Wettersteindolomit und Sonnschienkalk.

1744/89 Eisenerzerloch

L: 165 m, H: -140 m, Typ: SW, Sh: 1.570 m, südlich Brandwiese.

Aktiver, verzweigter Schachtponor im Wettersteinkalk knapp über dem tektonischen Kontakt zu Gesteinen der Gosau-Gruppe.

1744/172 AND-Schacht-172

L: 179 m, H: -103 m, Typ: S, Sh: 1.558 m, Androthalm.

Vados entstandener Schachtkomplex im Sonnschienkalk.

◀ Abb. 19.

Übersichtsaufriß des Furtowischachts (1744/310). Zahlen geben die Tiefen der einzelnen Schachtstufen in Metern an. Graue gewundene Linien zeigen Gerinne an. Stand: Jänner 2010, nach Längsschnitten von HERRMANN & GLUSEVIC, verändert nach PLAN, 2002.

1744/192 Großer Stubenschacht

L: 522 m, H: -233 m, Typ: SE, Sh: 1.581 m, In der Stube.

Vados entstandene Schachthöhle, die in 140 m Tiefe einen Horizontalteil anschneidet. Zumindest die oberen Teile sind im Kalk der Sonnschien-Formation angelegt (PFARR & STUMMER, 1988).

1744/208 Unterer Rannriegelschacht

L: 169 m, H: -160 m, Typ: SE, Sh: 1.548 m, Bärensbodenalm.

Vados entstandener Schacht mit Eisbildungen am Kontakt von Sonnschien- und Gutensteiner-Formation.

1744/209 Kleiner Bärensbodenschacht

L: 342 m, H: 186 m, Typ: S, Sh: 1.538 m, Bärensbodenalm.

Vados entstandener Schachtkomplex am Kontakt von Gutensteinerkalk und -dolomit.

1744/281 BÄRNS-Schacht-281

L: 151 m, H: -88 m, Typ: S, Sh: 1.543 m, Bärensbodenalm.

Von einer Schrägstrecke unterbrochene, vados entstandene Schachthöhle am tektonischen Kontakt von Gutensteiner-, Sonnschien- und Steinalm-Formation.

1744/310 Furtowischacht

L: 1.577 m, H: -713 m, Typ: SW, Sh: 1.785 m, Polsterkar.

Entlang von ostgerichteten Abschiebungen entstandene, vadose Schachthöhle im Wettersteinkalk. Mit der Tiefe nimmt die stark schwankende Schüttung der Gerinne zu. Tiefste Höhle des Hochschwab und des Blattes 101 (Tiefenfortsetzung vorhanden; PLAN, 2002; Abb. 18, 19).

1744/363 Sargdeckelschacht

L: 385 m, H: -209 m, Typ: S, Sh: 1.705 m, Seemauer NW-Fuß im Öhlerkar.

Vados entstandene Schachthöhle mit einzelnen Stufen bis zu 120 m im Wettersteinkalk (PLAN, 2004; Abb. 18).

1744/376 KLEB-Schacht-376

L: 108 m, H: -66 m, Typ: SE, Sh: 1.760 m, südöstlich Kleiner Ebenstein.

Ein kleinräumiger, eventuell phreatisch entstandener Teil hängt mit einem geräumigen, eiserfüllten, vados entstandenen Schacht zusammen. Am tektonischen Kontakt von Wetterstein- und Grafensteigkalk (PLAN, 2002).

1744/390 POL-Monster-Doline

L: 1.532 m, H: -386 m, Typ: SET, Sh: 1.970 m, östlich Hinterer Polster.

Von einer 100 x 60 m messenden Schachtdoline führt ein seitlich ansetzendes Schachtsystem mit bis zu 209 m tiefen Direktschächten in eine 9.000 m² große Halle in 380 m Tiefe (Abb. 18). Während die Schächte im Wettersteinkalk angelegt sind, entstanden die Halle und weiterführende, stark verstürzte Gänge im Wettersteindolomit(kataklasit).

1744/400 Öhler-Eisschächte

L: 102 m, H: -28 m, Typ: SE, Sh: 1.775 m, südwestlich Öhler.

Mehrere Tagschächte vereinigen sich in einem Eis führenden, unerforschten Schacht (Wettersteinkalk).

1744/442 Schragschacht

L: 383 m, H: -81 m, Typ: S, Sh: 1.780 m, südlich Öhler.

Verzweigtes System mit bis zu 25 m tiefen Schachtabstiegen. Zumindest Teile der vorwiegend an einer mit 70° gegen Osten einfallenden Störung angelegten Höhle sind unter phreatischen Bedingungen entstanden (Wettersteinkalk; PLAN, 2002; Abb. 18).

1744/500 Hochalm-Eishöhle

L: 189 m, H: -47 m, Typ: SE, Sh: 1.700 m, nordöstlich Öhler.

Mehrere Eingänge führen in teils großräumige, eiserfüllte Passagen. Starke Versturzbildung erlaubt keine Aussagen über die ursprüngliche Entstehung (Wettersteinkalk).

1744/531 POL-NORD-Ponor-531

L: > 300 (vermessen 202) m, H: < -200 (-101) m, Typ: SW, Sh: 1.710 m, nördlich Hinterer Polster.

An Störungen im Wettersteinkalk angelegte, vadose Höhle mit kleineren Schachtstufen. Die aus Wettersteindolomit aufgebauten Hänge oberhalb des Einstiegs bilden das Einzugsgebiet für zeitweise bedeutende Gerinne, welche die Höhle speisen.

1744/627 181er-Schacht

L: 380 m, H: -280 m, Typ: S, Sh: 1.705 m, östlich Seemauer.

Vados entstandene Schachthöhle im Wettersteinkalk mit einer Engstelle am tiefsten Punkt (Wettersteinkalk).

1812/3 Schneeloch

L: 155 m, H: -67 m, Typ: STE, Sh: 1.783 m, ostnordöstlich Hochstadlgipfel.

Über 100 m durchmessende Einsturzdoline mit kleineren Fortsetzungen, die teilweise von der sehr geräumigen Hochstadlhöhle (1812/4) unterlagert wird (Dachsteinkalk; HARTMANN & HARTMANN, 1985).

1812/30 Mitterkeilhöhle

L: 301 m, H: -35 m, Typ: TE, Sh: 1.710 m, südwestlich Hochstadl.

Teilweise großräumige, phreatisch entstandene Horizontalhöhle im Dachsteinkalk (HARTMANN & HARTMANN, 1985).

1814/3 Wasserloch

L: 188 m, H: -71 m, Typ: WS, Sh: 800 m, Naturdenkmal, Wasserlochklamm bei Palfau.

Bedeutende Karstquelle im Hauptdolomit, die sich knapp 300 m über dem Niveau der Salza öffnet. Taucher erreichten eine Wassertiefe von 71 m, von wo aus die Passage einige 10er-Meter wieder ansteigt. Beobachtung von wetterunabhängigen Schüttungsschwankungen (HARTMANN & HARTMANN, 2000).

1814/4 Hundskogelhöhle

L: 214 m, H: ±12 m, Typ: WT, Sh: 665 m, Schloif, nordöstlich Fachwerk.

Ansteigende zeitweise aktive Quelhöhle im Dachsteinkalk (HARTMANN & HARTMANN, 1985, 1990).

1814/5 Hochkarschacht

L: 751 m, H: ±117 m, Typ: ST, Sh: 1.540 m, besonders geschützte Höhle, südwestlich Hochkarschutzhaus.

Ein 80 m tiefer Schacht führt in einen teils sehr großräumigen, subhorizontalen Teil, von dem ein Schacht weiter in die Tiefe führt. Die Höhle liegt im Dachsteinkalk an der Grenze zum Hauptdolomit im Liegenden. Beim Ausbau zur Schauhöhle wurde ein künstlicher Eingang geschaffen. Sinterbildungen (HARTMANN & HARTMANN, 1985, 2000).

1814/7 Große-Schloif-Höhle

L: 209 m, H: +36 m, Typ: WT, Sh: 660 m, nordöstlich Fachwerk.

Ansteigende, teils großräumige, zeitweise aktive Quelhöhle im Dachsteinkalk (HARTMANN & HARTMANN, 1985, 1990).

1814/15 Teufelslucke

L: 104 m, H: ±32 m, Typ: ST, Sh: 780 m, südwestlich Lassing.

Ein 20 m langer Einstiegsschacht führt in einen Höhlenteil mit schrägem Verlauf (Dachsteinkalk; HARTMANN & HARTMANN, 1985).

1814/36 Schwarzkogelhöhle

L: 169 m, H: -34 m, Typ: TS, Sh: 1.460 m, westnordwestlich Hochkarschutzhaus.

Verzweigtes System aus phreatisch entstandenen Gängen in mehreren Etagen. Sinterbildungen (Dachsteinkalk; HARTMANN & HARTMANN, 1990).

1814/81 Jagdzauberschacht

L: 204 m, H: ±91 m, Typ: TS, Sh: 850 m, Wachterriedel, westlich Fachwerk.

Mit Schrägstrecken unterbrochene Schachthöhle im Dachsteinkalk. Die tiefen Teile sind deutlich störungsgebunden (HARTMANN & HARTMANN, 2000).

1815/75 Lindnerhöhle

L: 201 m, H: ±25 m, Typ: T(W), Sh: 830 m, Lassingtal, südlich Hochkirch.

Vorwiegend phreatisch entstandene, schichtgebundene Höhle im Dachsteinkalk (HARTMANN & HARTMANN, 1985).

Oberirdische Karstformen

Eine detaillierte, flächendeckende Karte der Karstformen gibt es bis dato nicht. Ein Überblick wird jedoch in FINK et al. (2005) gegeben. Gebietsweise Kartierungen liegen vom Scheibenberg (PLAN, 2005), von den Göstlinger Alpen (NAGL, 1970a), von Teilen der Kräuterin (ZHANG, 1995) und von Teilen des Hochschwabmassivs (FABIANI et al., 1980; PLAN & DECKER, 2006) vor.

Besonders die von Kalken aufgebauten Plateauanteile sind reich an oberirdischen Karstformen. Neben ausgedehnten Karrenfeldern prägen Dolinen oft das Landschaftsbild. Während die Formen meist im 10er-Meter Maßstab ausgebildet sind, gibt es vorwiegend auf den von der glazialen Erosion wenig modifizierten

Altflächen auch sehr große Formen von über 100 m Durchmesser. Die größte kartierte Doline nördlich vom Sackwiesensee (Hochschwab) im Bereich der Hochalm misst rund 600 x 300 m bei 70 m Tiefe. Daneben erreichen polygenetische Hohlformen, die durch glaziale Erosion und durch Verkarstung entstanden sind, ähnliche Ausmaße (Hochalpe, Öhler-Kar, Plotschboden).

Im Bereich Wasser stauender Gesteine sind im Kartenbereich etliche poljen-ähnliche Formen ausgebildet (FINK, 1984). Sie zeichnen sich durch ein Oberflächenentwässerungsnetz aus, wobei die Gerinne an der Grenze der Wasserstauer zu den Karbonaten über Ponore (Schwinden) in den Karst infiltrieren. Zu erwähnen sind die Wasserböden auf Gesteinen der Gosau-Gruppe (südwestlich Brandstein) und östlich davon bedingt durch Werfener Schichten: das Filzmoos, der Sackwiesensee und die Hohlform um die Sackwiesenalm.

Eine Reihe von Publikationen widmet sich spezielleren Themen der Karstmorphologie. Detaillierte morphometrische Analysen von Karstformen in Bezug zu tektonischen Strukturen finden sich in PLAN & DECKER (2006) sowie DECKER et al. (2006). Der Einfluss der Karstmorphologie auf die Vulnerabilität (Verletzlichkeit) von Karstquellwässern gegenüber Schadstoffen wird von PLAN et al. (2009) erörtert. Karstabtragsraten wurden im Bereich der Kräuterin gemessen (ZHANG et al., 1995).

11. Hydrogeologischer Überblick

(G. BRYDA)

Das auf dem Kartenblatt dargestellte Gebiet liegt zum größten Teil innerhalb der Nördlichen Kalkalpen, aus deren mächtigen, intensiv verkarsteten Mittel- und Obertrias Karbonaten mehrere große Karstquellen entspringen, die teilweise in das Netz der 2. Wiener Hochquellenleitung eingespeist werden. Im Südteil des Kartenblattes treten die Werfener Schichten als Wasser stauende Basis der kalkalpinen Karstaquifere großflächig zutage. Diese bilden, gemeinsam mit schlecht wasserwegsamem Gesteinen der unterlagernden Norischen Decke, die abdichtende Basis der von Süden in den Deckenstapel der Kalkalpen eingreifenden großen Täler. Besonders das Tal der Laming und auch des Seeaubaches wurden während der letzten Eiszeit durch große, vom Hochschwabplateau herabfließende Gletscher glazial übertieft und später durch Sedimente zum Großteil wieder verfüllt. Diese Sedimentfüllungen stellen potente Porenaquifere dar, die bereits im Rahmen der „Wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung“ des Landes Steiermark intensiv untersucht worden sind (FABIANI, 1980a, b, 1984; FABIANI et al., 1980; MEIDL et al., 1980; SCHMID et al., 1980).

Die im Bereich der Werfener Schichten auftretenden Quellen sind fast ausschließlich an die teilweise mächtige Schuttauflage gebunden und erreichen meist nur geringe Schüttungsmengen. Ausnahmen bilden jene Quellen, die an der Grenze zwischen dem gut durchlässigen kalkalpinen Hangschutt und den unterlagernden Werfener Schichten austreten und häufig an einen Karstgrundwasserleiter (Karst Aquifer) in den benachbarten Karbonaten angebunden sind. Auch der paläozoische Anteil der Tirolisch-Norischen Decke wird von Gesteinen mit schlechter Wasserwegsamkeit und schlechtem Speichervermögen dominiert. Die in den Eisenerzer Alpen mächtigeren Karbonate des Silur und Devon sind zwar verkarstet, tiefere Schächte und Höhlen wie in den triadischen Kalken der Nördlichen Kalkalpen sind jedoch nicht bekannt. Informationen zum Porenaquifer im Bereich der Eisenerzer Ramsau wurden von BENISCHKE et al. (1993) veröffentlicht. Daten zur Hydrogeologie und Hydrochemie des Einzugsgebietes der Großen Föls (Eisenerz) sind in der Arbeit von DÖBERL (1996) enthalten.

Die im Bereich des aktuellen Kartenblattes auftretenden Gesteine zeichnen sich durch recht unterschiedliche hydraulische Eigenschaften aus, die bei den Festgesteinen durch die Parameter Zerlegungsgrad und Verkarstungsfähigkeit und bei den Lockergesteinen durch die auftretenden Korngrößen und ihre Verteilung entscheidend beeinflusst werden. Daraus ergibt sich für die hydrogeologisch bedeutenderen Gesteine folgende grobe Unterteilung in:

weitgehend dichte, also Wasser stauende Gesteine:

Phyllite der Gerichsgraben-Gruppe (**150**), Eisenerz-Formation (**135**), Radschiefer (**144**), Werfener Schichten (**100, 131, 132**), Reingrabener- und Lunzer Schichten (**76–78, 117–119**), Leckkogel Schichten (**79**), Nierental-Formation (**60**), Zwieselalm-Formation (**57**), Seeton (**15**), Grundmoräne und feinststoffreiche Stausedimente (**51, 45, 35**).

gering (Kluft)Wasser führende Gesteine:

Blasseneckporphyroid (**148**) und Polsterquarzit (**147**), Kieselschiefer (**145**), grobklastischer Anteil der Präbichl-Formation (**134**), Ruhpoldinger Radiolarit (**108**), Tauglboden-Formation (**106**), Kreuzgraben-Formation (**66**), Kalksandsteine und Mergel (**61–65**) der Gosau-Gruppe.

Kalke mit entwickeltem Holokarst:

Steinalm-Formation (125), Sonnschien-Formation (92), Steinalm-Wettersteinkalk, Dachsteinkalk (70, 113) und „Oberrhätalk“ (111, 112) mit auflagernden Juraschwellen und Riffkalcken (110, 109, 103), Kambühelkalk (58, 59), Sauberg-Kalk (142), Heller Bänderkalk der Reitingdecke (139), Rötlicher Bankkalk vom Typus der Polsterkalke (140).

verkarstete Karbonate mit teilweise Oberflächenabfluss und geringem Speichervermögen:

Gutenstein-Formation (Kalk, 97, 127), Annaberger Kalk (126), Reifling-Formation (124), Raminger Kalk (123), Grafensteigkalk (89, 90), Oberalmer Schichten (104, 105), Tremmlgraben-Formation (Kalk, 80), Opponitzer Schichten (Kalk, 115), Cidariskalk (74).

verkarstungsfähige Karbonate mit teilweise Oberflächenabfluss und höherem Speichervermögen (Dolomite):

Gutenstein-Formation (Dolomit, 98, 128), Steinalm-Wettersteindolomit, Bunter lamierter Dolomit mit Dolomitklasten und Hornsteinbruchstücken (93, 94), Tremmlgraben-Formation (Dolomit, 81), Opponitzer Schichten (Dolomit, 116), hell-/dunkelgrauer Dolomit, z.T. kieselig (75), Hauptdolomit (71, 114).

gut wasserdurchlässige Lockergesteine:

Sedimentfüllungen der teilweise glazial übertieften Täler (Laming, Seeaubach, Brunntal?) mit Ausnahme der feinstoffreichen Moränen und Stausedimente/Seetone, Terrassenkiese, Oberflächenmoräne und Blockgletscherablagerungen, Bergsturzaflagerungen und Hangschutt.

wasserlösliche Sulfatgesteine & Sulfat führende Gesteine:

Sulfatgesteine (Gips/Anhydrit-Körper und Haselgebirge, 101, 102, 133) treten im Bereich des Kartenblattes als meist tektonisch begrenzte Körper in den Werfener Schichten, im Bereich der Überschiebungsbahnen der Decken oder an jüngerer Schuppengrenzen und Störungen auf.

Die Rauwacken der Reichenhall-Formation (129) und der Opponitzer Schichten s. str. (115, 116) führen variable Gehalte von Anhydrit und Gips und sind daher Quellen für erhöhte Sulfatgehalte in den durchtretenden Wässern. In geringerem Ausmaß gilt das auch für den vermutlich oberkarnischen, dunklen Bankdolomit an der Basis des Hauptdolomites der Göller- (116) und Unterberg-Decke (nicht dargestellt).

Die Abflussverhältnisse im Hochschwabmassiv

Nach SPENGLER & STINY (1926b: 67–70) gliedert sich das Hochschwabmassiv in zwei WSW–ONO streichende Antiklinalen, deren Verlauf durch Werfener Schichten markiert wird. Sie unterscheiden zwischen der Eisenerz-Seeberg Antiklinale im Süden (Gsollalm bei Eisenerz–Jassing–Klamm–Buchberg–Seewiesen–Seeberg) und der Gschöderer Antiklinale (Antengraben–Gschöder–Bresceniklause) im Norden. Auf diesem tektonischen Konzept aufbauend, gingen spätere Bearbeiter (ZÖTL, 1961: 124–127; FABIANI et al., 1980: 13–16; STROBL, 1992) von einem einfachen Sattel- und Muldenbau des Hochschwabmassives aus, der nur durch einige große Störungen zerschnitten wird. Dabei ist die südliche Hochschwabmulde von der nördlichen Hauptmulde durch die Werfener Schichten der Eisenerz-Seeberg Antiklinale getrennt; eine dritte Mulde ist nördlich der Gschöderer Antiklinale

angedeutet. Diese Mulden wurden von FABIANI et al. (1980: 13) als eigenständige tektonische und hydrogeologische Einheiten angesehen, welche durch die Wasser stauenden Werfener Schichten vollständig getrennt sind.

Wie aus der nun vorliegenden, neu aufgenommenen Karte ersichtlich ist, liegt im Hochschwabgebiet ein komplexer Schuppenbau vor, der zusätzlich von zahlreichen Blattverschiebungen zerschnitten wird (siehe Kapitel 4). Die aufgrund des bisherigen, einfachen tektonischen Modelles entwickelten Vorstellungen zu den unterirdischen Abflussverhältnissen im Hochschwabgebiet verlieren dadurch jedoch nicht ihre Gültigkeit, sondern können weiter verfeinert werden. Besonders die Störungen sind für die Entwicklung der Verkarstung und als bevorzugte Fließwege und Sammler des zutretenden Wassers von entscheidender Bedeutung. STROBL (1992: 26) hat auf die hohe Übereinstimmung der Hauptkluftrichtungen im Bereich des südwestlichen Hochschwabplateaus (Pfaffingalm, 1.569 m, Sonnsteinalm) mit der Orientierung der Gänge innerhalb des Frauenmauer-Langstein-Höhle systems hingewiesen. Strukturgeologische Untersuchungen von DECKER & REITER (2001), DECKER (2001, 2002) und DECKER et al. (2006) zeigten, dass innerhalb des Hochschwabmassives besonders miozäne Ost bis ONO streichende, sinistrale Blattverschiebungen bevorzugte Fließwege darstellen, die zu einer W-O-gerichteten unterirdischen Entwässerung des Karstes führen. Die bedeutenderen dieser Störungen sind an der Oberfläche durch Dolinenreihen markiert und reichen bis in große Tiefen. Sie führen das zutretende Wasser in vertikaler Richtung rasch bis zum Niveau des lokalen Karstwasserspiegels ab, wo es dann dem hydraulischen Gradienten zur Vorflut folgt. Die Lage des Vorflutniveaus und Richtung des hydraulischen Gradienten und somit die Entwicklung der Verkarstung entlang potenzieller Fließwege wird durch die Talentwicklung, die wiederum meist entlang tektonischer Schwächezonen erfolgt, entscheidend beeinflusst. Dies zeigt sich exemplarisch am Frauenmauer-Langstein-Höhle system, in dem in einer ersten phreatischen Phase der Höhlenentwicklung bevorzugt NO streichende Störungen verkarstet sind und daher die alte Entwässerungsrichtung anzeigen. In der nachfolgenden, vadosen Phase der Höhlenentwicklung, die mit einem Tieferlegen des Vorflutniveaus verbunden war, wurden die phreatischen Gangsysteme durch jetzt nach NW bis W, in Richtung der Karstquellen der Hinterseeau abfließende Höhlenbäche überprägt (FABIANI et al., 1980; STROBL, 1992: 26). Nach STROBL (1992: 32) kann das Gebiet westlich der Linie Frauenmauer-Brandstein inklusive des im Bereich der Ebenstein-Westflanke und am Spitzboden oberflächlich abfließenden Niederschlagswassers dem Einzugsgebiet der Seeau (Karstquellen in der Hinterseeau, Porenaquifer des Leopoldsteiner See-Beckens) zugeordnet werden. Ein Teil des Karstwassers aus diesem Einzugsgebiet fließt jedoch vermutlich der „Schwarzen Lacke“ zu. Bei dieser handelt es sich um eine große Karstquelle, die bereits außerhalb des Kartenblattes, am Ostufer des Erzbaches aus dem lagunären Steinalm-Wettersteinkalk entspringt und ausgeprägte Schüttungsschwankungen (30 l/s bis 10 m³/s) aufweist (STROBL, 1992: 35).

Das östliche Sonnschienplateau entwässert vermutlich nach Nordosten in Richtung des Brunntales (STROBL, 1992: 32) oder sogar bereits teilweise zu den Kläferquellen, die als größte Quellgruppe des Hochschwabmassives im Salzatal östlich des Blattrandes (Kläfferbrücke) austreten. Nach STROBL (1992: 32) verläuft im Bereich der Androthalm (1.556 m) eine unterirdische Wasserscheide (Androthalm Quersattel), die das Einzugsgebiet der Seeau vom östlichen Sonnschienplateau trennt. Die flach bis mittelsteil nach Nordwesten einfallenden Schichtflächen in den Kalken westlich der Senkbodenalm und der darunter in geringer Tiefe anstehende Dolomit der Gutenstein-Formation sowie die Werfener Schichten sprechen jedoch dafür, dass auch dieser Bereich teilweise noch nach Nordwesten entwäs-

sert. Die Karstwanne der Senkbodenalm befindet sich im Bereich der großen NO–SW streichenden Störung, die mit der, zwischen dem Murrelboden und der Häuselalm (1.526 m) verlaufenden, bedeutenden Störung gekoppelt zu sein scheint. Entgegen der Auffassung früherer Autoren (SPENGLER & STINY, 1922: 157, 159–160; TOLLMANN, 1976b: 371–373) handelt es sich bei dieser nicht um eine flache, südgerichtete Rücküberschiebung, sondern um eine vertikal stehende Störung bzw. Schuppengrenze, an der Wasser aus dem Sonnschienplateau rasch in große Tiefen nach Norden abgeführt werden kann. Die Schwinde am Nordufer des Sackwiesensees sowie jene im Bereich der Sackwiesenalm sind hier als Beispiele zu nennen. Der tiefste bisher erforschte Punkt im Furtowischacht westlich des Vorderen Polster (1.994 m) befindet sich in einer Seehöhe von 1.073 m (-713 m, siehe Kapitel 10), und damit bereits 341 m unterhalb des Seespiegels des Sackwiesensees. Das südöstliche Sonnschienplateau wird durch die von der Jassing über den Klammboden bis in das hintere Josertal hoch aufragenden Werfener Schichten von den Bergstöcken des Pribitz (1.579 m) und der Meßnerin (1.835 m) weitestgehend hydraulisch abgetrennt (Wasserscheiden am Pribitztörl, 1.584 m, und am Weberstein). Der Karstwasserkörper innerhalb des Pribitz und der Meßnerin ist an den Porenwasserkörper des Lamingtales (Jassing, Klamm) angebunden. Gleiches gilt für den Karstwasserkörper des Trenchtlingmassives und der Eisenerzer Griesmauer, die beide eine an NW–SO streichenden Brüchen zerlegte, zum Jassinggraben nach NO einfallende Platte über Wasser stauenden Werfener Schichten bilden.

Der intensiv verkarstete Wettersteinkalk im Gebiet zwischen dem Ebenstein (2.123 m), Stadurz (1.706 m) und der Häuselalm (1.526 m) ist durch zahlreiche NO–SW und W–O streichende Störungen zerlegt und ist vermutlich bereits dem unterirdischen Einzugsgebiet der Kläfferquellen zuzurechnen (BRYDA et al., 2002).

Der verkarstete Dachsteinkalk im Westteil des Hochschwabmassives (ab der Linie Liesenhütte, Arzerbödenalm, 1.335 m) entwässert vermutlich nach Westen in Richtung des Schwabeltales. Auch der unterlagernde Wettersteindolomit dürfte in die gleiche Richtung entwässern. Über den meist geringmächtigen Ton- und Sandsteinen des Karnium bilden sich lokal schwebende Karstwasserkörper aus, die kleinere Quellen alimentieren. Gleiches gilt für größere Schuttkörper/-decken über dem schlechter durchlässigen Wettersteindolomit oder Hauptdolomit, die als lokale Porenaquifere das versickernde Niederschlagswasser zwischenspeichern, das dann meist an der Grenze zum schlechter durchlässigen Festgestein wieder austritt.

Die Schreierklammquelle entspringt in einer Seehöhe von 834 m am oberen Ende der Schreierklamm östlich Hinterwildalpen und wird in das Netz der 2. Wiener Hochquellenleitung eingespeist. Sie tritt mit einer Mindestergiebigkeit von 16.000 m³ als geeinter Wasserlauf aus dem Trümmergestein aus. Die Quellschüttungen können auf das Dreifache ansteigen (DRENNING, 1988: 25).

Die Seisensteinquelle befindet sich am Fuß des Seisenstein (1.306 m) unterhalb der Bundesstraße östlich der Ortschaft Wildalpen. Ursprünglich handelte es sich um mehre Quellen, die nur wenige Meter über dem Niveau der Salza ausgetreten sind. Diese Quellgruppe wurde mit mehreren, fächerförmig verlegten, gelochten Betonrohren gefasst und das Wasser über ein elektrisch betriebenes Pumpwerk bei Bedarf in die 2. Wiener Hochquellenleitung eingeleitet. Die Seisensteinquelle besitzt eine Mindestergiebigkeit zwischen 8.000 und 10.000 m³ am Tag und zeichnet sich durch eine geringe Keimbelastung aus (DONNER, 1988: 30–32).

Der Porenaquifer im Brunntal ist an den Karstwasserkörper der Riegerin (1.939 m) und an den Karst zwischen dem Großen Griesstein (2.023 m) und dem

Schirnbacher Kogel (1.219 m) angebunden. Auch der Oberflächenabfluss an der Nordflanke des Hochschwab zwischen dem Hinteren Polster (2.057 m) und dem Stadurz (1.706 m) alimentiert den Aquifer im Brunntal. Im Bereich der Einmündung des Brunntales in das Salzatal konnten in Bohrungen (**KB1** auf der Karte) unter 2–3 m mächtigen rezenten Flussschottern bis zu 11 m mächtige Seetone (**15**) angetroffen werden (GAMERITH, 1996), die vermutlich nach dem Aufstau der Salza durch den Sturzstrom des Bergsturzes von Wildalpen abgelagert wurden (siehe Kapitel 5.7). In den Lockergesteinen unterhalb der abdichtenden Seetone konnte ein gespannter Grundwasserkörper nachgewiesen werden, der vermutlich aus dem hinteren Bereich des Brunntales gespeist wird. Der Brunensee und die Brunnseequelle Ost sind mit diesem tieferen Grundwasserkörper hydraulisch verbunden. Die geringmächtigen Kiese im Hangenden der Seetone enthalten freies Grundwasser, das im Bereich des Brunntales durch im Hangschutt versickerndes Niederschlagswasser und bei hohen Wasserständen der Salza durch Oberflächenwasser gespeist wird (GRUPE & SCHMALFUSS, 2003).

Das Sturzstrommaterial des Bergsturzes von Wildalpen stellt einen Poren-aquifer mit großer flächiger Verbreitung und beträchtlichem Volumen dar. Das Sturzstrommaterial wird nicht nur von hoch verkarstem Wettersteinkalk, sondern über große Flächen von schlechter durchlässigem Wettersteindolomit unterlagert. Über diesem scheint die Ausbildung von schwebenden Grundwasserkörpern möglich, deren Wasser lokal an durchlässigen Störungszonen in den Karstwasserkörper übertreten. Unter der Annahme, dass zwischen dem Abbruchgebiet des Bergsturzes bis zum Moosloch unterhalb der Kohlermauer im Untergrund hauptsächlich verkarsteter Wettersteinkalk ansteht, so wird ein Großteil des dort und in der Umrahmung zufließenden Niederschlagswassers und kurzfristig gespeicherten Bergwassers in den verkarsteten Untergrund abgeführt und könnte hauptsächlich nach Osten, Richtung Brunntal abfließen. Das Grundwasser im Bergsturzmateriale unterhalb des Moosloches fließt vermutlich dem Siebenseegebiet zu und kommt dort in den Quellen des Siebenseebaches teilweise zum Austritt, bzw. wird in das Leitungsnetz der 2. Wiener Hochquellenleitung eingespeist. Der Siebenseebach wird zusätzlich durch die aus dem Bereich der westlich und östlich gelegenen Talflanken zufließenden Wässer alimentiert.

Porengrundwasservorkommen im Bereich des Seeabaches

Das Tal des Seeabaches stellt ein im Zuge der Eiszeiten entstandenes, durch die vom westlichen Hochschwabplateau herabströmenden Gletscher übertiefes Trogtal dar, das von würmzeitlichen Moränen abgeschlossen wird. Der Leopoldsteiner See ist der letzte Rest eines ursprünglich 1,7 km² umfassenden Seebeckens, das heute bereits Großteils wieder durch Lockersedimente aufgefüllt worden ist (FABIANI, 1984: 5). Das Becken ist im vorderen und mittleren Bereich durch die im Untergrund anstehenden Werfener Schichten abgedichtet. Der hintere Teil ist in die basale Mitteltrias Schichtfolge der Mürzalpen-Decke eingeschnitten. Die Sedimentfüllung des Beckens wurde durch zwei Bohrungen (**BE1**, **BE2**) im Bereich des ehemaligen Seebeckens untersucht (siehe Kapitel 12) und erreicht im mittleren Teil (**BE1**) eine maximale Mächtigkeit von 160 m. Holzfunde (Fichtenholz) in schluffigen Seeablagerungen der Bohrung **BE1** konnten zeitlich in das Alleröd (11.700 ± 450 Jahre) eingestuft werden und zeigen, dass das Seebecken seit dem Spätglazial um 40 m aufgeschottert worden ist (FABIANI, 1984: 6). Aus den Bohrungsdaten kann die Sedimentfüllung des Beckens grob in basale Moränenablagerungen, darüber folgende Seesedimente und in das Becken vorbauende und dieses schließlich verfüllende Deltasedimente mit einem abschließenden Topset aus fluviatilen Kiesen – Wildbachschottern – gegliedert werden.

Randlich verzahnen diese Sedimente mit eingeschütteten Schwemm- und Murenkegeln und dem Hangschutt. Im hinteren Teil des Seebeckens steht der Poren-aquifer direkt mit den verkarsteten Mitteltriasgesteinen in Verbindung und ist an den Karstwasserkörper angebunden. Ein großer Teil des Zuflusses erfolgt jedoch über Oberflächengerinne, die im Fall des Baches aus der Klamm von großen Karstquellen im Hinterseeaugarben und weiteren Quellen im Bereich des Fobistales gespeist werden. Diese Oberflächenwässer treten nur in niederschlagsreichen Perioden als Seeabach in den Leopoldsteiner See über, versickern sonst aber in der Talfüllung. Ein Teil des Grundwassers tritt in Form mehrerer großer Quellen in der Nähe des östlichen Seeufers aus (STROBL, 1992: 35), deren Schüttung an den Grundwasserstand gebunden ist. Ein Pumpversuch an einer bis 42 m niedergebrachten Untersuchungsbohrung brachte bei einer Förderung von 180 l/s eine geringe Absenkung von 1,5 m (FABIANI, 1984: 6). Für eingehendere Informationen wird auf die Arbeit von STROBL (1992) verwiesen.

Porengrundwasservorkommen im Laming (Tragöß) Tal

Die Gletscher der letzten Kaltzeiten formten aus den Tälern am Hochschwab-Südrand übertiefte Trogtäler, die in den Interglazialen durch Locker-sedimente teilweise wieder aufgefüllt worden sind. Die vorerst letzte Überprägung des Lamingtales erfolgte durch die vom westlichen Hochschwabplateau über den Jassinggraben und die Klamm sowie von der Neuwaldalm und Lamingalm abfließenden Gletscher, die sich bei Tragöß-Oberort zu einem großen Talgletscher vereinigten, dessen Endmoränen unterhalb der Ortschaft Pichl-Großdorf erhalten sind (siehe Kapitel 5.7 und 6.3). Dieses Gletscherzungenbecken wurde nach dem glazialen Maximum sukzessive durch Sedimente verfüllt und beherbergt heute ein großes Grundwasservorkommen. Das Trogtal wird im Bereich des Jassinggrabens von Werfener Schichten und unterhalb Grüner See von Werfener Schichten, Präbichl-Formation und gering durchlässigem Blasseneckporphyroid abgedichtet. Die Sedimentfüllung des Beckens wird durch den Oberflächenabfluss und Niederschlag im hinteren Jassinggraben, durch die Karstwasserkörper innerhalb der Griesmauer und dem Trenchtling sowie dem Pribitz und Teilen der Meßnerin mit Grundwasser angereichert. Zusätzliche Zuflüsse erfolgen über den Haringbach und seinen Grundwasserbegleitstrom (FABIANI, 1980: 127–150). Die im Hauptteil des Beckens zwischen dem Kreuzeich und Pichl-Großdorf abgeteufte Bohrungen **BT2** bis **BT10** zeigen eine Tiefenlage des Beckenbodens unter Geländeoberkante von -204,1 **BT2**, -162,4 **BT5**, -180,4 **BT9** an, der schließlich unterhalb Pichl-Großdorf ansteigt, und in der Bohrung **BT12** (die sich bereits außerhalb des Kartenblattes, südlich der Ortschaft Unterort befindet) in einer Tiefe von -68,2 m erbohrt werden konnte. Die Bohrung **BT1** ist mit einer Tiefe von 150 m vollständig in der Talfüllung verblieben (FABIANI, 1980: Taf. 36). Die Beckenfüllung im Bereich Tragöß-Oberort bis südlich Pichl-Großdorf ist durch eine engräumige Wechsellagerung von bis zu 200 m mächtigen Kies-Sandkomplexen mit mächtigen, zum Teil vollständig kiesfreien schluffigen Seeablagerungen gekennzeichnet. Nur ein 15 bis 20 m mächtiger Kieshorizont ist im obersten Abschnitt der Bohrungen lateral verfolgbar und weist eine hohe Durchlässigkeit (kf-Werte 10-2 bis 10-3) auf. Die darunter liegenden, dicht gelagerten, siltig-sandigen Kiese weisen zwar gute Speicherwerte auf, ergänzen sich aufgrund der reduzierten Durchlässigkeit jedoch nur langsam und kommen für eine Grundwassererschließung nicht in Frage. Durch die in den tieferen Kieskörper eingeschalteten, stauenden Ton- und Schlufflagen sind die tiefer liegenden Grundwässer teils gespannt (FABIANI, 1980: 72–75). Die Lockersedimente im Jassingtal stellen einen eigenständigen Grundwasserkörper dar, dessen Grundwasserstrom durch die glazialen Stause-

dimente unterhalb der Pfarrerlacke zeitweise zurückgestaut wird. Das Grundwasser steigt daher im Zuge des Hochstandes während der Schneeschmelze in Form vom Wallerquellen über das Gelände auf und führt zur Bildung eines Sees (Vorderer Jassingsee) unterhalb der Jassing (884 m), siehe FABIANI (1980b: 109–110).

Die Quellaustritte im Bereich des Kreuzteiches und Pfarrerteiches NW' Tragöß-Oberort stellen die bedeutendsten Quellen im Bereich des Lamingtales dar. Sie entwässern das Gebiet des Trenchtlingzuges, der Jassing, Pribitz und Teile der Meßnerin und weisen eine Gesamtschüttung von 500 bis 5.000 l/s auf. Dass die Quellen zum überwiegenden Teil durch den Grundwasserstrom aus dem Jassingtal gespeist werden, konnte durch einen im Jahr 1968 durchgeführten Färbeversuch (FABIANI, 1980: 38–47) nachgewiesen werden. Der nordwestlich der beschriebenen Quellaustritte gelegene Grüne See ist wie diese an den Grundwasserstrom aus dem Jassingtal gekoppelt. Der Wasserspiegel des Sees weist im jahreszeitlichen Verlauf starke Schwankungen auf und erreicht seinen Höchststand im Verlauf der Schneeschmelze im Frühjahr bis Frühsommer. Das Seebecken kann in ein größeres südliches und ein kleineres nördliches Teilbecken untergliedert werden. Bei hohem Pegelstand tritt Wasser aus dem Grundwasserstrom des Jassingtales in das südliche Seebecken ein. Dieses Wasser enthält 20–30 mg/l Sulfat und zeichnet sich im Vergleich mit dem Wasser aus dem nördlichen Teilbecken des Sees durch eine höhere Leitfähigkeit (261–266 $\mu\text{S}/16^\circ\text{C}$) und Temperatur aus. Am Nordostende des nördlichen Teilbeckens des Grünen Sees befinden sich zwei Quellen mit einer Schüttung von wenigen Sekundenlitern, die bei einer Leitfähigkeit von 228 $\mu\text{S}/16^\circ\text{C}$ nur Spuren von Sulfat enthalten. Diese Quellen werden aus dem Karstwasserkörper des Pribitz alimentiert und führen dazu, dass bei niedrigem Grundwasserstand Wasser aus dem nördlichen in das südliche Seebecken abfließt (ZÖTL, 1961: 124–127). Auch im Quellwasser des Kreuzteiches konnte bei einer Leitfähigkeit von 270–280 $\mu\text{S}/16^\circ\text{C}$ ein erhöhter Sulfatgehalt von 30–50 mg/l nachgewiesen werden. Das Sulfat wurde vom Grundwasserstrom aus großen, im Liegenden der Kalke und Dolomite des Pribitz und Trenchtling-Griesmauer-Massives, und unterhalb des Lockergesteinskörpers zwischen dem Grünen See und dem hinteren Jassingtal vorhandenen Gipslagern gelöst. Durch diese Lösungsprozesse entstehen in den darüber lagernden Lockergesteinskörpern große Erdfälle, wie jene, die unmittelbar östlich Grüner See und NNW' der Lamingalm (1.263 m) auftreten. Gleichzeitig führen sie auch zu einer Destabilisierung der Bergflanken, wie zum Beispiel im Fall der Heuschlagmauer-Ostflanke, die stark aufgelockert ist und von einer Schürze aus Felssturzmaterial umgeben ist, in der aktive Hangbewegungen sichtbar sind (Abrisskanten, Wanderblöcke).

Die Abflussverhältnisse im Nordteil des Kartenblattes (Hochstadl, 1.919 m, bis Hochkar, 1.808 m)

Der unterirdische Abfluss im Bereich der Kräuterspitze (1.726 m) und des Hochstadl (1.919 m) wird vermutlich durch das steile SO-gerichtete Schichteneinfallen des sehr gut verkarsteten Dachsteinkalkes in Lagunen-Fazies bestimmt. Ein Teil des Karstwassers strömt den Kräuterbrunnenquellen zu und ist dort besonders in den Quellen 5 bis 9 in Form größerer Schüttungsschwankungen und Temperaturänderungen nachweisbar (ZHANG, 1995). An der Grenze vom Hauptdolomit zum auflagernden Dachsteinkalk ist mit der Ausbildung eines schwebenden Karstwasserkörpers, der einen Teil seines Wassers über Störungen in den unterlagernden Hauptdolomit abgibt, zu rechnen. Der Hauptdolomit an der Nordflanke des Hochstadl weist, verstärkt durch die große Hangneigung, einen hohen Oberflächenabfluss auf, der sich in zahlreichen Erosionsrinnen manifestiert. Vergleichbare Verhältnisse herrschen in den Hauptdolomitgebieten östlich und westlich

des Hochkares (Tremml, 1.201 m, Hochkar Nord- und Westflanke). Das Palfauer Wasserloch befindet sich oberhalb der Wasserlochklamm im Bereich des Hauptdolomites der Hochkar-Westflanke und wird als größte Wasserhöhle der Steiermark bezeichnet (siehe Kapitel 10 und 13). Die Höhle ist vermutlich an eine N-S streichende, steil nach Osten fallende Störung gebunden und wurde in mehreren Tauchgängen bis in eine Tiefe von 71 m erforscht (http://www.bat-diver.at/2004_dives.htm; abgefragt am 07.10.2013) – bisher liegen zu dieser Quelle jedoch erst wenige Daten vor. Am Kontakt des Hauptdolomites zu den unterlagernden Wasser stauenden Reingrabener Schiefen (**118**, **119**) und Lunzer Schichten (**117**) treten häufig Vernässungen und Quellen auf, die jedoch nur eine geringe Schüttung aufweisen.

Die Kräuterbrunnenquellen treten als Gruppe von zehn Quellen aus der Talfüllung und aus dem Hangschutt am orographisch rechten Salza-Ufer nördlich des Brunntales aus. Ihre Wässer vereinigen sich zum Kräuterbrunnbach, der in die Salza abfließt. Detaillierte Angaben zur Quellschüttung und Charakteristik der einzelnen Austritte wurden von ZHANG (1995) und GRUPE & SCHMALFUSS (2003) veröffentlicht. Die Gesamtschüttung des Kräuterbrunnbaches liegt bei durchschnittlich 825 l/s (max. 2.800 l/s), die größte Einzelquelle (Austritt 5) erreicht eine Spitzenschüttung von mehreren 100 l/s (GRUPE & SCHMALFUSS, 2003: 20). Die Kräuterbrunnenquellen stehen mit dem tieferen, gespannten Grundwasserhorizont im Brunntal in hydraulischer Verbindung. Die Kräuterbrunnenquelle 10 stellt einen beinahe reinen Grundwasseraustritt dar, der nur bei hohen Wasserständen der Salza durch Oberflächenwasser beeinträchtigt wird. In diesen Situationen ist auch in den anderen Kräuterbrunnenquellen (Austritte 5 bis 9) eine höhere Keimbelastung nachweisbar, die nur schlecht an den tieferen Grundwasserkörper des Brunntales angebunden sind und überwiegend durch Karstwasser aus dem Norden (Dachsteinkalk und Hauptdolomit der Kräuterspitze) versorgt werden (ZHANG, 1995; GRUPE & SCHMALFUSS, 2003).

Die Casari Quellen stellen einen der seltenen, höher temperierten Karstwasseraustritte im Ostteil der Nördlichen Kalkalpen dar. Sie befinden sich ca. 4 km nordöstlich von Wildalpen in einem Seitengraben des Holzäpfeltales südlich des Gehöftes „Casari“ und treten in ca. 700 m Seehöhe aus dem stratigraphisch untersten Abschnitt des mittelsteil nach SO fallenden Hauptdolomites (**114**) aus. Die nahe beieinander liegenden (wenige Meter) Wasseraustritte weisen voneinander abweichende Temperaturen – zwischen 11,3° C und 17,4° C – und Leitfähigkeitswerte auf. Die Mineralisation des Quellwassers nimmt mit steigender Wassertemperatur zu. Sie erreicht bei 17,4° C (Quelle 1) folgende Konzentrationen: Ca²⁺ 78 mg/l, Mg²⁺ 33 mg/l, HCO₃⁻ 195 mg/l, SO₄²⁻ 161 mg/l. Unter Berücksichtigung der im Bereich der Hochstadt-Nordwestflanke vorliegenden (Dolomit)Wassertypen wurde, ausgehend von mehrjährigen Mittelwerten der Quell- und Dolomitwässer, für die Casari Quellen ein Mischungsverhältnis von 1:9 (Thermalwasser: Dolomitwasser) ermittelt, wobei der effektive Thermalwasseranteil deutlich unter einem Sekundärliter liegt. Die über verschiedene Methoden (Mischungsrechnung, Quarzthermometer) errechnete Reservoirtemperatur liegt zwischen 70 und 105° C. Das ergibt bei einem geothermischen Gradienten von 3° C pro 100 m eine Reservoirtiefe von 2.000–3.000 m unter der Seehöhe des Quellaustrittes (ZHANG, 1995; PAVUZA & ZHANG, 1997).

Das Grundwasservorkommen im Holzäpfeltal bei Wildalpen

Das in den Hauptdolomit (**114**) und Steinalm/Wettersteindolomit (**122**) eingeschichtete Holzäpfeltal beinhaltet eine mächtige (mehr als 16–20 m?) Lockergesteinsfüllung mit hohem Speichervermögen, die zum überwiegenden Teil aus Do-

lomschutt besteht. Dieser wurde als Schwemmkegel oder Murstrom abgelagert. Das in diesem Porenaquifer vorhandene Grundwasser wird über zwei 15,8 und 14 m tiefe Stahlfilterrohrbrunnen mit 50 cm Durchmesser und einen 11 m tiefen Schachtbrunnen mit 4 m Durchmesser, die sich ca. 50 m oberhalb des Aquäduktes im Holzäpfeltal befinden, gewonnen und bei Bedarf über ein Pumpwerk in die 2. Wiener Hochquellenleitung eingeleitet. Die größte Fördermenge im Zeitraum 1961 bis 1985 wurde im Jahr 1970 erzielt, in dem an 76 Betriebstagen eine Wassermenge von 752.748 m³ in die 2. Wiener Hochquellenleitung eingeleitet wurde (DRENNING, 1988: 63–66).

12. Bohrungen

(G. BRYDA)

Bohrung KB1

Datenquelle: (MA31 – Wiener Wasserwerke, Interne Bezeichnung der Bohrung: WA1/95).

Bohrzeitraum: 1995.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN (M34) R 653244 H 280815

(aus Kartendarstellung – GAMERITH, unveröff. Bohrdokumentation 1995, MA31 – Wiener Wasserwerke – abgegriffen!).

Meereshöhe des Bohrpunktes: 621 m.

Endteufe der Bohrung: 70,00 m.

Bohrverfahren: Rotationsbohrung, als Pegel ausgebaut.

Geologisches Bohrprofil (vereinfacht)

0,00– 0,30	Humus
0,30– 2,00	Sand, Kies, Steine, grau-braun (rezente Flussablagerungen)
2,00–12,90	schwarzer Seeton (15)
12,90–54,00	teilweise konglomerierte Sande und Kiese, teilweise Schluffe (glazial-spätglazial)
54,00–70,00	Tremmlgraben-Formation (Fels, schwarz bis grau)

Bohrung B1

Datenquelle: (FRITSCH, 1993: 107–113).

Bohrzeitraum: 1993.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN (M34) R 649229 H 278989

(aus Kartendarstellung – FRITSCH, 1993: 109, Abb. 69 – abgegriffen!).

Meereshöhe des Bohrpunktes: 824 m.

Endteufe der Bohrung: 9,10 m.

Bohrverfahren: Handbohrung (Dachnovskysonde).

Geologisches Bohrprofil:

0,00–1,10	Sphagnum-Torf
1,10–2,90	Cyperaceen-(Wald-)Torf
2,90–4,65	Kalkgyttja
4,64–4,80	grauer Ton
4,80–5,10	Schluff
5,10–8,10	feinsandiger Schluff
8,10–9,10	grauer, sandiger Schluff; gegen das Liegende zunehmender Anteil von eckigen Feinkiesen

Bohrung BE1

Datenquelle: FABIANI (1984: 6); STROBL (1992, Beil. 6).

Bohrzeitraum: 1974?–1975.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN (M34) R 640863 H 270803

(aus Kartendarstellung – STROBL, 1992: 52, Abb. 18 – abgegriffen!).

Meereshöhe des Bohrpunktes: 640 m.

Endteufe der Bohrung: 164,10 m.

Bohrverfahren: Spülbohrung.

Geologisches Bohrprofil (vereinfacht):

0,00– 0,20	Humus
0,20–42,00	gut durchlässiger Kies
42,00–55,00	schluffige Seeablagerungen mit Holzresten

- 55,00–162,60 grob- bis feinklastische Kiese (Moränenmaterial?), überwiegend Wasser führend
162,00–164,10 grüne und violette Werfener Schiefer

Bohrung BE2

Datenquelle: FABIANI (1984: 6); STROBL (1992: Beil. 6).

Bohrzeitraum: 1974?–1975.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN (M34) R 641915 H 271458
(aus Kartendarstellung – STROBL, 1992: 52, Abb. 18 – abgegriffen!).

Meereshöhe des Bohrpunktes: 653 m.

Endteufe der Bohrung: 153,00 m.

Bohrverfahren: Spülbohrung.

Geologisches Bohrprofil (vereinfacht):

- 0,00– 0,10 Humus
0,10–117,50 Kiese (Fein-Grobkies, Steine mit teilweise kalkig und tonig schluffigem Bindemittel)
117,50–150,20 grau und braun gefärbte Tone mit wechselnden Fein-Mittelkieseinschlaltungen
150,20–151,30 Schutt aus Werfener Schiefer und diversen Kalken
151,30–153,00 stark klüftiger, dunkler Kalk – Gutenstein-Formation?

Bohrung BT1

Datenquelle: FABIANI (1980b: 54, Taf. 20).

Bohrzeitraum: 1972/1973.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN (M34) R 652160 H 269184
(aus Kartendarstellung (FABIANI, 1980b: 53, Taf. 19) abgegriffen).

Meereshöhe des Bohrpunktes: 884,38 m (Rohr Oberkante), Seehöhe eingemessen.

Endteufe der Bohrung: 150 m.

Bohrverfahren: Spülbohrung.

Geologisches Bohrprofil (vereinfacht):

- 0,00– 19,00 sandiger Fein- bis Grobkies, locker, grau
19,00– 56,00 Wechsellagerung aus feinsandigem Schluff, schluffigem Mischkies und Sand
56,00– 76,00 überwiegend feinsandiger Schluff, Einschaltungen von schluffigem Kies und Sand
76,00–145,00 sandiger Grob- und Feinkies, gegen das Liegende zunehmend mit Steinen und Blöcken
145,00–150,00 Blockwerk, sandiger Grob- und Feinkies (Bergsturzmaterial)

Bohrung BT2

Datenquelle: FABIANI (1980b: 55, Taf. 21).

Bohrzeitraum: 1972/1973.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN (M34) R 654650 H 267061
(aus Kartendarstellung (FABIANI, 1980: 53, Taf. 19) abgegriffen).

Meereshöhe des Bohrpunktes: 753,83 m (Rohr Oberkante), Seehöhe eingemessen.

Endteufe der Bohrung: 210,7 m.

Bohrverfahren: Spülbohrung.

Geologisches Bohrprofil:

- 0,00– 3,00 Humus, schluffiger Kies, schwarzgrau
3,00– 75,40 sandiger Grob- bis Feinkies, Blöcke, grau

- 75,40– 80,00 feinsandiger Schluff mit Kieseinstreu, grau
 80,00– 84,50 sandiger Mischkies, Steine
 84,50–188,40 sandiger Grob- bis Feinkies, Gerölle, Blockwerk, teils dicht gelagert, Kalke und Werfener Schiefer
 188,40–190,40 Werfener Schiefer, graugrün
 190,40–200,70 lehmige Verwitterungsschichte mit Geröllen, graubraun
 200,70–204,10 Werfener Schiefer, brüchig mit Verwitterungslehm
 204,10–210,70 Werfener Schiefer anstehend, graugrün, hart

Bohrung BT3

Datenquelle: FABIANI (1980b: 56, Taf. 22).

Bohrzeitraum: 1976/1977.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN (M34) R 654769 H 266975

(aus Kartendarstellung (FABIANI, 1980b: 53, Taf. 19) abgegriffen).

Meereshöhe des Bohrpunktes: 754,93 m (Rohr Oberkante), Seehöhe eingemessen.

Endteufe der Bohrung: 53 m.

Bohrverfahren: Spülbohrung.

Geologisches Bohrprofil (vereinfacht):

- 0,00– 0,20 sandiger Humus, schwarz
 0,20– 1,20 kiesiger Grob- bis Mittelsand, braun
 1,20– 5,80 stark, lehmiger Feinsand bis Kies, stark lehmiger Schluff mit Kieseinstreu
 5,80– 7,00 sandiger Fein- bis Grobkies, schluffig, braun
 7,00–15,80 sandiger Fein- und Mittelkies, teilweise bindige Zwischenlagen, locker, gut durchlässig
 15,80–32,80 überwiegend feinsandiger Schluff mit Lagen von schluffigem Feinsand bis Grobkies
 32,80–38,10 schluffiger Fein- bis Mittelkies
 38,10–41,70 überwiegend sandiger Fein- bis Grobkies, gut durchlässig
 41,70–53,00 toniger Schluff mit Kieseinstreu und Feinsand- bis Kieslagen

Bohrung BT4

Datenquelle: FABIANI (1980b: 61, Taf. 27).

Bohrzeitraum: 1976/1977.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN (M34) R 654974 H 266579

(aus Kartendarstellung (FABIANI, 1980b: 53, Taf. 19) abgegriffen).

Meereshöhe des Bohrpunktes: 753,36 m (Rohr Oberkante), Seehöhe eingemessen.

Endteufe der Bohrung: 37,5 m.

Bohrverfahren: Trockenbohrung.

Geologisches Bohrprofil (vereinfacht):

- 0,00– 0,20 Humus, dunkelbraun
 0,20– 1,70 schluffiger, gelbbrauner Lehm und stark lehmiger Sand bis Mittelkies
 1,70– 8,70 sandiger Fein- bis Grobkies, schwach schluffig, locker, gut durchlässig
 8,70–13,10 sandiger Fein- bis Grobkies, teilweise Steine, fest gelagert, teilweise konglomeriert
 13,10–35,80 sandiger Fein- bis Grobkies mit Schlufflagen, fest gelagert, teilweise konglomeriert
 35,80–37,50 sandiger Schluff mit Kieseinstreu und Steinen, weich, locker, gelbbraun

Bohrung BT5

Datenquelle: FABIANI (1980b: 64, Taf. 28).

Bohrzeitraum: 1976/1977.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN (M34) R 655190 H 265556

(aus Kartendarstellung (FABIANI, 1980b: 53, Taf. 19) abgegriffen).

Meereshöhe des Bohrpunktes: 746,6 m (Rohr Oberkante), Seehöhe eingemessen.

Endteufe der Bohrung: 164 m.

Bohrverfahren: Spülbohrung.

Geologisches Bohrprofil (vereinfacht):

- 0,00– 0,50 Schutt
- 0,50– 1,70 Feinkies, Sand, dunkelgrau
- 1,70– 2,40 Torf, Humus mit Kies, dunkelgrau
- 2,40– 17,80 Wechsellagerung aus Schluff und schluffigem Feinsand bis Grobkies
- 17,80– 25,50 Schluff und toniger Schluff
- 25,50– 36,30 sandiger Mittel- und Feinkies mit Schlufflagen
- 36,30– 46,00 sandiger Fein- bis Grobkies, grau
- 46,00– 66,30 feinsandiger Schluff, tonig mit geringmächtiger Sandlage
- 66,30–136,00 sandiger Feinkies, etwas Mittelkies, dicht gelagert, wenig durchlässig
- 136,00–161,00 schluffiger Feinsand bis sandiger Feinsand bis Mittelkies, locker
- 161,00–162,40 feinsandiger Schluff mit Kies
- 162,40–164,00 Porphyroid, grünlich

Bohrung BT6

Datenquelle: FABIANI (1980b: 65, Taf. 29).

Bohrzeitraum: 1976/1977.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN (M34) R 655323 H 265066

(aus Kartendarstellung (FABIANI, 1980b: 53, Taf. 19) abgegriffen).

Meereshöhe des Bohrpunktes: 748,1 m (Rohr Oberkante), Seehöhe eingemessen.

Endteufe der Bohrung: 26,5 m.

Bohrverfahren: Trockenbohrung.

Geologisches Bohrprofil (vereinfacht):

- 0,00– 4,00 Moräne, Kies, Steine, Blöcke bis 60 cm, lehmig-schluffiges Zwischenmittel
- 4,00– 8,80 grobsandiger Grob- bis Feinkies, locker, grau
- 8,80–21,90 grobsandiger Fein- bis Grobkies, teilweise verfestigt
- 21,90–24,60 schluffiger Fein- und Mittelsand, hellgrau
- 24,60–26,50 feinsandiger Schluff, hart, grau

Bohrung BT7

Datenquelle: FABIANI (1980b: 66, Taf. 30).

Bohrzeitraum: 1976/1977.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN (M34) R 655301 H 264810

(aus Kartendarstellung (FABIANI, 1980b: 53, Taf. 19) abgegriffen).

Meereshöhe des Bohrpunktes: 746,15 m (Rohr Oberkante), Seehöhe eingemessen.

Endteufe der Bohrung: 38 m.

Bohrverfahren: Spülbohrung.

Geologisches Bohrprofil:

- 0,00– 0,40 Humus, dunkelbraun

0,40– 3,00	feinsandiger Schluff und Feinkies, dunkelgrau
3,00– 4,70	toniger Schluff, dunkelgrau mit humosen und torfigen Lagen bzw. Einschlüssen
4,70– 5,80	stark schluffiger Kies, kantig (lokaler Schutt), grau
5,80– 8,30	sandiger Fein- und Mittelkies, überwiegend Werfener Schiefer (Bachschutt)
8,30–16,00	Mittelkies mit sandigem Fein- und Grobkies, bunt, gut durchlässig
16,00–23,00	feinsandiger Schluff, tonig, beige mit Lagen von humosem Schluff
23,00–38,00	toniger Schluff, gelbbrau

Bohrung BT8

Datenquelle: FABIANI (1980b: 67, Taf. 31).

Bohrzeitraum: 1976/1977.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN (M34) R 655249 H 264502

(aus Kartendarstellung (FABIANI, 1980b: 53, Taf. 19) abgegriffen).

Meereshöhe des Bohrpunktes: 744,63 m (Rohr Oberkante), Seehöhe eingemessen.

Endteufe der Bohrung: 41 m.

Bohrverfahren: Spülbohrung.

Geologisches Bohrprofil (vereinfacht):

0,00– 2,10	schluffiger bis lehmiger Feinsand, humos, gelblichrot und braun gefleckt
2,10– 5,20	Grobsand, Fein- bis Mittelkies mit schluffigen Lagen, lokaler Bachschutt
5,20–11,50	sandiger Mittel- und Feinkies, locker, lokaler Bachschutt
11,50–12,30	grobsandiger Feinkies, bunt, locker
12,30–16,00	lehmiger Schluff, schwach sandig, etwas Kieseinstreu, schwer durchlässig
16,00–17,30	sandiger Mittel-, Grob- und Feinkies, locker, gut durchlässig
17,30–20,50	Fein- und Mittelkies, locker, bunt
20,50–41,00	feinsandiger, toniger Schluff, fahlgrau, weich, Wasser stauend (Seeton)

Bohrung BT9

Datenquelle: FABIANI (1980b: 68, Taf. 32).

Bohrzeitraum: 1972/1973.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN (M34) R 655440 H 264416

(aus Kartendarstellung (FABIANI, 1980b: 53, Taf. 19) abgegriffen).

Meereshöhe des Bohrpunktes: 744,28 m (Rohr Oberkante).

Endteufe der Bohrung: 186,4 m.

Bohrverfahren: Spülbohrung.

Geologisches Bohrprofil:

0,00– 2,00	torfiger Schluff, weich, graubraun
2,00– 4,30	torfiger Schluff mit Kieseinstreu, weich, braungrau
4,30– 8,70	feinsandiger Schluff, tonig mit Torf und Kieseinstreu
8,70– 22,90	feinsandiger Schluff, tonig mit Torf und Kieseinstreu, dunkelgrau
22,90– 31,00	toniger Schluff mit Grob- bis Feinkies, grau
31,00– 34,60	feinsandiger Schluff, grau
34,60– 46,00	sandiger Fein- bis Grobkies, grau
46,00– 48,00	schluffiger Fein- bis Grobkies, grau
48,00–102,00	sandiger Fein- bis Grobkies, bunt, dicht gelagert, grau
102,00–108,00	schwach schluffiger Feinkies

- 108,00–110,30 Schluff mit Feinkies
- 110,30–114,00 schluffiger Feinkies
- 114,00–180,40 stark sandiger Feinkies mit Mittel- und Grobkies, dicht gelagert,
bunt
- 180,40–186,40 Porphyroid, grüngrau

13. Exkursionspunkte und Routenvorschläge

(G. BRYDA)

Im folgenden Abschnitt wird eine Auswahl von Exkursionspunkten und Routen, die bereits im Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2009 in Leoben ausführlich vorgestellt worden sind, noch einmal kurz beschrieben. Zusätzlich werden einige weitere lohnende Ausflugsziele auf dem Kartenblatt vorgestellt und auf themenspezifische Internetlinks hingewiesen. Ein Teil der Touren führt in alpines Gelände – eine diesem entsprechende Ausrüstung und Kondition sowie eine entsprechende Tourenplanung (Wettersituation) muss daher selbstverständlich sein!

Region Mendlingtal – Hochkar

Überschlagene Juramulde am Hochkar:

Im östlichen Teil des Hochkarstockes ist in einer eng gepressten, nach Norden überschlagenen Muldenstruktur eine geringmächtige Juraschichtfolge erhalten geblieben. Diese setzt über einer bis zu mehrere Zentimeter mächtigen Mangankruste am Top des „Oberrhätkalkes“ mit rot gefärbten Klausschichten ein, die nur wenige Meter Mächtigkeit erreichen. Darüber folgt roter Ruhpoldinger Radiolarit, der im Bereich der Schmalzmauer mit Debriten und Karbonaturbiditen der Tauglboden-Formation verzahnt. Die im Bereich der Schmalzmauer aufgeschlossene Schichtfolge aus Rhätkalk und lagunärem Dachsteinkalk bildet den überkippten, verkehrt liegenden Schenkel der Muldenstruktur und liegt der Tauglboden-Formation und dem Ruhpoldinger Radiolarit entlang einer Schubfläche auf. An der Basis der Schmalzmauer sind am Top des invers liegenden, gebankten „Oberrhätkalkes“ noch geringmächtige rote Klausschichten (Debrite) erhalten.

Wegbeschreibung: Anfahrt über die mautpflichtige Hochkar Alpenstraße bis zu den Parkplätzen unterhalb des Hochkar Schutzhauses (ÖTK). Danach in ca. 20 Minuten Gehzeit über eine Forststraße zum künstlich angelegten Beschneigungsteich am Blachlboden (Rastplatz). Der Beschneigungsteich wurde im Bereich des roten Ruhpoldinger Radiolarits angelegt, der geringmächtigen roten Klausschichten auflagert. Um den Beschneigungsteich befinden sich schöne Aufschlüsse in den Klausschichten und innerhalb des teilweise Korallen föhrenden „Oberrhätkalkes“.

Weiter auf markiertem Weg über das Almgelände bis zum Sattel (1.790 m) zwischen Heuwies und Schmalzmauer (große Korallenstöcke im „Oberrhätkalk“ (Hochalm-Member der Kössen-Formation) an der Forststraße südwestlich Heuwies) – danach entlang des südlichen Weges durch das Kar oberhalb der Seelacke bis zur Weggabelung westlich der Geißhöhe (1.648 m, Juraschichtfolge im Kar, Gehzeit ca. 50 Minuten) – optional Abstieg zur Brunnecker Hütte (1.463 m) und von dieser dem Weg nach Westen folgend wieder Anstieg auf die Heuwies – danach wieder Abstieg zum Blachlboden.

Die Hochkar Höhle ist ein weiteres lohnendes Ausflugsziel am Hochkar, nähere Informationen dazu sind auf der Webseite <http://www.hochkar.at> verfügbar.

Holztriftweg im Mendlingtal:

Der Holztriftweg ist als Themenweg mit zahlreichen Stationen angelegt, die über das Leben und die Arbeitswelt in der Region „Eisenwurzten“ zur Blütezeit der Eisen verarbeitenden Industrie informieren. Der Weg beginnt bei der Ortschaft Lassing (Parkmöglichkeit) und folgt dem Tal des Mendlingbaches über eine Strecke

von ca. 2 km bis zum Hammerherrenhaus in Hof. Dabei quert er die Göstlinger Schuppenzone und die Gamstein-Scheibenberg Halbantiklinale.

Zusätzliche Informationen zu Öffnungszeiten und Eintrittspreisen des Holztriftweges können auf der Internetseite des Betreibers unter www.mendingtal.at abgerufen werden.

Region Wildalpen – Gams

Das Bergsturzgebiet von Wildalpen:

Die Landschaft im Bereich von Wildalpen wird durch die Ablagerungen eines großen Bergsturzes geprägt, der im Zeitraum von 5.700 bis 5.900 Jahren vor Heute aus dem Talschluss zwischen dem Großen Griesstein (2.023 m), Ebenstein (2.123 m) und dem Brandstein (2.003 m) in das Salztal abgegangen ist (VAN HUSEN & FRITSCH, 2007; siehe Kapitel 5.7). Unterhalb des Abrissbereiches nördlich der Schaufelwand (2.012 m) ist eine eindrucksvolle Bergsturzlandschaft mit Riesenblöcken und Gleitschollen erhalten. Der Hang unmittelbar unterhalb Schaufelmauer und Großer Griesstein folgt einer tektonisch vorgezeichneten Fläche, die im Mittel mit ca. 37° einfällt und vermutlich als Gleitbahn an der Basis des Bergsturzes fungierte. Ab dem Siebensee Gebiet werden die Sturzstromablagerungen feinkörniger – das Ende des Sturzstromes befindet sich im Salztal unmittelbar unterhalb Fachwerk. Hier sind im Auslaufbereich des Bergsturzes Tomahügel erhalten, die auch nördlich Wildalpen an der Abzweigung des Hopfgartentales vom Holzäpfeltal besonders gut beobachtet werden können. Die am östlichen Ortsrand von Wildalpen beiderseits des Salztales anstehenden, auffällig hell gefärbten Schuttmassen stellen Reste des Sturzstrommaterials dar.

Wegbeschreibung: Will man in das Abrissgebiet des Bergsturzes gelangen, besteht am Parkplatz Winterhöh südlich Wildalpen eingeschränkte Parkmöglichkeit (wenige Abstellplätze). Von diesem Parkplatz folgt man dem Steig Richtung Kreuzpfäder (1.194 m) und erreicht diesen nach ca. 1 Stunde Gehzeit. Vom Kreuzpfäder ist der Schafhalsattel (1.557 m) in 1¼ Stunden, der Gipfel des Ebenstein in einer weiteren Stunde Gehzeit erreichbar. Alternativ kann man vom Kreuzpfäder über den Jagdsteig zur Seltenheimhütte in zwei Stunden Gehzeit bis zum Teufelsee (1.073 m) gelangen.

Wasserwerksmuseum Wildalpen:

Das Wasserwerksmuseum in Wildalpen bietet mit zahlreichen Ausstellungsstücken und Texten interessante Informationen zur Baugeschichte, Technik, Hydrogeologie und Geologie der „Zweiten Wiener Hochquellen Wasserleitung“. Nähere Informationen sind im Internet unter <http://www.wien.gv.at/wienwasser/wildalpen/> abrufbar.

Naturdenkmal Wasserlochklamm:

Das Naturdenkmal Wasserlochklamm befindet sich am nordöstlichen Ufer der Salza, einige Kilometer nordwestlich Wildalpen. Die Klamm ist über eine Holztreppe-Steiganlage erschlossen und befindet sich im Hautdolomit unterhalb des Wasserloches – einer bedeutenden Karstquelle, die im Frühjahr nach der Schneeschmelze, oder nach stärkeren Regenfällen aufgrund ihrer hohen Schüttung, ein eindrucksvolles Schauspiel bietet. Nähere Informationen sind im Internet unter der Adresse <http://www.wasserloch.at/> zu finden.

Geopfad und Geozentrum Gams:

Das Geozentrum Gams informiert mit zahlreichen Ausstellungsstücken und Publikationen über die geologische Entwicklungsgeschichte des Gosaubeckens von

Gams. Diese kann auch entlang eines Lehrpfades mit zahlreichen Stationen, der durch die eindrucksvolle, durch eine Steiganlage erschlossene Nothklamm führt, erwandert werden. Weitere Höhepunkte sind ein Besuch in der Kraushöhle oder die Geowerkstatt, in der selbstgefundene Steine weiter bearbeitet werden können (besonders für Kinder interessant). Nähere Informationen sind im Internet unter der Adresse www.geoline.at verfügbar.

Region Hochschwab Süd – Buchberg und Lamingtal

Sonnschianalm-Sonnschienenhütte:

Die Sonnschianalm befindet sich am Ostende eines ausgedehnten Karstplateaus im Bereich der Südwestflanke des Hochschwabmassives. Entlang der Wege, die zur zentral auf dem Plateau gelegenen Sonnschienenhütte (ÖAV, 1.523 m) führen, existieren zahlreiche gute Aufschlüsse in den Gesteinen der Hochschwab-Südflanke. Am Weg vom Gasthof Bodenbauer (bereits auf ÖK102 Aflenz, Buchberg) auf die Sonnschienenhütte kann man im Bereich der Südflanke des Hochschwab unterhalb des Hochstein (ÖK102 Aflenz) eine Großfaltenstruktur erkennen. Das im unteren Wandbereich, unmittelbar nördlich des Gasthofes aufgeschlossene Paket aus Gutenstein- und Steinalm-Formation und den auflagernden Beckensedimenten, fällt zuerst mittelsteil nach Nordwesten ein, richtet sich jedoch in den höheren Wandbereichen zu einer vertikal bis steil-überkippt nach SSW fallenden Schichtfolge auf. Steinalm- und Gutenstein-Formation liegen schließlich zwischen Hochstein und Zinken (1.926 m) als inverse Abfolge dem unterlagernden Wettersteinkalk in rifferner Hangfazies und dem damit stratigraphisch verbundenen Grafensteigkalk auf. Der steilstehende Span aus Gutenstein- und Steinalm-Formation mit den unterlagernden Werfener Schichten lässt sich sodann entlang des Weges zur Häuselalm (1.526 m) in den Bereich des östlichen Blattrandes des aktuellen Kartenblattes verfolgen. An der Ostseite des Sattels zwischen der Sackwiesenalm und dem Sackwiesensee ist an der Forststraße ein kleines Vorkommen von Gosausandsteinen aufgeschlossen, welche über die unterlagernden Werfener Schichten transgredieren. Vermutlich ist dieser Sandstein ein Äquivalent der Basalbrekzie im Fobistal (siehe **68**) – ist jedoch aufgrund seiner Position über den Werfener Schichten lithologisch abweichend ausgebildet. Unterhalb der Scholle aus Wettersteinkalk in riffnaher Hangfazies (siehe **86**), südlich des Sackwiesensees, treten am Kontakt zu den unterlagernden, stauenden Werfener Schichten mehrere kleinere Quellen aus, die zum Sackwiesensee entwässern. Diese Werfener Schichten bilden auch die Abdichtung des Seebeckens und der Senken südlich der Sackwiesenalm und im Bereich des Filzmooses östlich des Murrelbodens. Der See selbst entwässert in eine Schwinde, die sich am Nordufer bei Kote 1.414 m befindet. Zwischen Plotschboden und Hocheck ist ein komplettes Profil von der Steinalm-Formation über den auflagernden dunkelgrauen bis schwarzen, Hornstein führenden Knollenkalk der Reifling-Formation bis in die Sonnschien-Formation aufgeschlossen. Das Profil ist entweder vom Sackwiesensee oder vom Weg, der von Tragöß-Oberort durch die Klamm zur Sonnschienenhütte führt, zu erreichen, befindet sich jedoch in schlecht begehbarem Gelände. Sehr gute Aufschlüsse in der Sonnschien-Formation und im Grafensteigkalk befinden sich am Weg von der Sonnschienenhütte zur Androthalm, zwischen der Bildstatt und der Kulmwiese. In diesem Bereich ist auch der diskordant tektonische Kontakt der Schollen aus Wettersteinkalk in riffnaher Hangfazies (siehe **86**) zu den liegenden Grafensteigkalen und der Sonnschien-Formation besonders gut zu erkennen. Am Sonnschienplateau sind außerdem in den zahlreichen Karsthohlförmern (z.B. Filzmoos westlich Sackwiesensee, nordöstlich der Pfaffingalm, Kote

1.569 m) Reste der Augenstein-Formation (Gerölle, Sandsteine und deren Verwitterungsprodukte) erhalten.

Wegbeschreibung: Die Sonnschienhütte (ÖAV, 1.523 m) ist von Tragöß-Oberort vom Parkplatz Pfarrerteich über einen markierten Weg/Steig durch die Klamm und über den Klammboden in ca. 3 Stunden – vom Parkplatz in der Jassing über die Russenstraße in ca. 2 Stunden Gehzeit erreichbar (Achtung, beide Parkplätze sind gebührenpflichtig!). Alternativ ist die Sonnschienhütte auch auf gut markiertem Weg vom hinteren Ilnertal (Buchberg – Gasthof Bodenbauer, Parkplatz) über die Häuselalm in ca. 3 Stunden Gehzeit zu erreichen. Achtung! – Aus jagdlichen Gründen ist die Sonnschienhütte vom 15. September bis 15. Oktober nicht bewirtschaftet! Zusätzliche Informationen zu dieser Exkursion sind im Band zur Arbeitstagung 2009 der Geologischen Bundesanstalt (BRYDA et al., 2009d) verfügbar.

Grüner See – Klamm:

Der malerisch nordwestlich von Oberort-Tragöß am Rande des Bergsturzes von der Kampelmauer/Meßnerin gelegene Grüne See befindet sich im Bereich einer, vermutlich im Zuge der letzten Eiszeit durch abschmelzendes Toteis entstandenen Hohlform, die sich mit Grundwasser gefüllt hat. Der im Verlauf der Jahreszeiten stark schwankende Seespiegel ist unmittelbar an die Menge des zuströmenden Grundwassers (besonders zur Schneeschmelze) gebunden. Unmittelbar östlich des Sees sind zahlreiche Erdfälle (z.B. Wolfsgrube) sichtbar, die vermutlich durch die Auflösung eines im Untergrund vorhandenen Gipsvorkommens durch das Grundwasser entstanden sind. Neben der durch große Sturzblöcke und einer unruhigen Morphologie gekennzeichneten Bergsturzlandschaft oberhalb des östlichen Seeufers, sind auch die Bereiche mit unterkühltem Hangschutt südwestlich des Sees und unmittelbar nördlich der Klammhöhe (970 m) besonders bemerkenswert. An diesen Stellen tritt in der warmen Jahreszeit kalte Luft (Temperaturen knapp über dem Gefrierpunkt) aus dem porösen Hangschutt aus, die im Kontaktbereich mit der feuchten und warmen Umgebungsluft zur Kondenswasserbildung, und damit zur Ausbildung einer eigenen Vegetationsdecke führt (siehe 12).

Hochschwab Museum:

Das Hochschwab Museum befindet sich neben dem Gasthof Bodenbauer im Talschluss des Ilnertales (Buchberg) und bietet Informationen zum Thema Wasserversorgung aus dem südlichen Hochschwabgebiet sowie zu verschiedenen anderen, den Hochschwab und sein Umfeld betreffenden Themenkreisen. Die Internetseite des Museums ist unter <http://www.hochschwabmuseum.at/> erreichbar.

Region Eisenerz

Polster – Leobner Hütte:

Im Bereich des Polster (1.910 m) nordöstlich des Präbichl Sattels (1.226 m) ist in einem relativ kleinen Gebiet ein Großteil der Schichtfolge der Norischen Decke s. str., mit teilweise noch erkennbarer Fossilführung, besonders gut erhalten. Im unteren Bereich des Polster liegt der oberordovizische Blasseneckporphyroid als Leitgestein der Norischen Decke über den älteren Gesteinen der Gerichtsgraben-Gruppe. Am Knappensteig trifft man an der südwestlichen Begrenzung des Polsterkares auf den Polsterquarzit, der im Zuge einer im Oberordovizium beginnenden, marinen Transgression über dem liegenden Blasseneckporphyroid gebildet wurde. Oberhalb des Weges sind an dieser Stelle im Kar auch geringmächtige, rosa-weiß geflammte Cystoideenkalke (Oberordovizium) und der Orthocerenkalk des Silur sowie die darüber folgenden Unteren- und Oberen Polsterkalke (siehe

142) des Devon aufgeschlossen (unmittelbar am Polstergipfel treten innerhalb des gebankten Oberen Polsterkalkes gradierte Lagen mit Crinoidenresten auf). Die in der vorliegenden Karte mit dem Sauberg-Kalk (siehe **142**) zusammengefassten Kalke treten auch in der Wandflucht an der Nordostseite des Polsterkares auf und werden dort oberhalb des Knappensteiges von den an der Basis grobklastischen Brekzien der post-variszischen Prächichl-Formation (Permium) diskordant überlagert. Der Kontakt ist durch das mittelsteile Einfallen der Polsterkalke und die relativ flach darüber lagernden Brekzien der Prächichl-Formation als klassische Winkeldiskordanz ausgebildet. Entlang des Weges auf den Hirscheegsattel (1.699 m) geht die Prächichl-Formation nach der Leobner Hütte (1.582 m) von einer Karbonatbrekzie in eine grobklastische bis feinklastische, siliziklastisch dominierte Abfolge über. Am Steig, der von der Leobner Hütte steil in Richtung Handlgraben führt, quert man den Oberen und Unteren Polsterkalk, in deren Übergangsbereich Crinoiden und Stromatoporen führende Kalke auftreten (am Weg in ca. 1.460–1.500 m). Im untersten Teil des Weges gehen die hellen Polsterkalke des Devon in den dunkelgrauen bis schwarzen, Orthoceren führenden Orthocerenkalk des Silur über. An beiden Seiten des Handlbaches, der an dieser Stelle in einem in den Orthocerenkalk tief eingeschnittenen Graben verläuft, bestehen noch Fundmöglichkeiten für schlecht erhaltene Orthoceren.

Wegbeschreibung: Die Wanderung beginnt am Parkplatz bei der Liftstation oberhalb des Prächichl Sattels. Von hier geht es mit dem Sessellift in ca. 10 Minuten zur Bergstation und danach auf gutem Weg zum Polstergipfel. Von dort weiter über den Berggrücken zum Hirscheegsattel und danach zur Leobner Hütte. Von der Hütte geht es weiter über den Knappensteig zurück zum Ausgangspunkt. Die Gehzeit für die gesamte Tour beträgt ca. 2 bis 2,5 Stunden. Alternativ kann man auch ohne Benützung des Liftes vom Ende der Laufstraße (Parkmöglichkeit) über den Knappensteig zur Hütte und danach zum Gipfel des Polster aufsteigen – für den Rückweg kann man von der Leobner Hütte über den Steig zur Handlalm absteigen und danach entlang des Forstweges zum Parkplatz zurückkehren. Entlang des beschriebenen Weges wurde ein geologischer Lehrpfad mit mehreren Tafeln eingerichtet. Zusätzliche Informationen zu dieser Exkursion sind bei FLAJS & SCHÖNLAUB (1976), SCHÖNLAUB (1981, 1982, 1984) sowie in BRYDA et al. (2009c: 225–234) verfügbar.

Leopoldsteiner See:

Der Leopoldsteiner See befindet sich wenige Kilometer nordwestlich der Stadt Eisenerz am Fuß der imposanten, zum überwiegenden Teil aus gebanktem Wettersteinkalk in Lagunen-Fazies aufgebauten Seemauer. Der See erfüllt den Rest eines langgestreckten Gletscherzungenbeckens, das während der Würm-Eiszeit durch einen großen Talgletscher, der vom westlichen Hochschwabplateau durch das Tal der Seeau abgeflossen ist, ausgeschürft worden ist. Das ursprünglich vermutlich bis zu 200 m tiefe Zungenbecken (FABIANI, 1984) ist heute durch die vom Seeaubach eingetragenen Sedimente (vorbauende Deltaschüttung und Topset) bereits weitgehend verfüllt. Die im Bereich des Schlosses Leopoldstein erkennbaren Wallformen sind die Endmoränen dieses Gletschers, die während seiner maximalen Ausdehnung gebildet wurden. Sie lagern auf den hier bereits rund 10–15 m mächtigen Schottern der Niederterrasse des Erzbaches und belegen daher, dass die Gletscherzunge das Erzbachtal erst am Ende des Würm-Hochglazials erreicht hat (BRYDA et al., 2009c: 237). Der überwiegende Teil des Zungenbeckens befindet sich innerhalb der nur wenig bis kaum wasserdurchlässigen Werfener Schichten. Nur im hinteren Teil des Beckens wurden in der Bohrung BE2 (siehe Kapitel 12) ab einer Tiefe von 151,3 m ein dunkler Kalk angetroffen,

der vermutlich bereits der Gutenstein-Formation zuzurechnen ist. Ab hier könnte eine direkte Anbindung der sedimentären Beckenfüllung an die verkarsteten Mitteltrias-Gesteine der Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattform gegeben sein. Die Werfener Schichten unterhalb der Seemauer sind weitestgehend durch Hangschutt verhüllt. Darüber ist jedoch in der Wandflucht der Seemauer eine für das Innere der Wettersteinkalk/-dolomit-Karbonatplattform typische Schichtfolge zu erkennen. Der unterste Wandbereich der Seemauer wird durch dunkelgrau gefärbten, feinlaminierten, gut gebankten, kalkigen Dolomit der Gutenstein-Formation aufgebaut. Darüber folgt dickbankiger Steinalm-Wettersteinkalk in lagunärer Fazies. Die Steinalm-Formation kann in diesem Bereich optisch nicht vom hangenden lagunären Wettersteinkalk abgetrennt werden. Eine Zuordnung ist nur mit Hilfe von Grünalgen (Dasycladaceen) möglich, deren Reste auch im Hangschutt unterhalb der Seemauer gefunden werden können. Im Hangschutt unterhalb der Seemauer sind auch Bruchstücke eines grau-rosa gefärbten, Crinoiden führenden Kalkes anzutreffen, der vermutlich Spaltenfüllungen in der Steinalm-Formation bildet (Diskussion dazu, siehe Kapitel 6, 96).

Schaubergwerk Steirischer Erzberg:

Das Schaubergwerk bietet im Rahmen einer ca. 1,5 stündigen geführten Tour viele allgemein verständlich aufbereitete Informationen über den Bergbau am Erzberg. Als besondere Highlights sind die Fahrt mit der Grubenbahn, eine simulierte Sprengung im Stollen sowie die zahlreichen vorgestellten Bergbaumaschinen zu bezeichnen. Zusätzlich zum Besuch im Schaubergwerk werden auch Fahrten durch den Bergbau mit umgebauten 860 PS starken Großtransportern (Haulpack Truck-Hauly) und die Besichtigung einer echten Sprengung im Bergbau aus sicherer Entfernung angeboten. Nähere Informationen zum Programm und den Öffnungszeiten und Eintrittspreisen sind im Internet unter <http://www.abenteuer-erzberg.at/> verfügbar.

14. Errata in der geologischen Karte

(G. BRYDA)

Leider haben sich innerhalb des Kartenblattes GK101 Eisenerz einige Fehler eingeschlichen, die erst kurz nach der Drucklegung des Kartenblattes entdeckt worden sind. Diese sollen in der Folge richtiggestellt werden:

Im Bereich nördlich des Sonnchienplateaus (östlicher Blattrand) wurden irrtümlich die Legendennummern der Flächen im Liegenden des Wettersteinkalkes in Riff-Fazies vertauscht.

1. Bei der kleinen, mit der Leg. Nr. **86** ausgeschiedenen Fläche nördlich der Häuselalm (1.526 m) handelt es sich um Wettersteinkalk in rifferner Hangfazies (**87**).
2. Bei der großen, unterhalb der Seemauer (1.776 m) und dem Vorderen Polster (1.994 m) mit der Leg. Nr. **87** ausgeschiedenen Fläche handelt es sich um Wettersteinkalk in riffnaher Hangfazies (**86**).
3. Die kleine, bisher mit der Leg. Nr. **86** bezeichnete Fläche nördlich Murrelboden erhält die Leg. Nr. **87**.

Die Zähnchen der am östlichen Blattrand durch das Griesantenkar verlaufenden Schuppengrenze sind falsch orientiert und müssen nach NNW zeigen.

15. Dank

(G. BRYDA)

Als Projektleiter möchte ich besonders meinen Kolleginnen und Kollegen für die langjährige konstruktive Zusammenarbeit und zahlreichen Diskussionen danken, ohne die das Kartenblatt nicht in dieser Qualität fertiggestellt worden wäre. Auch die Arbeit an sich wäre ohne diese Unterstützung nicht so leicht gefallen.

Mein besonderer Dank gilt auch allen Co-Autoren, die Beiträge zu dieser Arbeit verfasst haben und bis zur Fertigstellung viel Geduld bewiesen haben.

Jenen Kolleginnen und Kollegen

Ilse DRAXLER (Geologische Bundesanstalt) – Palynologie,

Kurt DECKER (Department für Geodynamik und Sedimentologie der Universität Wien) – Exkursionen,

Hans EGGER (Geologische Bundesanstalt) – Nannoplanktonstratigraphie

Gerhard HOBIGER (Geologische Bundesanstalt) – Geochemie,

Johann HOHENEGGER (Institut für Paläontologie der Universität Wien) – Foraminiferenstrat.,

Leopold KRZYSTYN (Institut für Paläontologie der Universität Wien) – Conodontenstratigraphie und Exkursionen,

Richard LEIN (Department für Geodynamik und Sedimentologie der Universität Wien) – Exkursionen,

Olga PIROS (MFGI – Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest) – Grünalgenstratigraphie,

Ingeborg WIMMER-FREY (Geologische Bundesanstalt) – Tonmineralogie,

die unsere Arbeit mit Fossilbestimmungen, gemeinsamen Exkursionen im Gelände und Laborarbeiten unterstützten, möchte ich nochmals besonders für ihr Engagement danken. Sie haben mit ihrer Arbeit wesentlich zu einem besseren Ergebnis beigetragen.

Thomas HOFMANN hat den Text kritisch durchgesehen und Kürzungsvorschläge erarbeitet, um die Seitenzahl auf einen druckbaren Umfang zu reduzieren. Christian CERMAK hat den Text in Rekordzeit lektoriert, Christoph JANDA die weiteren Arbeiten zur Drucklegung koordiniert. Monika BRÜGGEMANN-LEDOLTER unterstützte uns in altbewährter Weise bei der Finalisierung eines Teiles der Abbildungen, Franz ALLRAM und Stanislaw GRABALA fertigten zahlreiche Dünnschliffe, Sabine GIESSWEIN und Ilka WÜNSCHE bereiteten die zahlreichen Mikrofossilproben auf und fertigten Präparate an – besten Dank dafür.

Des Weiteren möchte ich allen Forstverwaltungen im Hochschwabgebiet besonders danken, die durch die Erteilung von Fahrgenehmigungen unsere Geländearbeit wesentlich erleichterten. Diese waren: Die Forstverwaltung der Österreichischen Bundesforste in Gußwerk (Revier Wildalpen), die Forstverwaltung der Stadt Wien in Wildalpen, die Forstverwaltungen Pyhrn und Sucher in Tragöß und schließlich die Forstverwaltung Hohenberg in Eisenerz.

Literatur

- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgererscheinungen. – *Wiss. Alpenvereinsh.*, **25**, 230 S., 4 Tab., 73 Abb., 59 Bilder im Bildteil, 3 Kt. + Erl., München.
- ALVAREZ, L.W., ALVAREZ, W., ASARO, F. & MICHEL, H.V. (1980): Extraterrestrial Cause for the Cretaceous-Tertiary Extinction. – *Science*, **208**/4448, 1095–1108, AAAS, Washington, D.C.
- AMPFERER, O. (1930): Geologische Erfahrungen in der Umgebung und beim Bau des Ybbstal-Kraftwerkes. – *Jb. Geol. B.-A.*, **80**, 45–86, Wien.
- AMPFERER, O. (1931): Über das Bewegungsbild der Weyrer Bögen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **81**, 237–304, Wien.
- AMPFERER, O. (1933): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Bl. 4953 Admont und Hiefiau. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- AMPFERER, O. (1935): Geologischer Führer für die Gesäuseberge. – 177 S., *Geol. B.-A.*, Wien.
- ANGEL, F. (1939): Unser Erzberg. – *Mitt. Naturw. Ver. Stmk.*, **75**, 227–321, Graz.
- ANKER, M.J. (1835): Kurze Darstellung der mineralogisch-geognostischen Gebirgs-Verhältnisse der Steiermark. – 88 S., Graz.
- ARZMÜLLER, G. (1997): Analyse von Spröddaten und Paläospannungen in der Lunzer Decke – Kinematik des Göstlinger Störungssystems (westniederösterreichische Kalkvoralpen). – Unveröff. Dipl. Arb., Univ. Wien, 82 S., 36 Datenbl., Wien.
- ASCHER, E. (1908): Über ein neues Vorkommen von Werfener Schiefer in der Grauwackenzone der Ostalpen (Reiting, Obersteiermark). – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **1**, 402–407, Wien.
- BAUER, F.K. & SCHNABEL, W. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 72 Mariazell. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- BELOCKY, R. (1992): Regional vergleichende Untersuchung lagerstättenkundlicher Fluide in den Ostalpen als Hinweis auf eine mögliche metamorphe Ableitung. – Braunschweig. *Geol.-paläont. Diss.*, **14**, 103 S., 59 Abb., 9 Tab., Braunschweig.
- BENISCHKE, R. & STROBL, E. (2006): Der Böse-Mauer-Schacht – Spieläologisch-hydrologische Forschungen zur unterirdischen Entwässerung des westlichen Hochschwabgebietes. – *Joannea Geol. Paläont.*, **8**, 5–23, Graz.
- BENISCHKE, R., HARUM, T., REISS, F., STROBL, E., WALACH, G. & ZOJER, H. (1993): Endbericht über das Projekt Porengrundwasseruntersuchungen in glazial übertieften Tälern der Eisenerzer Alpen: Eisenerzer Ramsau, Kaiserau, Johnsbachtal, Gössgraben. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-086/90, Joanneum Research, Institut für Geothermie und Hydrogeologie, Graz.
- BERAN, A. (1975): Mikrosondenuntersuchungen von Ankeriten und Sideriten des Steirischen Erzberges. – *TMPM*, **22/3–4**, 250–265, Wien.
- BERGER, J., BREUER, J., STAHR, K. & FIEDLER, S. (2009): Geochemie und mikroskalige Elementverteilung in lateritischen Verwitterungsresiduen – Bohnerze. – Tagungsbeitrag zu: Sitzung der Kommission VII der DBG, Berichte der DBG 2009, Onlinepublikation. <http://eprints.dbges.de/457/> (abgefragt am: 08.10.2013).
- BEZVODOVA, B. & LOBITZER, H. (1993): Bericht 1991/92 über fazielle, geochemische und paläopedologische Untersuchungen auf Blatt 102 Afenz. – *Jb. Geol. B.-A.*, **136/3**, 641–643, Wien.
- BITTNER, A. (1886a): I. Die geologischen Verhältnisse. – 1–174, 1 geol. Kt. + Profiltaf., Wien 1882. – In: BECKER, M.A. (Hrsg.): *Hernstein in Niederösterreich etc.*, 1. Bd., 711 S., 37 Abb., 5 Kt., 11 Taf., Wien (Hölder).
- BITTNER, A. (1886b): Neue Petrefactenfunde im Werfener Schiefer der Nordostalpen. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1886**, 387–390, Wien.
- BITTNER, A. (1886c): Ueber die weitere Verbreitung der Reichenhaller Kalke in den nordöstlichen Kalkalpen. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1886**, 445–448, Wien.

- BITTNER, A. (1887a): Aus dem Gebiet der Ennsthaler Kalkalpen und des Hochschwab. – Verh. Geol. R.-A., **1887**, 89–98, 1 Abb., Wien.
- BITTNER, A. (1887b): Ein neues Vorkommen Nerineenführender Kalke in Nordsteiermark. – Verh. Geol. R.-A., **1887**, 300–301, Wien.
- BITTNER, A. (1888): Aus der Umgebung von Wildalpe in Obersteiermark und Lunz in Niederösterreich. – Verh. Geol. R.-A., **1888**, 71–80, 3 Figs., Wien.
- BITTNER, A. (1890): Aus dem Gebiete des Hochschwab und der nördlich angrenzenden Gebirgsketten. – Verh. Geol. R.-A., **1890**, 299–309, Wien.
- BITTNER, A. (1897): Über die Auffindung der Fauna des Reichenhaller Kalkes im Gutensteiner Kalke bei Gutenstein. – Verh. Geol. R.-A., **1897**, 201–202, Wien.
- BITTNER, A. & VACEK, M. (1889): Geologische Spezialkarte Österr.-Ungarn 1:75.000, Blatt 4954 Eisenerz, Wildalpe und Aflenz. – Geol. R.-A., Wien.
- BMWFJ – BUNDESMINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFT, FAMILIE UND JUGEND (Hrsg.) (2010): Österreichisches Montan-Handbuch 2010, Bergbau – Rohstoffe – Grundstoffe – Energie, **84.** Jg., 322 S., Wien.
- BÖHM V. BÖHMERSHEIM, A. (1885): Die alten Gletscher der Enns und Steyr. – Jb. Geol. R.-A., **35**, 429–612, Wien.
- BÖHM V. BÖHMERSHEIM, A. (1900): Die alten Gletscher der Mur und Mürz. – Abh. Geogr. Ges. Wien, **3**, 27 S., Wien.
- BORGER, H. (2000): Mikromorphologie und Paläoenvironment – Die Mineralverwitterung als Zeugnis der cretazisch-tertiären Umwelt in Süddeutschland. – Relief, Boden, Paläoklima, **15**, 243 S., 10 Taf., 42 Abb., 5 Tab., Berlin–Stuttgart.
- BRACK, P., RIEBER, H. & NICORA, A. (2007): The global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Base of the LADINIAN STAGE (Middle Triassic): A proposal for the GSSP at the base of the curionii zone in the Bagolino section (Southern Alps, Northern Italy). – Subcommission for the Triassic Stratigraphy, 20 p, Utrecht.
- BRANDL, W. (1928): Augensteinfunde auf dem Trenchtling bei Vordernberg in Obersteiermark. – Verh. Geol. B.-A., **1928**, 98–99, Wien.
- BRANDL, W. (1956): Neue Augensteinfunde auf dem Trenchtling bei Vordernberg. – Carinthia II, SH **20**, 19–21, Klagenfurt.
- BRUCH, A.-A. (1998): Palynologische Untersuchungen im Oligozän Sloweniens – Paläo-Umwelt und Paläoklima im Ostalpenraum. – Tüb. Mikropaläont. Mitt., **18**, 1–93, Tübingen.
- BRYDA, G. (2001): Geologische Kartierung im Hochschwabgebiet – Entscheidungshilfe zur Abgrenzung von Quelleinzugsgebieten. – In: MANDL, G.W. (Red.): Arbeitstagung 2001 der Geologischen Bundesanstalt in Neuberg a. d. Mürz, 03.–07. Sept. 2001, 220–231, Geol. B.-A., Wien.
- BRYDA, G. (2003): Bericht 2002 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Grießmauer und Trenchtling auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **143**, 468–471, Wien.
- BRYDA, G. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Lassingbach-Tal auf den Blättern 101 Eisenerz und 102 Aflenz. – Jb. Geol. B.-A., **145**, 322–324, Wien.
- BRYDA, G. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **147**, 643–644, Wien.
- BRYDA, G. (Red.) (2009): Arbeitstagung 2009 der Geologischen Bundesanstalt in Leoben, Blatt 101 Eisenerz. – 252 S., Geol. B.-A., Wien.
- BRYDA, G. & VAN HUSEN, D. (2010): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 101 Eisenerz. – Geol. B.-A., Wien.
- BRYDA, G., KREUSS, O., MOSER, M., PAVLIK, W., DECKER, K., DRAXLER, I., KRZYSTYN, L. & PIROS, O. (2002): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet: Endbericht für den Projektabschnitt 1. Juni 2000 – 31. Mai 2002. – Geol. B.-A., Wien.

- BRYDA, G., GAWLICK, H.-J., KREUSS, O., LEIN, R., MOSER, M. & PAVLIK, W. (2008): Zur thermischen Geschichte des Westabschnittes der Mürzalpendecke auf der Basis neuer Conodont Color Alteration Index (CAI) Untersuchungen. – *J. of Alp. Geol.*, **49**, 16–17, Wien.
- BRYDA, G., MOSER, M., KREUSS, O., PAVLIK, W. & SCHÖNLAUB, H.P. (2009a): Fazies und Lithostratigraphie ausgewählter Einheiten auf Blatt Eisenerz. – In: BRYDA, G. (Red.): Arbeitstagung 2009 der Geologischen Bundesanstalt in Leoben, Blatt 101 Eisenerz. – 18–69, Geol. B.-A., Wien.
- BRYDA, G., HOBIGER, G., MANDL, G.W. & WIMMER-FREY, I. (2009b): Mineralogie und Geochemie einiger Eisen-Manganknollen und Krusten aus Rotkalken des Mitteljura der Kalkalpen. – In: BRYDA, G. (Red.): Arbeitstagung 2009 der Geologischen Bundesanstalt in Leoben, Blatt 101 Eisenerz, 212–217, Geol. B.-A., Wien.
- BRYDA, G., VAN HUSEN, D., SCHÖNLAUB, H.P. & STROBL, E. (2009c): Exkursion auf den Polster, Quartär und Hydrogeologie im Raum Eisenerz. – In: BRYDA, G. (Red.): Arbeitstagung 2009 der Geologischen Bundesanstalt in Leoben, Blatt 101 Eisenerz, 225–239, Geol. B.-A., Wien.
- BRYDA, G., VAN HUSEN, D. & STADLER, H. (2009d): Exkursion auf das Sonnschien-Plateau (Häuselalm, Sackwiesensee). – In: BRYDA, G. (Red.): Arbeitstagung 2009 der Geologischen Bundesanstalt in Leoben, Blatt 101 Eisenerz, 240–245, Geol. B.-A., Wien.
- BUCHA, V. (1994): Geomagnetic Anomalies and the Crystalline Basement of the Vienna Basin. – In: BUCHA, V. & BLIŽKOVSKÝ, M.: Crustal Structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians. – 207–212, 3 Figs., Praha.
- CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – *Verh. Geol. B.-A., SH G*, 11–35, Wien.
- CORNELIUS, H.P. (1941): Über die Bedingtheit der interglazialen Schuttumhüllung der Alpen. – *Ber. R.-St. f. Bodenf.*, **1941**, 169–179, Wien.
- DECKER, K. (2001): Tektonisch/Strukturgeologische Grundlagen. – In: MANDL, G.W., BRYDA, G., KREUSS, O., MOSER, M., PAVLIK, W., DECKER, K., DRAXLER, I., KRZYSTYN, L. & PIROS, O. (2002): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet: Endbericht für den Projektabschnitt 1. Juni 1998 – 31. Mai 2000, 49–74, Geol. B.-A., Wien.
- DECKER, K. (2002): Tektonisch/Strukturgeologische Grundlagen. – In: MANDL, G.W., BRYDA, G., KREUSS, O., MOSER, M., PAVLIK, W., DECKER, K., DRAXLER, I., KRZYSTYN, L. & PIROS, O. (2002): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet: Endbericht für den Projektabschnitt 1. Juni 2000 – 31. Mai 2002, 13–47, Geol. B.-A., Wien.
- DECKER, K. & PERESSON, H. (1996): Tertiary kinematics in the Alpine-Carpathian-Pannonian system: links between thrusting, transform faulting and crustal extension. – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. – *EAGE Spec. Publ. No. 5*, 69–77, London.
- DECKER, K. & REITER, F. (2001): Strukturgeologische Methoden zur Charakterisierung von Karstgrundwasserwegen im Hochschwabmassiv. – In: MANDL, G.W. (Red.): Arbeitstagung 2001 der Geologischen Bundesanstalt in Neuberg a. d. Mürz, 03.–07. Sept. 2001, 206–212, Geol. B.-A., Wien.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous and Paleogene. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 126–141, Vienna (Deuticke).
- DECKER, K., PERESSON, H. & FAUPL, P. (1994): Die miozäne Tektonik der östlichen Kalkalpen: Kinematik, Paläospannungen und Deformationsaufteilung während der „lateralen Extrusion“ der Zentralalpen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **137/1**, 5–18, Wien.
- DECKER, K., PLAN, L. & REITER, F. (2006): Tectonic Assessment of Deep Groundwater Pathways in Fractured and Karstified Aquifers, Hochschwab Massif, Austria. – *Int. conference: All about Karst and Water (Vienna, 2006)*. – *Proceedings*, 138–142, Vienna.

- DÖBERL, G. (1996): Hydrogeologie und Hydrochemie des Einzugsgebietes der Gr. Fözl (Eisenerz, Steiermark). – Dipl. Arb. Univ. Wien, 98 S., 67 Abb., 7 Tab., 3 Beil., Wien.
- DÖPPES, D. & RABEDER, G. (2008): Die paläontologische Probegrabung in der Arzberghöhle bei Wildalpen (Steiermark). – Unveröff. Ber. an d. Österr. Akademie der Wiss. Wien.
- DRENNING, A. (1988): Die II. Wiener Hochquellenwasserleitung, Festschrift. – 263 S., Magistrat d. Stadt Wien, Abt. 31 – Wasserwerke, Wien (Compress Verlag).
- DULLO, W.-CH. & LEIN, R. (1980): Das Karn von Launsdorf in Kärnten: Die Schwammfauna der Leckkogelschichten. – Verh. Geol.-B.-A., **1980/2**, 25–61, Wien.
- DULLO, W.-CH. & LEIN, R. (1982): Fazies und Environment der Leckkogelschichten (Karn, Alpen). – In: FLÜGEL, E. (Ed.): International Symposium on Triassic Reefs, Erlangen, June 1981. – Facies, **6**, 25–36, Erlangen.
- EBLI, O. (1997): Sedimentation und Biofazies an passiven Kontinentalrändern: Lias und Dogger des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen und des frühen Atlantik (DSDP site 547B, offshore Marokko). – Münchner Geowiss. Abh., Reihe A, **32**, 255 S., 61 Abb., 39 Taf., 6 Profiltaf., München.
- EBNER, F. (2008): Die aktuelle Produktion mineralischer Rohstoffe in der Steiermark (The Actual Production of Mineral Raw Materials in Styria). – Joannea – Geologie und Paläontologie, **10** (2008), 39–48, 3 Tab., Graz.
- EGGER, H. & WAGREICH, M. (2001): Upper Paleocene – Lower Eocene nannofossils from the Gosau Group of Gams/Styria (Austria). – In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W. (Eds.): Paleogene of the Eastern Alps. – Schriftenr. Erdwiss. Komm., **14**, 465–472, Wien.
- EGGER, H., RÖGL, F. & WAGREICH, M. (2004): Biostratigraphy and facies of Paleogene deep-water deposits at Gams (Gosau Group, Austria). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **106 A**, 281–307, Wien.
- EGGER, H., KOEBERL, C., WAGREICH, M. & STRADNER, H. (2009): The Cretaceous-Paleogene (K/Pg) boundary at Gams, Austria: Nannoplankton stratigraphy and geochemistry of a bathyal northwestern Tethyan setting. – Stratigraphy, **6**, 333–347.
- ELLMAUER, TH. & STEINER, G.M. (1992): Vegetationsökologische Untersuchungen an einem Kondenswassermoor in Tragöß. – Ber. nat.-med. Ver. Innsbr., **79**, 37–47, Innsbruck.
- EPSTEIN, A.G., EPSTEIN, J.B. & HARRIS, L.D. (1977): Conodont Color Alteration – an Index to Organic Metamorphism. – Geol. Surv. Professional Pap., **995**, 1–27, Washington, D.C.
- FABIANI, E. (1980a): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet Teil II – Die Untersuchungen – Geschichte – Durchführung – Methodik. – Ber. d. wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, **45**, 60 S., Amt d. Steierm. Landesreg., Landesbaudirektion, Referat für wasserwirtschaftliche Rahmenplanung, Graz.
- FABIANI, E. (1980b): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet Teil IV – Die Untersuchungen im Tragößtal. – Ber. d. wasserwirtschaftlichen Rahmenplanung, **47**, 152 S., Amt d. Steierm. Landesreg., Landesbaudirektion, Referat für wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, Graz.
- FABIANI, E. (1984): Hydrogeologische und quartärmorphologische Untersuchungen im Hochschwabgebiet. – Exkursionsführer, 5. Jahrestagung d. Österr. Geol. Ges. in Eisen- erz 1984, 2–7, Graz-Wien.
- FABIANI, E., WEISSENSTEINER, V. & WAKONIGG, H. (1980): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet Teil I – Naturräumliche Grundlagen – Geologie – Morphologie – Klimatologie. – Ber. d. wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, **44**, 146 S., Amt d. Steierm. Landesreg., Landesbaudirektion, Referat für wasserwirtschaftliche Rahmenplanung, Graz.
- FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M. (1987): Facies development of the Gosau Group of the eastern parts of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and Paleogene. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 142–154, Vienna (Deuticke).
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1972): Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – Sonderdruck aus Mitt. Geol. Ges. Wien, **63** (1970), 52–141, 15 Abb., 2 Beil., 19 Taf., 1 Tab., Wien.

- FERRO, F. v. (1847): Die kaiserlich-königliche Innerberger Hauptgewerkschaft und ihr Eisenwerks-Betrieb in Steiermark und Österreich bis zum Jahre 1845. – Jb. f. d. innerösterreich. Berg- u. Hüttenm., **3–6**, 234–239, Wien.
- FINK, M.H. (1984): Poljen und poljenähnliche Formen im Karst der Ostalpen. – Wiener Geogr. Schr., **59/60**, 36–44, Wien.
- FINK, M.H., PAVUZA, R. & STUMMER, G. (2005): Daten zur Karstverbreitung und Karstgeführung in den östlichen Kalkhochalpen. – Speldok-**16**, 62 S., Verband Öst. Höhlenforscher, Wien.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. I. Allgemeine Waldgeschichte. – 480 S., Jena (Fischer).
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. – Kansas Geol. Surv. Bulletin, **169**, 107–149, Lawrence.
- FLAJS, G. (1964): Zum Alter des Blasseneck-Porphyroids bei Eisenerz (Steiermark, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1964**, 368–378, Stuttgart.
- FLAJS, G. (1967): Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **59**, 157–218, Wien.
- FLAJS, G. (1974): Aufnahmebericht 1973 auf den Blättern 100 (Hieflau) und 101 (Eisenerz). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, A35–A37, Wien.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H.P. (1973): Bemerkungen zur Geologie um Radmer (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., **1973/2**, 245–254, Wien.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H.P. (1976): Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 257–303, Wien.
- FOLK, R.L. (1962): Spectral Subdivision of Limestone Types. – In: HAM, W.E. (Ed.): Classification of Carbonate Rocks. – Am. Ass. Petrol. Geol., Memoir **1**, 62–84, 7 Figs., 1 Pl., 2 Tab., Tulsa.
- FRIMMEL, H. (1988): Strontium isotopic evidence for the origin of siderite, ankerite and magnesite mineralizations in the Eastern Alps. – Mineralium Deposita, **23**, 268–275, Berlin.
- FRISCH, J. (1975): Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. – Jb. Geol. B.-A., **118**, 75–117, Wien.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2001): The Tectonic Evolution of the central Northern Calcareous Alps. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **25**, 85–87, Innsbruck.
- FRISCH, W. & GAWLICK, H.-J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. – Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau), **92**, 717–727, Berlin.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & BRÜGEL, A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. – Tectonophysics, **297**, 1–15, Amsterdam.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZEKELY, B. (1999): The pre-Augenstein paleosurface in the Northern Calcareous Alps. – Tübinger Geowiss. Arb. (TGA), **52A**, 42–44, Tübingen.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZEKELY, B. (2001): The Dachstein paleosurface and the Augenstein Formation in the Northern Calcareous Alps: a mosaic stone in the geomorphological evolution in the Eastern Alps. – Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau), **90**, 500–518, Berlin.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I., SZEKELY, B., VENNEMANN, T. & RETTENBACHER, A. (2002): Dachstein-Altfläche, Augenstein-Formation und Höhlenentwicklung: die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den zentralen Nördlichen Kalkalpen. – Die Höhle, **53**, 1–36, Verband Österr. Höhlenforscher, Wien.
- FRITSCH, A. (1993): Das Quartär der westlichen Hochschwab-Nordabdachung unter Berücksichtigung des Bergsturzes von Wildalpen. – Unveröffentl. Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Wien, 122 S., 74 Abb., 3 Tab., 3 Beil., Wien.

- FRITSCH, W. (1960): Eine tektonische Analyse des steirischen Erzberges. – Berg- und Hüttenm. Monatsh., **105**, 225–231, Wien.
- FUCHS, G., MATURA, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S., KRENMAYR, H.-G., EGGER, J., SCHNABEL, W., BRYDA, G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. – 2 Bl., Geol. B.-A., Wien.
- GAMERITH, W. (1996): Jahresbericht 1995 über Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen (Frühjahr 1995) und Aufschlußbohrungen (Herbst 1995) im Bereich der Kräuterbrunnquellen bei Wildalpen, Stmk. – Wiener Wasserwerke, 10 S., MA 31, Betriebsleitung Wildalpen.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2006): Berriasian drowning of the Plassen carbonate platform at the type-locality and its bearing on the early Eoalpine orogenic dynamics in the Northern Calcareous Alps (Austria). – Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundschau), **95**, 451–462, Berlin.
- GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (1999): Zur stratigraphischen Stellung der Strubbergsschichten in den Nördlichen Kalkalpen (Callovium-Oxfordium). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **211/3**, 233–262, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994a): Conodont colour alteration indices: Palaeotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps – a general view. – Geol. Rundschau, **83**, 660–664, Berlin.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994b): Diagenetic and Metamorphic overprint of the Northern Calcareous Alps on the Base of Conodont Colour Alteration Index (CAI) Data. – Tübinger Geowiss. Arbeiten, Reihe A, **52**, 100–102, Tübingen.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. – Geol. Rundschau, **87**, 644–657, Berlin.
- GAWLICK, H.-J., JANAUSCHEK, W., MISSONI, S., DIERSCHKE, V. & ZANKL, H. (2003): Fazies, Alter und Komponentenbestand der Jurassischen Kiesel-sedimente mit polymikten Brekzien (Callovium-Oxfordium) des Büchsenkopfes im Nationalpark Berchtesgaden und deren Bedeutung für die tektonische und paläogeographische Interpretation der Berchtesgadener Kalkalpen (Deutschland). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **228/2**, 275–304, Stuttgart.
- GEYH, M.A. (2005): Handbuch der physikalischen und chemischen Altersbestimmung. – 211 S., Wiss. Buchgesellschaft, Darmstadt.
- GNOJEK, I. & HEINZ, H. (1993): Central European (Alpine-Carpathian) belt of magnetic anomalies and its geological interpretation. – Geol. Carpathica, **44**, 135–142, 4 Figs., 3 Tab., 1 Pl., Bratislava.
- GNOJEK, I. & HUBATKA, F. (2001): Magnetic basement complexes in the outside of the West Carpathians and of the Eastern Alps. – GeoLines, **13**, 58–59, Praha.
- GOLEBIEWSKI, R. (1990): The Alpine Kössen-Formation, a key for European Topmost Triassic Correlations. – Albertiana, **8**, 25–35, International Union of Geological Sciences (IUGS)/Subcommission on Triassic Stratigraphy (STS), Utrecht.
- GÖTZINGER, G. (1915): Weitere neue Funde von Augensteinen auf den östlichen Kalkhochplateaus (II. Mitteil.). – Verh. Geol. R.-A., **1915**, 63, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1924): Die geomorphologischen Verhältnisse der Erzbergumgebung. (Bericht über die Exkursionen der Bohrtechnikerversammlung nach Kapfenberg und Eisenerz). – Zeitschr. d. Internat. Vereins d. Bohringenieure u. Bohrtechniker, **XXXII**, 179.
- GRACHEV, A.F. & DAURER, A. (Ed.) (2009): The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass extinction. – Abh. Geol. B.-A., **63**, 199 S., Wien.
- GRACHEV, A.F., KORCHAGIN, O.A., KOLLMANN, H.A., PECHERSKY, D.M. & TSEL'MOVICH, A. (2005): A new look at the nature of the transitional layer at the K/T boundary near Gams, Eastern Alps, Austria, and the problem of the mass extinction of the biota. – Russian Journal of Earth Sciences, **7**, 1–45.

- GRACHEV, A.F., KORCHAGIN, O.A., TSEL'MOVICH, V.A. & KOLLMANN, H.A. (2009): Morphology and composition of the cosmic dust and micrometeorites in the Transitional Clay Layer at the Cretaceous-Paleogene Boundary in the Gams Section (Eastern Alps). – *Ber. Geol. B.-A.*, **78**, 15, Wien.
- GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SCHMITZ, M. & OGG, G. (2012): *The Geologic Timescale 2012*, **1**, 1–435 & **2**, 437–1144, Amsterdam (Elsevier).
- GRAENGER, R. (1954): Regionale magnetische Untersuchungen in den Berchtesgadener Kalkalpen und ihrem Vorland. – 62 S., 6 Tab., 8 Kt., 1 Anh., Diss. Naturwiss. Fak. Ludwig-Maximilians-Univ. München.
- GRÜNTAL, G. (Hrsg.) (1998): *European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98)*. Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, **15**, Luxembourg.
- GRUPE, S. & SCHMALFUSS, R. (2003): Wildalpen – Kräuterbrunnquellen, Wasserwirtschaftliche Aspekte. – *Kurzber. zu Projekt Nr. 15650/1*, Magistrat d. Stadt Wien, Abt. 31 – Wasserwerke, Wien.
- GÜMBEL, C.W. (1861): *Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes*. – XX + 950 S., 25 Abb., 42 Profiltaf., 5 Kt., 1 Taf., Gotha (Perthes).
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs (Endbericht). – *Unveröff. Ber. Inst. f. Meteor. u. Geophys. Univ. Wien*, 32 S., 5 Abb., 1 Beil., 1 Anh., Wien.
- HABERFELNER, E. (1935): Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. – *Mitt. Abt. Bergb. Landes-Mus. Joanneum*, **2**, v1–v32, Graz.
- HABERFELNER, E. & HERITSCH, F. (1932): Graptolithen aus dem Weiritzgraben bei Eisenerz. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1932**, 81–89, Wien.
- HAMEDANI, A. (1973): Das Göstlinger Grenzblattsystem und seine Mechanik in den niederösterreichischen Kalkvorlpen. – 136 S., 37 Abb., 12 Beil., Diss. Univ. Wien.
- HAMMER, W. (1924): Beiträge zur Kenntnis der steirischen Grauwackenzone. – *Jb. Geol. B.-A.*, **74**, 1–34, Wien.
- HAMMERL, CH. & LENHARDT, W. (1997): *Erdbeben in Österreich*. – 191 S., Graz (Leykam).
- HARTMANN, H. & HARTMANN, W. (1985): Die Höhlen Niederösterreichs, Band 3. – *Die Höhle, wiss. Beiheft* **30**, 432 S., Wien.
- HARTMANN, H. & HARTMANN, W. (1990): Die Höhlen Niederösterreichs, Band 4. – *Die Höhle, wiss. Beiheft* **37**, 624 S., Wien.
- HARTMANN, H. & HARTMANN, W. (2000): Die Höhlen Niederösterreichs, Band 5. – *Die Höhle, wiss. Beiheft* **54**, 616 S., Wien.
- HAUER, F., FOETTERLE, F. & LIDL, F. V. (1852): Umgebung von Altenmarkt, Eisenerz und Bruck 1:144.000 [geol. Manuskriptkarte]. – *Archiv der Geol. B.-A.*, Wien.
- HAUSER, A. & URREGG, H. (1951): Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks: Die Ergußgesteine und vulkanischen Tuffe. – *Technische Hochschule Graz*, H **7**, 42 S., 1 Taf., Graz.
- HEIM, A. (1932): *Bergsturz und Menschenleben*. – *Vierteljahresschr. Naturf. Ges. Zürich*, 218 S., Zürich.
- HEINISCH, H. (1980): Der ordovizische „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – 253 S., Diss. Fak. Geowiss. Univ. München.
- HEINISCH, H. (1981): Zum ordovizischen „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – *Jb. Geol. B.-A.*, **124/1**, 1–109, 28 Abb., 17 Tab., 3 Fototaf., Wien.
- HEINRICH, M., UNTERSWEIG, T. & PFLEIDERER, S. (2006): Bewertung Kiessand Steiermark. – *Projektber. zum Österr. Rohstoffplan – Modul Baurohstoffe*. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- HEINZ, H. (1989): Aeromagnetic measurements in the Eastern Alps: the Area east of the Tauern Window. – *Tectonophysics*, **163**, 25–33, 6 Abb., Amsterdam.

- HEINZ, H. & HÜBL, G. (1988): Magnetische Anomalie am Lärchkogel (Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 279–283, 3 Abb., Wien.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Magnetic structures of the eastern Alps west of the Tauern window. – Mém. Soc. géol. France, **156**, 123–128, 4 Figs., Paris.
- HEINZ, H., BIEDERMANN, A. & SEIBERL, W. (1987): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Steiermark. – 31 S., 11 Abb., 4 Beil., unveröff. Ber. Projekt StC-20a/85, Wien.
- HEMETSBERGER, S. & SCHOLGER, R. (2004): Magnetic study of topsoil pollution in the area Eisenerz. – Ber. Inst. Erdwiss., K.-F.-Univ. Graz, **9**, 181–183, 3 Abb., Graz.
- HEMETSBERGER, S. & SCHOLGER, R. (2006): Umweltmagnetik im Raum Trofaiach bis Eisenerz (steirische Eisenstraße). – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **135**, 13–24, 5 Abb., 1 Tab., Graz.
- HENRICH, R. & MIRSAL, I. (1982): A comparative study of the supratidal and basin dolomites in the anisian and ladinian carbonates of the “Hochstaufen Massif” (Northern Limestone Alps). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**, 95–108, 3 Tab., 2 Taf., Wien.
- HERITSCH, F. (1908): Zur Genesis des Spateisenlagers des Erzberges bei Eisenerz in Obersteiermark. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **1**, 396–401, Wien.
- HERITSCH, F. (1910): Geologisches aus der Gegend des Eisenerzer Reichensteins. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **47**, 102–107, Graz.
- HERITSCH, F. (1911): Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paläntales (Obersteiermark). – Mitt. naturwiss. Ver. Stmk., **48**, 3–238, Graz.
- HERITSCH, F. (1921): Geologie der Steiermark. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **57**, 1–224, Geol. Kt. Stmk. 1:300.000, Graz.
- HERITSCH, F. (1927): Caradoc im Gebiete von Eisenerz in Obersteiermark. – Verh. Geol. B.-A., **1927**, 66–68, Wien.
- HERITSCH, F. (1931): Graptolithen aus dem Sauerbrunngraben bei Eisenerz. – Verh. Geol. B.-A., **1931**, 230–235, Wien.
- HERITSCH, F. (1932): Zur Tektonik des Gebietes von Eisenerz. – Verh. Geol. B.-A., **1932**, 103–108, Wien.
- HIESSLEITNER, G. (1929): Zur Geologie der Umgebung des Steirischen Erzberges. – Jb. Geol. B.-A., **79**, 203–240, 6 Abb., Taf. 4–5, Wien.
- HIESSLEITNER, G. (1931): Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 49–80, Wien.
- HILLEBRANDT, A. v. & URLICHS, M. (2008): Foraminifera and ostracoda from the Northern Calcareous Alps and the End-Triassic Biotic Crisis. – In: KRYSSTYN, L. & MANDL, G.W. (Eds.): Upper Triassic Subdivisions, Zonations and Events. Meeting of the late IGCP 467 and STS in Bad Goisern (Upper Austria), 28th September – 2nd October 2008. – Ber. Geol. B.-A., **76**, 30–37, Vienna.
- HINTEREGGER, H. (1979): Fazies und Stratigraphie der Opponitzer Schichten ausgehend vom Lunzer Raum. – 160 S., 54 Abb., 14 Beil., Diss. Univ. Wien.
- HIRZBAUER, G., STROMBERGER, A., SCHULZ, O. & VAVTAR, F. (1991): New Findings on the Tectonic Fabric of the Styrian Erzberg. – Arch. f. Lagerst. forsch., **13**, 51–85, 7 Abb., 64 Diag., Geol. B.-A., Wien.
- HOHENEGGER, J. & LEIN, R. (1977): Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna. Teil 1: Geologie, Stratigraphie und Systematik (exklusive Lagenina). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **24**, 203–261, Wien.
- HORNUNG, T. & BRANDNER, R. (2004): Das Reingraben-Event im Hallstätter Faziesraum. – Ber. Inst. Erdwiss., K.-F.-Univ. Graz, **9**, 189–191, Graz.
- HORNUNG, T., KRYSSTYN, L., JOACHIMSKI, M.M., BRANDNER, R. & SPÖTL, CH. (2006a): Tectonic and climatic constraints on the West-Tethyan mid-Carnian Event. – In: TESSA-DRI-WACKERLE, M. (Ed.): PANGEO AUSTRIA 2006, 118–119, Innsbruck.
- HORNUNG, T., KRYSSTYN, L., BRANDNER, R. & SPÖTL, CH. (2006b): The Reingraben Event – a Tethys-wide mid-Carnian (Upper Triassic) change in sedimentary environments and

- carbonate productivity. – In: TESSADRI-WACKERLE, M. (Ed.): PANGEO AUSTRIA 2006, 120–121, Innsbruck.
- HORNUNG, T., BRANDNER, R., KRYSZTYN, L., JOACHIMSKI, M.M. & KEIM, L. (2007): Multistratigraphic Constraints on the NW tethyan “Carnian Crisis”. – In: LUCAS, S.G. & SPIELMANN, J.A. (Ed.) 2007: The Global Triassic. – New Mexico Museum of Nat. Hist. and Sci. Bull., **41**, 59–67, Albuquerque.
- HÜBLER, D. (1998): Stratigraphie, Fazies, Tektonik und Metamorphose des Pribitz und Pribitztörl und deren Bedeutung für die Hydrogeologie (Nördliche Kalkalpen/Österreich/Steiermark). – 112 S., 8 Taf., 1 Beil., unveröff. Dipl. Arb., Inst. f. Geowiss., Prosp. u. Angew. Sed., Montanuniv. Leoben.
- HUSEN VAN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**, 135–156, Wien.
- HUSEN VAN, D. & FRITSCH, A. (2007): Der Bergsturz von Wildalpen (Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **147/1+2**, 201–213, Wien.
- HUSEN VAN, D. & REITNER, J.M. (2011): Klimagesteuerte Terrassen- und Lössbildung auf der Traun-Enns-Platte und ihre zeitliche Stellung (Das Profil Wels/Aschet). – Mitt. Komm. Quartärforsch., Österr. Akad. Wiss., **19**, 1–11, Wien.
- JUNG, G. (1980): Radiometrische Altersdatierung und Metamorphoseuntersuchungen der Kalkalpenbasis und der Grauwackenzone in der Radmer und am Steirischen Erzberg. – Jahresber. 1980, Hochschulschwerpunkt S 15, H.1, 20–27, 2 Abb., Graz/Leoben.
- JUNGWIRTH, J. & LACKENSCHWEIGER, H. (1922): Das derzeitige geologische Bild des steirischen Erzberges. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **15**, 262–266, Wien.
- JUNGWIRTH, J. & LACKENSCHWEIGER, H. (1923): Das derzeitige geologische Bild des steirischen Erzberges. – In: REDLICH, K.A. (Hrsg.): Bergbaue Steiermarks, 94–98, Wien-Leipzig (Deuticke).
- JUVANCIC, H. (1968): Der Steirische Erzberg. – In: WAIDACHER, F. (Red.): Der Bergmann – Der Hüttenmann. Gestalter der Steiermark. – Katalog der 4. Landesausstellung 1968, 22. Mai bis 31. Oktober, 146–154, Kulturref. d. Steiermärk. Landesregierung, Graz.
- KELLERER-PIRKELBAUER, A., NICOLUSSI, K., KAIN, H., PILZ, A. & THURNER, A. (2009): Der Bergsturz von Wildalpen (Hochschwab, Steiermark): Neue dendrochronologische Ergebnisse eines Baumfragments aus der Bergsturzlagerung. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **139**, 57–65, Graz.
- KERN, A. (1927): Zur geologischen Neuaufnahme des steirischen Erzberges, 1925–1926. – Berg u. Hüttenm. Mh., **75**, 23–29, 49–55, Wien.
- KERN, A. (1942): Raumform und Raumlage der Erzführung der nördlichen Grauwackenzone von Payerbach bis Liezen. – 113 S., 72 Beil., unveröff. Diss., Montan. Hochschule, Leoben.
- KIRCHNER, E.CH. (1979): Pumpellyitführende Kissenlavabreccien in der Gips-Anhydritlagerstätte von Wienern am Grundlsee, Stmk. – Tscherm. Min. Pet. Mitt., **26**, 149–162, Wien.
- KIRCHNER, E.CH. (1980a): Natriumamphibole und Natriumpyroxene als Mineralneubildungen in Sedimenten und basischen Vulkaniten aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1980/3**, 249–279, Wien.
- KIRCHNER, E.CH. (1980b): Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 385–396, Wien.
- KITTL, E. (1904): Lunzer Schichten zwischen Göstling und Wildalpen. – Verh. Geol. R.-A., **1904/7**, 184–192, Wien.
- KLAUS, W. (1953): Mikrosporen-Stratigraphie der ostalpinen Salzberge. – Verh. Geol. B.-A., **1953/3**, 161–175, Wien.
- KLAUS, W. (1965): Zur Einstufung alpiner Salztone mittels Sporen. – Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., **116** (1964), 544–548, Hannover.

- KLEMM, S. (2003): Montanarchäologie in den Eisenerzer Alpen, Steiermark. Archäologische und naturwissenschaftliche Untersuchungen zum prähistorischen Kupferbergbau in der Eisenerzer Ramsau. – Mitt. Prähist. Kommission, **50**, 205 S., 26 Kt., Wien.
- KLEMM, S. & KOLLMANN, H. (2002): Auf dem Wickl in Gamsforst: Ein „Flintensteinbruch“. – Da schau her, **23/3**, 22–24, Trautenfels.
- KOBER, L. (1912): Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. – Denkschr. Akad. Wiss., Math.-Nat. wiss. Kl., Abt. I., **88**, 345–396, 7 Abb., 2 Kt., 1 Taf., Wien.
- KOČIU, A. (2009): Zur Kinematik der Bergzerreißung NW Griesmauer auf Blatt 101 Eisenerz. – In: BRYDA, G. (Red.): Arbeitstagung 2009 der Geologischen Bundesanstalt in Leoben, Blatt 101 Eisenerz, 184–186, Geol. B.-A., Wien.
- KÖBL, J., HÜBLER, D., MERSCHNIK, A. & GAWLICK, H.-J. (1999): Zur Geologie der südlichen Mürzalpen-Decke am Kalkalpensüdrand im Raum Tragöb (Meßnerin, Pribitz, Trenchtling und Griebmauer). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **42**, 67–91, Wien.
- KOLLMANN, H.A. (1963): Zur stratigraphischen Gliederung der Gosauschichten von Gams. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **13**, 189–212, Wien.
- KOLLMANN, H.A. (1964): Stratigraphie und Tektonik des Gosabeckens von Gams (Steiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **107**, 71–159, Wien.
- KOLLMANN, H.A. (1982): Gosauablagerungen im Becken von Gosau. – In: PLÖCHINGER, B. (Ed.): Erläuterungen zu Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut, 1:50.000, 30–34, Geol. B.-A., Wien.
- KOLMER, CH. (1993): Die quartäre Landschaftsentwicklung der östlichen Hochschwab Nordabdachung. – 111 S., Dipl. Arb., Formal-Naturwiss. Fak., Univ. Wien.
- KOZUR, H. (1991): The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **87/88**, 109–135, Amsterdam.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1991): New Middle Carnian and Rhaetian Conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic Importance and Tectonic Implications for the Buda Mountains and Adjacent Areas. – Jb. Geol. B.-A., **134/2**, 271–297, Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1992): Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Süd-Rudabanyaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbr., **18** (1991/1992), 87–129, Innsbruck.
- KRAINER, K. & STINGL, V. (1986): Alluviale Schuttflächersedimente im Ostalpinen Perm am Beispiel der Präbichlschichten an der Typlokalität bei Eisenerz/Steiermark. – Mitt. österr. geol. Ges., **78** (1985), 231–249, 4 Abb., 2 Taf., Wien.
- KRAL, F. (1987): Zur natürlichen Bewaldung und anthropogenen Waldentwicklung des Hochschwabgebietes. – Österr. Forstzeitung, **12/1987**, 29–30, Wien.
- KRALIK, M., KRUMM, H. & SCHRAMM, M.-J. (1987): Low grade and very low grade metamorphism in the Northern Calcareous Alps and in the Greywacke zone: Illite-crystallinity data and isotopic ages. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 164–178, Vienna (Deuticke).
- KRENMAYR, H.G. (1999): Die Nierental-Formation der Oberen Gosau-Gruppe (Oberkreide-Paleozän, Nördliche Kalkalpen) in Berchtesgaden: Definition, Fazies und Environment. – Jb. Geol. B.-A., **141**, 409–447, Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. (1962): Die Mürzalpendecke – eine neue hochalpine Großeinheit der östlichen Kalkalpen. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Math.-Nat. wiss. Kl., Abt. I, **171**, 7–39, Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. (1978): Neue Neoflabellinen (Foraminifera) aus dem Senon der Gamser Gosau, Österreich. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Math.-Nat. wiss. Kl., Abt. I, **185** (1976), 307–321, Wien.
- KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006): Geologische Karte der Molassebasis 1:200.000. – Molassezone Salzburg-Oberösterreich. – Geol. B.-A., Wien.

- KRYSTYN, L. (1971): Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den östlichen Nordalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1971/3**, 486–509, Wien.
- KRYSTYN, L. (1974): Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias. – Schriftenr. Erdwiss. Komm., **2**, 137–144, 1 Abb., 1 Tab., Wien.
- KRYSTYN, L., LEIN, R. & RICHOSZ, S. (2008): Der Gamsstein: Werden und Vergehen einer Wettersteinkalk-Plattform. – Exkursionsführer PANGEO 2008. – J. of Alp. Geol., **49**, 157–172, Wien.
- KÜBLER, B. (1990): „Cristallinité“ de l’illite et mixed-layers: brève révision. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **70**, 89–93, Zürich.
- KUHLEMANN, J., TAUBALD, H., DUNKL, I. & FRISCH, W. (1999): Geochemistry of red clays in the Eastern Alps: Remnants of late Miocene soils? – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA), **52A**, 166, Tübingen.
- KÜHNEL, J. (1929): Geologie des Berchtesgadener Salzberges. – Neues Jb. f. Miner. u. Paläont., Beilage Band: Abteilung B – Geologie und Paläontologie, **61**, 447–559, Stuttgart.
- LAHODYNSKY, R. (1988a): Bericht 1983–1987 über geologische Aufnahmen im Rahmen der Suche nach der Kreide/Tertiär-Grenze (Grundlagenforschung). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 485–488, Wien.
- LAHODYNSKY, R. (1988b): Lithostratigraphy and sedimentology across the Cretaceous/Tertiary boundary in the Flyschgosau (Eastern Alps, Austria). – Rev. Espanola Paleont. Extraord., **1988**, 73–82, Madrid.
- LAHODYNSKY, R. (1989): Bericht 1988 über geologische Aufnahmen in Oberkreide und Tertiär auf den Blättern 100 Hieflau und 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 557–558, Wien.
- LEIN, R. (1987): Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic Times. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 85–102, Vienna (Deuticke).
- LEIN, R. (1988): Genese und Aufbau der „Cipit“-Gleitblöcke der Leckkogel-Fm. (Raibler Schichten) in den Nördlichen Kalkalpen. – In: Informationstreffen Österreichischer Sedimentologen Innsbruck, 29.–30. April 1988, 33, Innsbruck.
- LEIN, R. (1989): Neufassung des Begriffes Raminger Kalk (Oberladin-Unterkarn) auf mikro-fazieller Grundlage. – Geol. Paläont. Mitt. Univ. Innsbr. (Beilage), **16**, 205 S., Innsbruck.
- LEIN, R. & GAWLICK, H.-J. (2000): Neugliederung der Mürzalpen-Vielfaziesdecke auf der Basis von stratigraphischen, faziellen und Conodont Colour Alteration (CAI) Daten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **43**, 82–83, Wien.
- LEIN, R. & GAWLICK, H.-J. (2001): Neue Grundlagen zur tektonischen Interngliederung der Mürzalpendecke auf der Basis von Conodont Colour Index (CAI)-Untersuchungen. – In: MANDL, G.W. (Red.): Arbeitstagung 2001 der Geologischen Bundesanstalt in Neuberg a. d. Mürz, 03.–07. Sept. 2001, 132–134, Geol. B.-A., Wien.
- LEIN, R. & GAWLICK, H.-J. (2008): Plattform-Drowning im mittleren Anis – ein überregionaler Event. – J. of Alp. Geol., **49**, 61–62, Wien.
- LEIN, R., GAWLICK, H.-J. & KRYSTYN, L. (2010): Die Annaberger Wende: Neudefinition der Annaberger-Formation als Ausdruck der ersten Öffnungsphase der Neotethys im Bereich der Ostalpen. – J. of Alp. Geol., **52**, 165, Wien.
- LENHARDT, W.A., FREUDENTHALER, CH., LIPPITSCH, R. & FIEGWEL, E. (2007): Focal-depth distributions in the Eastern Alps based on macroseismic data. – Austr. J. of Earth Sc., **100**, 66–79.
- LICHTENECKER, N. (1929): Bergsturz und Bimssteingang von Köfels im Ötztal (Tirol). – Geogr. Jahresber. aus Österr., **14/15**, 228–254, Leipzig-Wien.
- LINZER, H.G., FRISCH, W. & RATSCHBACHER, L. (1990): Kinematisches Modell der Nördlichen Kalkalpen (Vortragskurzfassung). – Symposium f. Tekton., Strukturgeol. u. Kristallingeol., Graz.

- LINZER, H.-G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. – *Tectonophysics*, **242**, 41–61, Amsterdam.
- LINZER, H.-G., DECKER, K., PERESSON, H., DELL'MOUR, R. & FRISCH, W. (2002): Balancing lateral orogenic float of the Eastern Alps. – *Tectonophysics*, **354**, 211–237, Amsterdam.
- MAGER, U. (1979): Zur Geologie im Raume Eisenerz-Radmer und zu ihrem Einfluß auf die Hydrochemie der dortigen Grundwässer. – *Ber. d. wasserwirtsch. Rahmenplanung*, **42**, 81, Graz.
- MANDL, G.W. (1996): Zur Geologie des Ödenhof-Fensters (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **139**, 473–495, Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf – Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **92** (1999), 61–77, Wien.
- MANDL, G.W., MOSER, M. & PAVLIK, W. (1994): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrologische Spezialuntersuchungen im Einzugsgebiet der Wiener Hochquellenleitungen zwischen Hochschwab und Schneeberg; Startprojekte: Karstgebiet südlich der Kräuterbrunnenquellen (Säusengestein, Brunntal, Riegerin, Türnach) und zentrale Schneeberggruppe. – 129 S., 20 Abb., 20 Beil., Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W., MOSER, M., PAVLIK, W., STRELE, K., BRYDA, G., DRAXLER, I., EGGER, J., FRITSCH, A., KOLMER, CH., KRYSSTYN, L., NEMES, F., PERESSON, H. & PIROS, O. (1996): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karstgeologische Spezialuntersuchungen im Einzugsgebiet der Wiener Hochquellenleitungen zwischen Hochschwab und Schneeberg; Folgeprojekt: Karstgebiet Zeller Staritzen. Endbericht Projektzeitraum: 1. Juni 1994 – 31. Mai 1996. – 85 S., 21 Abb., 11 Taf., 10 Beil., Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W., BRYDA, G., KREUSS, O., MOSER, M., PAVLIK, W., AGER, W., BAUER, F., DRAXLER, I., KRYSSTYN, L., PIROS, O. & STOJASPAL, F. (1998): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet: Endbericht für den Projektabschnitt 1. Juni 1996 – 31. Mai 1998. – 52 S., 8 Taf., 2 Beil., Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W., BRYDA, G., KREUSS, O., MOSER, M., PAVLIK, W., DECKER, K., DRAXLER, I., KRYSSTYN, L., PIROS, O. & REITER, F. (2000): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet: Endbericht für den Projektabschnitt 1. Juni 1998 – 31. Mai 2000. – 82 S., 3 Taf., Anh., 2 Beil., Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W., BRYDA, G., KREUSS, O., MOSER, M., PAVLIK, W., DECKER, K., DRAXLER, I., KRYSSTYN, L. & PIROS, O. (2002): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet: Endbericht für den Projektabschnitt 1. Juni 2000 – 31. Mai 2002. – 211 S., 4 Taf., 3 Beil., Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W., BRYDA, G. & PAVLIK, W. (2009): Der Dachsteinkalk im Großraum Hochkar – Hochschwab und seine Stellung in der kalkalpinen Karbonatplattform-Entwicklung. – In: BRYDA, G. (Red.): Arbeitstagung 2009 der Geologischen Bundesanstalt in Leoben, Blatt 101 Eisenerz, 70–80, Geol. B.-A., Wien.
- MAURACHER, J. (1976): Die Überschiebung der Mürzalpendecke im Schwabental östlich der Gesäuseberge. – *Mitt. Geol. Ges. Bergbaustud. Österr.*, **23**, 153–162, Wien.
- MAURITSCH, H.J. (1987a): Bodengeophysikalische Untersuchungen in den Schladminger Tauern. – Arbeitstagung 1987 der Geologischen Bundesanstalt in Schladming, 104–105, Geol. B.-A., Wien.
- MAURITSCH, H.J. (1987b): Gesteinsphysikalische Datenerhebung in der östlichen Wölzer Einheit und Murauer Decke. – Endbericht 1987, Projekt St-C-001f/86, 35 Bl., 26 Abb., 10 Tab., Geol. B.-A., Wiss. Archiv, Nr. A 06693–R, Leoben.
- MAURITSCH, H.J. (1987c): Bodengeophysikalische Identifizierung von aeromagnetischen Anomalien im Bereich der östlichen Grauwackenzone sowie der Fischbacher Alpen. – unveröff. Endbericht 1987, Projekt St-C-027/86, 23 Bl., 5 Abb., 3 Tab., 19 Beil., Geol. B.-A., Wiss. Archiv, Nr. A 06554–R, Leoben.

- MAURITSCH, H.J. (1989): Geophysikalische Prospektionsarbeiten in den Schladminger Tauern. – Arch. f. Lagerst. forsch., **10**, 193–208, 15 Abb., Geol. B.-A., Wien.
- MAURITSCH, H.J. & SEIBERL, W. (1985): Turam und Multispektral IP-Messungen zur Diskriminierung von sulfidischen Paragenesen und Grafit bzw. Mylonit: Endbericht. – Unveröff. Bericht, Projekt StA-016h, 29 Bl., 8 Abb., 37 Beil., Geol. B.-A., Wiss. Archiv, Nr. A 06127–R, Leoben.
- MEIDL, CH., NOVAK, J. & WESSIAK, W. (1980): Untersuchung über die Möglichkeit zur Entnahme von Grundwasser im südlichen Hochschwabgebiet und deren Bewirtschaftung. – Ber. d. wasserwirtsch. Rahmenplanung, **49**, 66 S., Amt d. Steierm. Landesreg., Landesbaudirektion, Referat f. wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, Graz.
- MERSCHNIK, A. (1998): Stratigraphie, Fazies, Tektonik und Metamorphose der Gries- und Heuschlagmauer und deren Bedeutung für die Hydrogeologie (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – 92 S., 5 Taf., 1 Beil., unveröff. Dipl. Arb., Inst. f. Geowiss., Prosp. u. Angew. Sed. d. Montanuniv. Leoben.
- METZ, K. (1940): Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. – Mitt. R.-A. f. Bodenforsch., **1940**, 161–220, Wien.
- METZ, K. (1951): Die regionalgeologische Bedeutung der Querstruktur von Treglwang-Gaishorn in der steirischen Grauwackenzone. – Berg. u. Hüttenm. Mh., **96**, 86–94, Wien.
- METZ, K. (1953): Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **44**, 1–48, Wien.
- METZ, K. (1971): Die Gaaler Schuppenzone als Südgrenze der Seckauer Masse. – Mitt. Naturwiss. Ver. Stmk., **100**, 57–71, 2 Abb., Graz.
- METZ, K., SCHMID, CH. & WEBER, F. (1978): Magnetische Messung im Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbecken und seiner Umrahmung. – Mitt. österr. geol. Ges., **69**, 49–75, 8 Abb., 1 Taf., Wien.
- METZ, K., SCHMID, CH., SCHMÖLLER, R., STRÖBL, E., WALACH, G. & WEBER, F. (1980): Geophysikalische Untersuchungen im Gebiet Seetaler Alpen – Niedere Tauern – Eisenerzer Alpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72** (1978/1979), 213–259, 16 Abb. 2 Tab., Wien.
- MICHAEL, R. (1891): Die Vergletscherung der Lassingalpen. – 16. Jahresber. d. Vereines d. Geographen i. Wien – wissenschaftl. Theil, 20–43, 4 Tab., Wien.
- MILITZER, H. & SCHEIBE, R. (1981): Grundlagen der angewandten Geomagnetik. – Freiburger Forschungshefte, **C 352**, 314 S., 180 Abb., 29 Tab., Leipzig.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011a): Jurassic mountain building and Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps (Germany). – Facies, **57/1**, 137–186, Erlangen.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011b): Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden, Austroalpine, Germany). – Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rundschau), **100/7**, 1605–1631, Berlin.
- MOHAMED, O., PILLER, W.E. & EGGER, H. (2012): The dinocyst record across the Cretaceous/Palaeogene boundary of a bathyal mid-latitude Tethyan setting: Gosau Group, Gams Basin, Austria. – Cretaceous Research, **35**, 143–168, Kidlington (Elsevier).
- MORLOT, A. v. (1847): Geologische Karte der östlichen Alpen. – Ber. über Mitt. v. Freunden d. Naturwiss. in Wien, **2** (1847), 423–226, Wien.
- MORLOT, A. v. (1850): Einiges über die geologischen Verhältnisse in der nördlichen Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., **1**, 99–124, Wien.
- MOSER, F. (1990): Vorläufiger Bericht über die Kartierung im Lassinggebiet nördlich von Wildalpen (Steiermark). – 8 S., 1 Abb., 7 Beil., Archiv Geol. B.-A., Wien.
- MOSER, M. (1990): Strukturgeologische Untersuchungen an der südlichen Göstlinger Störung (Niederösterreich). – 122 S., 67 Abb., 4 Beil., unveröff. Dipl. Arb., Univ. Wien.
- MOSER, M. (2003): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen im Gebiet Wildalpen – Hinterwildalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **143**, 413–416, Wien.
- MOSER, M. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Gebiet Lassing – Mendlingbach – Scheibenberg auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **145**, 324–328, Wien.

- MOSER, M. (2007): Bericht 2003–2006 über geologische Aufnahmen im Gebiet Scheibenberg – Schwölleck – Lassing auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **147/3+4**, 644–650, Wien.
- MOSER, M., BRYDA, G., DRAXLER, I., HOHENEGGER, J., KRYSSTYN, L., PIROS, O. & SCHLAGINTWEIT, F. (2007): Erste Ergebnisse einer Neukartierung des Scheibenberges und des Mendlingtales zwischen Lassing (Niederösterreich) und Palfau (Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **147/1+2**, 334–351, Wien.
- MOSHAMMER, B. (2009): Hochwertige Karbonatrohstoffe auf ÖK Blatt 101 Eisenerz. – In: BRYDA, G. (Red): Arbeitstagung 2009 der Geologischen Bundesanstalt in Leoben, Blatt 101 Eisenerz, 221–223, 1 Poster, Wien.
- MOSHAMMER, B. (2010): Sauberger Kalk und Äquivalent: Rohstoffgeologische Aspekte. – J. of Alp. Geol. (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.), **52**, (PANGEO 2010), 187–188, Wien.
- MOSTLER, H. (1971): Struktureller Wandel und Ursache der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Beitr. z. Mikrofazies u. Stratigraphie v. Tirol u. Vorarlberg, **1971**, 507–522, Innsbruck.
- NAGL, H. (1970a): Karstmorphologische und -hydrologische Beobachtungen in den Göstlinger Alpen. – Die Höhle, **21/1**, 9–32, Wien.
- NAGL, H. (1970b): Zur Rekonstruktion der pleistozänen Vereisung im alpinen Ybbstal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, 185–202, Wien.
- NEMES, F. (1994): Geologie und Tektonik im Salza-Tal (Steiermark) – Kinematische Analyse der Westlichen Gölter- und Ötscher-Decke (Nördliche Kalkalpen). – 104 S., 61 Abb., 2 Beil., Dipl. Arb., Univ. Wien.
- NEUBAUER, F. (1988): Bau und Entwicklung des Rennfeld-Mugel- und des Gleinalmkristallins (Ostalpen). – Abh. Geol. B.-A., **42**, 137 S., 75 Abb., 22 Tab., 1 App., 13 Taf., Wien.
- NEUBAUER, F. (1989): Late Variscan structures of the Eastern Greywacke Zone (Eastern Alps). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1989**, 425–432, Stuttgart.
- NEUBAUER, F. (1994): Kontinentkollision in den Ostalpen. – Die Geowissenschaften, Organ der Alfred-Wegener-Stiftung, **12/5–6**, 136–140, Berlin.
- NEUBAUER, F. & FRISCH, W. (1993): The Austro-Alpine Metamorphic Basement East of the Tauern Window. – In: v. RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F.: Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 515–536, 13 Figs., 3 Tab., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- NEUBAUER, F., FRISCH, W., SCHMEROLD, R. & SCHLÖSER, H. (1989): Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement units of the Eastern Alps. – Tectonophysics, **164**, 49–62, 11 Figs., Amsterdam.
- NEUBAUER, F., HANDLER, R., HERMANN, S. & PAULUS, G. (1994): Revised Lithostratigraphy and Structure of the Eastern Graywacke Zone (Eastern Alps). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **86** (1993), 61–74, Wien.
- NOWESKI, C., HARTENFELS, S., RICHTER, A., ROHDE, A. & TRAGELEHN, H. (2000): Die Flachwasserkarbonate der Gosau von Gams (Steiermark, Österreich) – Ergebnisse einer faziellen Neukartierung. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **43**, 100–101, Wien.
- PACHER, G. & ILLEK, G. (2013): Frauenmauer-Langstein-Höhlsystem (Hochschwab): Ergebnisse der Forschungen von 2008 bis 2012. – Die Höhle, **64**, 119–124, Wien.
- PAK, E. & SCHAUBERGER, O. (1981): Die geologische Datierung der ostalpinen Salzlagertstätten mittels Schwefelisotopenuntersuchungen. – Verh. Geol. B.-A., **1981/2**, 185–192, Wien.
- PANTZ, I. v. & ATZL, A.J. (1814): Versuch einer Beschreibung der vorzüglichsten Berg- und Hüttenwerke des Herzogthums Steyermark. Nebst anderen vermischten mineralogischen, berg- und hüttenmännischen Abhandlungen. – XII + 347 S., Wien.
- PAPPENREITER, J., KOGELBAUER, A. & OBERNDORFER, TH. (2009): Die Zukunftsstrategie des Steirischen Erzbergs. – Berg- u. Hüttenm. Mh., **154**, 468–474, 7 Abb., Leoben.

- PAVLIK, W. & PIROS, O. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf den Blättern 101 Eisenerz und 102 Aflenz Kurort. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 573–574, Wien.
- PAVUZA, R. & ZHANG, D. (1997): Kurze Mitteilung über eine „Thermalquelle“ im Dolomitenkarst bei Wildalpen (Steiermark). – Die Höhle, **48**/1, 14–20, Wien.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter 1: Die Eiszeit in den nördlichen Ostalpen. – Band 1, 393 S., Leipzig.
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1996): Early to Middle Miocene tectonics of the eastern part of the Northern Calcareous Alps. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **41**, 53–63, Wien.
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1997): The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing paleostresses in a collisional plate boundary. – Tectonophysics, **272**, 125–157, Amsterdam.
- PETERS, C. (1852): Beitrag zur Kenntniss der Lagerungsverhältnisse der oberen Kreideschichten an einigen Localitäten der östlichen Alpen. – Abh. Geol. R.-A., **1**, 20 S., Wien.
- PFARR, T. & STUMMER, G. (1988): Die längsten und tiefsten Höhlen Österreichs. – Wiss. Beih. z. Zeitschr. „Die Höhle“, **35**, 248 S., Wien.
- PFLIEDERER, S., UNTERSWEIG, T., REITNER, H., LIPIARSKI, P., KOLLARS, B. & HEINRICH, M. (2009): Baurohstoffe auf Blatt 101 Eisenerz. – In: BRYDA, G. (Red.): Arbeitstagung 2009 der Geologischen Bundesanstalt in Leoben, Blatt 101 Eisenerz, Beilage, Geol. B.-A., Wien.
- PIA, J. (1930): Grundbegriffe der Stratigraphie. – 252 S., 3 Abb., Leipzig–Wien (Deutike).
- PILLER, W.E. (Ed.) (2013): The Lithostratigraphic Units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions) – Vol. I (the Paleozoic Erathem) – Abh. Geol. B.-A., **66**, 136 S., Wien.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSZYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, CH., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Komm. f. die paläontolog. u. stratigr. Erforschung Österreichs der Österr. Akad. d. Wiss. u. Österr. Stratigr. Komm., 1. Aufl., Wien.
- PLAN, L. (2002): Speläologisch-tektonische Charakterisierung der Karstwasserdynamik im Einzugsgebiet der bedeutendsten Quelle der Ostalpen (Kläfferquelle, Hochschwab). – Speldok-**11**, 84 S., Wien (Verband Österreichischer Höhlenforscher).
- PLAN, L. (2004): Speläologische Charakterisierung und Analyse des Hochschwab-Plateaus, Steiermark. – Die Höhle, **55**/1–4, 19–33, Wien.
- PLAN, L. (2005): Speläologisch-karstkundliche Untersuchungen im Rahmen des Projektes Hydrogeologische Grundlagen Ybbs-West, Ybbsitz und Weyer. – Unveröff. Endbericht, Geol. B.-A., Wien.
- PLAN, L. & DECKER, K. (2006): Quantitativ karst morphology of the Hochschwab plateau, Eastern Alps, Austria. – Z. f. Geomorphologie, Supplement Vol. **147**, 29–56, Berlin.
- PLAN, L., DECKER, K., FABER, R., WAGREICH, M. & GRASEMANN, B. (2009): Karst morphology and groundwater vulnerability of high alpine karst plateaus. – Environmental Geology, **58**, 285–297, Heidelberg (Springer).
- PLAN, L., GRASEMANN, B., SPÖTL, CH., DECKER, K., BOCH, R. & KRAMERS, J. (2010): Neotectonic extrusion of the Eastern Alps: Constraints from U/Th dating of tectonically damaged speleothems. – Geology, **38**, 483–486, Boulder.
- POHL, W. & BELOCKY, R. (1999): Metamorphism and metallogeny in the Eastern Alps. – Mineralium Deposita, **34**/5–6, 614–629, 13 Abb., 6 Tab., Berlin.
- POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1988): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung. Teil 1: Geomechanik des Systems „Hart auf Weich“. – Felsbau, **6**, 189–194.
- PROCHASKA, W. (1997): Formation of different siderite provinces during the Alpine tectonometamorphic event in the Eastern Alps of Austria. – In: PAPUNEN, H. (Ed.): Mineral Deposits: Research and Exploration – where do they meet? – 845–848, Rotterdam.

- PROCHASKA, W. (1999): Die Bedeutung der chemischen Zusammensetzung von Einschlüßfluiden und laugbaren Salzen für die Genese von hydrothermalen und sedimentären Karbonatgesteinen in den Ostalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **90**, 175–183, Wien.
- PROCHASKA, W. & HENJES-KUNST, F. (2009): Genese der Sideritvererzungen der Östlichen Grauwackenzone - aktueller Stand der Forschung. – In: BRYDA, G. (Red.): Arbeitstagung 2009 der Geologischen Bundesanstalt in Leoben, Blatt 101 Eisenerz, 153–169, Geol. B.-A., Wien.
- RATSCHBACHER, L., MERLE, O., DAVY, P. & COBBOLD, P. (1991a): Lateral extrusion in the eastern Alps, part I: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. – *Tectonics*, **10**, 254–256, Washington, D.C.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G. & MERLE, O. (1991b): Lateral extrusion in the eastern Alps, part II: structural analysis. – *Tectonics*, **10**, 257–271, Washington, D.C.
- REDLICH, K.A. (1917): Der steirische Erzberg. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **9**, 1–62, Wien.
- REDLICH, K.A. (1922): Der Erzzug Vordernberg – Johnsbachtal. I. Eisenerz. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **15**, 207–262, 7 Abb., 1 Taf., Wien.
- REDLICH, K.A. & PRECLIK, K. (1930): Zur Tektonik und Lagerstättengeneese des steirischen Erzberges. – Jb. Geol. B.-A., **80**, 231–260, 8 Abb., Wien.
- REINECKER, J. & LENHARDT, W.A. (1999): Present-day stress field and deformation in eastern Austria. – *Geol. Rundschau*, **88**, 532–550, Berlin.
- REISNER, M. (1988): Ein Beitrag zur Komplexinterpretation für den Kohlenwasserstoffaushluss in den Nördlichen Kalkalpen. – 82 S., Dipl. Arb., Montanuniv. Leoben.
- REJEBIAN, V.A., HARRIS, A.G. & HUEBNER, S.J. (1987): Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism, and hydrothermal alteration. – *Geol. Soc. of America Bulletin*, **99**, 471–479, 4 Figs., 2 Tab., Boulder.
- REUSS, A.E. (1854): Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosauthale und am Wolfgangsee. – *Denkschr. Akad. Wiss., Math.-Nat. wiss. Kl.*, **7**, 156 S., Wien.
- ROTH, P.W. (Hrsg.) (1984): Erz und Eisen in der Grünen Mark. – Beitragsband zur steirischen Landesausstellung in Eisenerz, 12. Mai – 14. Oktober 1984, 520 S., Graz.
- RÜFFER, T. & BECHSTÄDT, T. (1995): Interpretation des Deckenbaus in den westlichen Nördlichen Kalkalpen: Widerspruch zwischen tektonischen und sedimentologischen Daten. – *Jb. Geol. B.-A.*, **138/4**, 701–713, Wien.
- RUPP, CH., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red.) (2011): Geologie der Österreichischen Bundesländer. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- RUTTNER, A. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 72 Mariazell. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127**, 216–219, Wien.
- RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 71 Ybbsitz. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- SACHS, B., GUTDEUTSCH, R., ZYCH, D., SEIBERL, W. & STRAUSS, U. (1989): Die Kaumberganomalie in Niederösterreich – Versuch einer Interpretation zur Klärung des Verlaufes des subalpinen kristallinen Untergrundes. – *Erdöl, Erdgas, Kohle*, **105**, 501–504, 7 Abb., Wien.
- SALEK, S. (1998): Geologie und Fazies des Raumes Hinterwildalpen (Steirische Kalkalpen). – 226 S., 187 Abb., 1 Beil., Dipl. Arb., Geol. Inst. Univ. Wien.
- SCHAUBERGER, O. (1949): Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Salzgebirges. – *Berg- u. Hüttenm. Mh.*, **94/3**, 1–11, Wien.
- SCHAUBERGER, O. (1956): Zur Genese des alpinen Haselgebirges. – *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, **105** (1955), 736–751, Hannover.
- SCHAUBERGER, O. (1986): Bau und Bildung der Salzlagerstätten des Ostalpinen Salinars. – *Arch. f. Lagerst. forsch.*, **7**, 214–254, 18 Tab., *Geol. B.-A.*, Wien.

- SCHLAGER, M. & SCHLAGER, W. (1970): Über die Sedimentationsbedingungen der jurassischen Tauglbodenschichten (Osterhorngruppe, Salzburg). – Anz. Österr. Akad. Wiss., Math.-Nat. wiss. Kl., **106** (1969), 178–183, 1 Abb., Wien.
- SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). – *Sedimentology*, **20**, 65–89, 13 Abb., Amsterdam.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1975): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **66/67**, 165–193, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F. & EBLI, O. (1999): New Results on Microfacies, Biostratigraphy and Sedimentology of Late Jurassic – Early Cretaceous platform carbonates of the Northern Calcareous Alps, Part I: Tressenstein Limestone, Plassen Formation. – *Abh. Geol. B.-A.*, **56/2**, 379–418, Wien.
- SCHMID, CH., ZOJER, H., KRAINER, H., ERTL, H. & OTT, R. (1980): Grund- und Karstwasseruntersuchungen im Hochschwabgebiet Teil III – Geophysik – Isotopenuntersuchungen – Hydrochemie. – *Ber. d. wasserwirtschaftl. Rahmenplanung*, **46**, 126 S., Amt d. Steierm. Landesreg., Landesbaudir., Referat f. wasserwirtschaftl. Rahmenplanung, Graz.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geol. Helv.*, **97**, 93–117, Basel.
- SCHMID, S.M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USZTASEWSKY, K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. – *Swiss. J. Geosci.*, **101**, 139–183, Basel.
- SCHÖN, J. (1983): Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen. – 405 S., 194 Abb., 70 Tab., Berlin (Akademie-Verlag).
- SCHÖNLAUB, H.-P. (1977): Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in die Grauwackenzone bei Eisenerz, 21.–23.10.1977. – 45 S., *Geol. B.-A.*, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.-P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, **33**, 125 S., 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.-P. (1981): Geologische Karte der Eisenerzer Alpen (Grauwackenzone) 1:25.000. – 2 Bl., *Geol. B.-A.*, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.-P. (1982): Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **124**, 361–423, 9 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.-P. (1984): Paläozoikum der Umgebung von Eisenerz. – 5. Jahrestagung ÖGG, Eisenerz 1984, 17–25, 2 Abb., Wien–Eisenerz.
- SCHÖNLAUB, H.-P. (1993): Stratigraphy, Biogeographie and Climatic Relationships of the Alpine Palaeozoic. – In: v. RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 65–91, Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- SCHÖNLAUB, H.-P. & HEINISCH, H. (1993): The Classic Fossiliferous Palaeozoic Units of the Eastern and Southern Alps. – In: v. RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 395–422, Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- SCHÖNLAUB, H.-P., FLAJS, G. & THALMANN, F. (1980): Conodontenstratigraphie am Steirischen Erzberg (Nördliche Grauwackenzone). – *Jb. Geol. B.-A.*, **123**, 169–229, Wien.
- SCHOUPPE, A. (1850): Eisenerz (Fözlgraben): Geologische Karte zwischen dem Fözlgraben und der Ramsau bei Eisenerz 1:28.800. – *Bibl. Geol. B.-A.*, K IV 1381, Wien.
- SCHOUPPE, A. (1854): Geognostische Bemerkungen über den Erzberg bei Eisenerz und dessen Umgebung. – *Jb. Geol. B.-A.*, **5**, 396–406, Wien.
- SCHRAMM, J.-M. (1977): Über die Verbreitung epi- und anchimetamorpher Gesteine in der Grauwackenzone und in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) – ein Zwischenbericht. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbr.*, **7/2**, 3–20, 8 Abb., 3 Tab., Innsbruck.
- SCHRAMM, J.-M. (1980): Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72** (1978/1979), 379–384, 2 Abb., Wien.

- SCHRAMM, J.-M. (1982a): Anchimetamorphose im klastischen Permoskyth der Schuppenzone von Göstling (Nördliche Kalkalpen, N.Ö.). – Verh. Geol. B.-A., **1982/2**, 53–62, Wien.
- SCHRAMM, J.-M. (1982b): Zur Metamorphose des feinklastischen Permoskyth im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Ostösterreich). – Verh. Geol. B.-A., **1982/2**, 63–72, Wien.
- SCHRAMM, J.-M. (1982c): Überlegungen zur Metamorphose des klastischen Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen vom Alpenostrand bis zum Rhätikon (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1982/2**, 73–83, Wien.
- SCHULTE, P., ALEGRET, L., ARENILLAS, I., ARZ, J.A., BARTON, P.J., BOWN, P.R., BRALOWER, T.J., CHRISTESON, G.L., CLAEYS, P., COCKELL, C.S., COLLINS, G.S., DEUTSCH, A., GOLDIN, T.J., GOTO, K., GRAJALES-NISHIMURA, J.M., GRIEVE, R.A.F., GULICK, S.P.S., JOHNSON, K.R., KIESSLING, W., KOEBERL, C., KRING, D.A., MACLEOD, K.G., MATSUI, T., MELOSH, J., MONTANARI, A., MORGAN, J.V., NEAL, C.R., NICHOLS, D.J., NORRIS, R.D., PIERAZZO, E., RAVIZZA, G., REBOLLEDO-VIEYRA, M., REIMOLD, W.U., ROBIN, E., SALGE, T., SPEIJER, R.P., SWEET, A.R., URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., VAJDA, V., WHALEN, M.T. & WILLUMSEN, P.S. (2010): The Chicxulub Asteroid Impact and Mass Extinction at the Cretaceous-Paleogene Boundary. – *Science*, **327**, 1214–1218, AAAS, Washington, D.C.
- SCHULZ, O., VAVTAR, F. & DIEBER, K. (1997): Die Siderit-Erzlagerstätte Steirischer Erzberg: Eine geowissenschaftliche Studie, mit wirtschaftlicher und geschichtlicher Betrachtung. – Arch. f. Lagerst. forsch., **20**, 65–178, 128 Abb., 7 Tab., Geol. B.-A., Wien.
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2008): Permian metamorphic event in the Alps. – *Geology*, **36**, 603–606, Boulder.
- SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permo-Triassic extension and related HAT/LP metamorphism in the Austroalpine Southalpine realm. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **45**, 111–141, Wien.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps: Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics in the Alps. – *Eclogae Geol. Helv.*, **90**, 303–323, Basel.
- SCHWINNER, R. (1929a): Geröllführende Schiefer und andere Trümmergesteine aus der Zentralzone der Ostalpen. – *Geol. Rundschau*, **20**, 211–244, 343–370, Berlin.
- SCHWINNER, R. (1929b): Die älteren Baupläne in den Ostalpen. – *Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges.*, **81**, 110–120, Berlin.
- SCHWINNER, R. (1933): Variscisches und alpidisches Gebirgssystem. – *Geol. Rundschau*, **24**, 144–159, Berlin.
- SEEMANN, R. (1973): Die Genese der Pyrite der Karstgebiete der Nördlichen Kalkalpen. – 185 S., unveröff. Diss., Univ. Wien.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1.000.000 (Isanomalien der Totalintensität Epoche 1977.7). – Geol. B.-A., Wien.
- SEIBERL, W., HEINZ, H. & GNOJEK, I. (1993): Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Kompilierte geomagnetische Karte und qualitative Interpretation. – In: KRÖLL, A., GNOJEK, I., HEINZ, H., JIŘIČEK, R., MEURERS, B., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete, 4–7, Wien.
- SEIBERL, W., KOVÁČŠVÖLGYI, S., ŠEFRA, J. & SZABÓ, Z. (2000): Magnetic Anomalies. – In: CSÁSZÁR, G. (Ed.): Danubian Region Environmental Geology Programme DANREG – Explanatory Notes. – *Jb. Geol. B.-A.*, **142/4**, 555–560, 1 Fig., Wien.
- SEIBERL, W., MOTSCHKA, K., HEIDOVITSCH, M., SUPPER, R., OBERLERCHER, G., JOCHUM, B. & PIRKL, H. (2002): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich Eisenerz/Stmk. – 44 Bl., 20 Abb., unveröff. Ber. Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/00-02, Wien.
- SEREN, S.S. (1980): Geophysikalische Untersuchungen des Kraubather Serpentin. – 115 S., 51 Abb., 4 Tab., 1 Anh., 16 Beil., Diss., Univ. Wien.
- SOLAR, F. (1964): Zur Kenntnis der Böden auf dem Raxplateau. – *Mitt. Österr. Bodenkundl. Ges.*, **8**, 1–71, Wien.

- SÖLLNER, F., MILLER, H. & HÖLL, R. (1997): Alter und Genese rhyodazitischer Metavulkanite („Porphyroide“) der Nördlichen Grauwackenzone und der Karnischen Alpen (Österreich): Ergebnisse von U-Pb-Zirkondatierungen. – Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., **148/3–4**, 499–522, Stuttgart.
- SOMMER, D. (1972): Die Prebichlschichten als permotriadische Basis der Nördlichen Kalkalpen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1982/2**, 119–122, Wien.
- SPENGLER, E. (1920a): Das Aflenzer Triasgebiet. – Jb. Geol. R.-A., **69**, 221–254, Wien.
- SPENGLER, E. (1920b): Zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. – Verh. Geol. St.-A., **1920/2**, 49–60, Geol. St.-A., Wien.
- SPENGLER, E. (1922): Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen. – Jb. Geol. B.-A., **72/3–4**, 155–182, Wien.
- SPENGLER, E. (1925): Beiträge zur Geologie der Hochschwabgruppe und der Lassingalpen II. – Jb. Geol. B.-A., **75/3–4**, 273–300, Wien.
- SPENGLER, E. (1926): Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe. – Verh. Geol. B.-A., **1926**, 127–143, 6 Abb., Wien.
- SPENGLER, E. (1927): Die tertiären und quartären Ablagerungen des Hochschwabgebietes und deren Beziehungen zur Morphologie. – Zeitschr. Geomorph., **2**, 21–73, Leipzig (Borntträger).
- SPENGLER, E. (1928): Der geologische Bau der Kalkalpen des Traisentalles und des oberen Pielachgebietes. – Jb. Geol. B.-A., **78**, 53–144, Taf. 1–2, Wien.
- SPENGLER, E. (1931): Die Puchberg-Mariazeller Linie und deren Bedeutung für den Gebirgsbau der östlichen Nordalpen. – Jb. Geol. B.-A., **81**, 487–531, Wien.
- SPENGLER, E. (1951): Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die Helvetische Zone. In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): Geologie von Österreich, 2. Aufl., 302–413, Wien (Deuticke).
- SPENGLER, E. (1959): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen: III. Teil: Der Ostabschnitt der Kalkalpen: dem Andenken Otto Ampferers gewidmet. – Jb. Geol. B.-A., **102**, 193–312, Wien.
- SPENGLER, E. & STINY, J. (1926a): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Nr. 4954, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenzen. – Geol. B.-A., Wien.
- SPENGLER, E. & STINY, J. (1926b): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Nr. 4954, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenzen. – 100 S., 1 Taf., Geol. B.-A., Wien.
- SPINDLER, P. (1991): Beiträge zur Mineralogie und Geochemie der Werfener Basisbreccie des Steirischen Erzberges im Hinblick auf die Genese der vererzten Anteile. – 128 S., unveröff. Diss., Univ. Wien.
- SPÖTL, C. (1988a): Schwefelisotopendatierung und fazielle Entwicklung permoskythischer Anhydrite in den Salzbergbauen von Dürrnberg/Hallein und Hallstatt (Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 209–229, Wien.
- SPÖTL, C. (1988b): Sedimentologisch-fazielle Analyse tektonisierter Evaporitserien – eine Fallstudie am Beispiel des Alpenen Haselgebirges (Permoskyth, Nördliche Kalkalpen). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbr., **15**, 59–69, Innsbruck.
- SPÖTL, C. (1988c): Evaporitische Fazies der Reichenhaller Formation (Skyth/Anis) im Haller Salzberg (Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 153–168, Wien.
- SPÖTL, C. (1989): The Alpine Haselgebirge Formation, Northern Calcareous Alps (Austria): Permo-Scythian evaporites in an alpine thrust system. – Sediment. Geol., **65**, 113–125, Amsterdam.
- SPÖTL, C. & HASENHÜTTL, CH. (1998): Thermal history of the evaporitic Haselgebirge mélange in the Northern Calcareous Alps (Austria). – Geol. Rundschau, **87**, 449–460, Berlin.
- SPÖTL, C., KRÁLIK, M. & KUNK, M.J. (1996): Authigenic feldspar as an indicator of paleo-rock/water interactions in Permian carbonates of the Northern Calcareous Alps, Austria. – J. of Sed. Res., **66/1**, 139–146, Lawrence.

- SPÖTL, C., LONGSTAFFE, F., RAMSEYER, K. & RÜDINGERS, B. (1999): Authigenic albite in carbonate rocks – a tracer for deep-burial brine migration? – *Sedimentology*, **46**, 649–666, Amsterdam.
- STACHE, G. (1879): Ueber die Verbreitung silurischer Schichten in den Ostalpen. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1879**, 216–223, Wien.
- STATTEGGER, K. (1980): Sedimentologische Untersuchungen in den Polster-Quarziten (Östliche Grauwackenzone, Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1980**, 333–363, Wien.
- STEINER, P. (1965): Die Eingliederung der Weyerer Bögen und der Gr. Reiflinger Scholle in den Faltenbau des Lunzer-Reichraminger Deckensystems. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **14/15**, 267–298, Wien.
- STEINER, P. (1967): Geologische Studien im Grenzbereich der mittleren und östlichen Kalkalpen (Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **18**, 9–88, Wien.
- STINY, J. (1931): Zur südlichen Fortsetzung der Weyerer Bögen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1931**, 220–230, Wien.
- STRADNER, H. & RÖGL, F. (1988): Microfauna and nannoflora of the Knappengraben section (Austria) across the Cretaceous/Tertiary boundary. – *IGCP Proj. 199 „Rare events in geology“*, Abstracts. – *Ber. Geol. B.-A.*, **15**, 25–26, Wien.
- STROBL, E. (1992): Hydrogeologie des westlichen Hochschwab, nördlich von Eisenerz (Steiermark). – 71 S., III Anh., 10 Beil., Diss., Univ. Graz.
- STUMMER, G. & PLAN, L. (Eds.) (2002): Speldok-Austria – Handbuch zum Österreichischen Höhlenverzeichnis. – *Speldok-10*, 132 S., Wien (Verband Österreichischer Höhlenforscher).
- STUMPFL, E. (1984): Geologie und geochemische Untersuchungen des Ultramafit-Massivs des Lärchkogel bei Trieben. – *Steir. Beitr. Rohstoff- und Energieforschung*, **3**, 11–12, Graz.
- STUR, D. (1865a): Vorkommen obersilurischer Petrefacte am Erzberg und in dessen Umgebung bei Eisenerz in Steiermark. – *Jb. Geol. R.-A.*, **15**, 267–277, Wien.
- STUR, D. (1865b): Petrefacten aus den silurischen Kalken von Eisenerz, eingesendet von Herrn J. Haberfelner. – *Jb. Geol. R.-A.*, **15**, 260–261, Wien.
- STUR, D. (1865c): Weitere Petrefacten gesammelt von Herrn J. Haberfelner. – *Jb. Geol. R.-A.*, **15**, 261, Wien.
- STUR, D. (1866): Neue Funde von Petrefacten am Erzberg von Eisenerz. – *Jb. Geol. R.-A.*, **16**, 137–138, Wien.
- STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark: Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte des Herzogthumes Steiermark. – 654 S., Geogn.-mont. Verein f. Steiermark, Graz.
- Suess, E. & Mojsisovics, E. (1868): Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen: II. Die Gebirgsgruppe des Osterhornes. – *Jb. Geol. R.-A.*, **18**, 167–200, Wien.
- SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M., TRÖGER, K.-A. & JAGT, J.W.M. (1999): Integrated biostratigraphy of the Santonian/Campanian Gosau Group of the Gams area (Late Cretaceous; Styria, Austria). – *Beitr. Paläont. Österr.*, **24**, 155–205, Wien.
- SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & BRYDA, G. (2009): Upper Maastrichtian cephalopods and the correlation to calcareous nannoplankton and planktic foraminifera zones in the Gams Basin (Gosau Group; Styria, Austria). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **111 A**, 159–182, Wien.
- THALHAMMER, O.R., EBNER, F., HORKEL, K. & MALI, H. (2010): Der Ultramafit-Komplex von Kraubath. – *J. of Alp. Geol.*, **53**, 137–158, 11 Abb., 3 Tab., Wien.
- THALMANN, F. (1979): Zur Eisenspatvererzung in der nördlichen Grauwackenzone am Beispiel des Erzberges bei Eisenerz und Radmer/Bucheck. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1978**, 479–489, 5 Abb., Wien.
- TOLLMANN, A. (1965): Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **58**, 103–207, Taf. 1–4, Wien.

- TOLLMANN, A. (1967): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **59/2**, 231–253, Taf. 1–2, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen, Bd. 2. – XVI + 580 S., 256 Abb., 3 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A. (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen, Orogene Stellung und regionale Tektonik. – 449 S., 130 Abb., 7 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A. (1980): Neuergebnisse über die deckentektonische Struktur der Kalkhochalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72** (1978/1979), 397–402, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Band 2: Außerzentralalpiner Anteil. – 706 S., Wien.
- TRAGELEHN, H. (1996): Maastricht und Paläozän am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (Niederösterreich, Steiermark): Fazies, Stratigraphie, Paläogeographie und Fossilführung des „Kambühelkalkes“ und assoziierter Sedimente. – 216 S., 29 Abb., 4. Tab., 67 Taf., Diss., Univ. Erlangen.
- TRAUTH, F. (1936): Ueber die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. – In: F.E. Sueß-Festschrift der Geol. Ges. in Wien. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **1936**, 473–574, Wien.
- TRAUTH, F. (1948): Geologie des Kalkalpenbereiches der Zweiten Wiener Hochquellenleitung. – Abh. Geol. B.-A., **26/1**, 98 S., 5 Figs., 12 Taf., Wien.
- TRINKAUS, P. & STADLER, H. (2000): Ergänzende Arbeiten Hochschwab Nord – Alter- und Artenbestimmung von Holzfunden aus dem Salzatal. – 16 S. + Anhang, 8 Abb., unveröff. Bericht, Joanneum Research, Graz.
- WAGREICH, M. (1988): Sedimentologie und Beckenentwicklung des tieferen Abschnittes (Santon-Untercampan) der Gosauschichtgruppe von Gosau und Rußbach (Oberösterreich-Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 663–685, Wien.
- WAGREICH, M. (1993): Bericht 1992 über geologische Aufnahmen in Kreide-Alttertiärablagerungen auf den Blättern 99 Rottenmann, 100 Hieflau und 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 586–587, Wien.
- WAGREICH, M. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in Oberkreide- und Tertiärsedimenten der Nördlichen Kalkalpen auf den Blättern 100 Hieflau und 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **137**, 477–478, Wien.
- WAGREICH, M. (1995a): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in Oberkreide- und Tertiärsedimenten der Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **138/3**, 503, Wien.
- WAGREICH, M. (1995b): Subduction tectonic erosion and Late Cretaceous subsidence along the northern Austroalpine margin (Eastern Alps, Austria). – *Tectonophysics*, **242**, 63–78, Amsterdam.
- WAGREICH, M. (1996): Bericht 1995 über geologische Aufnahmen in Oberkreidesedimenten der Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **139**, 318–319, Wien.
- WAGREICH, M. (1998): Lithostratigraphie, Fazies und Sequenzstratigraphie der Gosau Gruppe von Bad Ischl und Strobl am Wolfgangsee (Oberturon-Maastricht, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **141**, 209–234, Wien.
- WAGREICH, M. (2001): Paleocene - Eocene paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Gosau Group, Austria). – In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W. (Eds.): Paleogene of the Eastern Alps. – *Schriftenr. Erdwiss. Komm.*, **14**, 57–75, Wien.
- WAGREICH, M. (2004): Biostratigraphy and lithostratigraphy of the Krimpenbach Formation (Upper Santonian-Campanian), Gosau Group of Gams (Austria). – *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **106 A**, 123–138, Wien.
- WAGREICH, M. & KRENMAYR, H.-G. (1993): Nannofossil biostratigraphy of the Late Cretaceous Nierental Formation, Northern Calcareous Alps (Bavaria, Austria). – *Zitteliana*, Reihe B, **20**, 67–77, München.

- WAGREICH, M. & SUMMESBERGER, H. (2001): Ein lithostratigraphischer und biostratigraphischer Überblick über die Gosau-Gruppe des Kalkalpen-Südostrandes. – In: MANDL, G.W. (Red.): Arbeitstagung 2001 der Geologischen Bundesanstalt in Neuberg a. d. Mürz, 03.–07. Sept. 2001, 105–109, Geol. B.-A., Wien.
- WAGREICH, M., ZETTER, R., BRYDA, G. & PERESSON, H. (1997): Das Tertiär von Hieflau (Steiermark): Untermiozäne Sedimentation in den östlichen Kalkalpen. – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, **1996/5/6**, 633–645, Stuttgart.
- WAGREICH, M., KOLLMANN, H.A., SUMMESBERGER, H., EGGER, H., SANDERS, D., HOBIGER, G., MOHAMED, O. & PRIEWALDER, H. (2009): Stratigraphie der Gosau-Gruppe von Gams bei Hieflau (Oberkreide-Paläogen, Österreich). – In: BRYDA, G. (Red.): Arbeitstagung 2009 der Geologischen Bundesanstalt in Leoben, Blatt 101 Eisenerz, 81–105, Geol. B.-A., Wien.
- WAKONIGG, H. (1996): Unterkühlte Schutthalden (Teil 1). – Arb. aus dem Inst. für Geographie der Karl-Franzens-Univ. Graz, **33**, 209–223, Graz.
- WALKNER, S. (2003): Die oberanisische Ammonitenfauna des Gamssteins (nördl. Kalkalpen, Stmk.). – 82 S., 34 Abb., 26 Tab., 3 Taf., unveröff. Dipl. Arb., Univ. Wien.
- WEBER, L. (Hrsg.) (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs. Erläuterungen zur metallogenetischen Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe. – Arch. f. Lagerst. forsch., **19**, 607 S., 393 Abb., 37 Tab., 2 Kt., Geol. B.-A., Wien.
- WEIGEL, O. (1937): Stratigraphie und Tektonik des Beckens von Gosau. – Jb. Geol. B.-A., **87**, 11–40, Wien.
- WESSELY, G. (2001): Blatt 101 Eisenerz, Kartierung. – Archiv Geol. B.-A., ALK-101-WES/2001, Wien.
- WESSELY, G. (2003): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **143**, 417–418, Wien.
- WESSELY, G. (2005): Bericht 2004 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **145**, 328–329, Wien.
- WESSELY, G. (2006a): Geologische Manuskriptkarte des Gebietes nördlich Hochkar. – Archiv Geol. B.-A., ALK-101-WES/2005, Wien.
- WESSELY, G. (2006b): Geologische Manuskriptkarte des Gebietes südwestlich Lassing. – Archiv Geol. B.-A., ALK-101-WES/2005, Wien.
- WESSELY, G. (2006c) Bericht 2005 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 101 Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., **146**, 94, Wien.
- WICHER, C.A. (1956): Die Gosau-Schichten im Becken von Gams (Österreich) und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Tethys. – Paläont. Zeitschr., **30**, 87–136, Stuttgart.
- ZHANG, D. (1995): Karst Geomorphology and Hydrology in Mt. Kräuterin of the Northeastern Alps, Austria. – 205 S., unveröff. Diss., Univ. Wien.
- ZHANG, D., FISCHER, H., BAUER, B., PAVUZA, R. & MAIS, K. (1995): Field Tests of Limestone Dissolution Rates in Karstic Mt. Kräuterin, Austria. – Journal of Cave and Karst Science, **21**, 101–104, London (British Cave Research Association).
- ZIRKL, E.J. & SCHAUBERGER, O. (1957): Der Melaphyr von Hallstatt. – Jb. Geol. B.-A., **100**, 137–177, Wien.
- ZÖTL, J. (1961): Die Hydrographie des nordostalpinen Karstes. – Steir. Beitr. z. Hydrogeol., **12/13** (1960/61), 53–183, 16 Abb., 9 Taf., Graz.
- ZYCH, D. (1985): Messungen der erdmagnetischen Vertikalintensität und Suszeptibilitätsuntersuchungen durch die ÖMV-AG als Beitrag zur Kohlenwasserstoffexploration in Österreich. – Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) Publikation, **303**, 1–14, Wien.

Fototafeln

Fototafel 1 (Tirolisch-Norische Decke)

Abb. I: Schlecht erhaltene Orthoceren im Orthocerenkalk des Handlgrabens OSO Polster (1.910 m); Foto: G. BRYDA.

Abb. II: Crinoiden-Stromatoporenkalk am Weg vom Handlgraben zur Leobner Hütte (1.582 m); Foto: G. BRYDA.

Abb. III: Diskordante, flache Auflagerung der Präbichl-Formation (Oberperm) über steil nordostfallendem „Oberem Polsterkalk“ (Unterdevon); Foto: G. BRYDA.

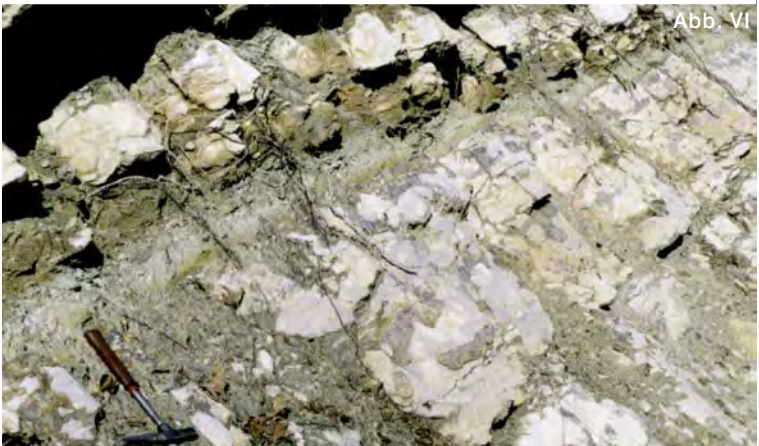


Fototafel 2 (Tirolisch-Norische Decke, Tirolikum allg.)

Abb. IV: Basisbrekzie der Präbichl-Formation mit einem hohen Anteil an angularen Karbonatkomponenten aus dem unmittelbaren Untergrund; Typlokalität am Knappensteig westlich Leobner Hütte (1.582 m); Foto: G. BRYDA.

Abb. V: Annaberger Kalk westlich Mendlingbauer mit zahlreichen Lösungshohlräumen nach Evaporitmineralen; Foto: G. BRYDA.

Abb. VI: Tuffitlage in der Reifling-Formation am Scheibenberg im Grenzbereich zwischen dem unteren und oberen Ladinium; Foto: M. MOSER.



Fototafel 3 (Tirolikum allg.)

Abb. VII: Debrit mit eckigen Bruchstücken aus gelblich-grauem „Oberrhätalk“ in roter Kalkmatrix innerhalb der Klausschichten an der Forststraßenkehre (Kote 1.550 m) unterhalb des Blachlboden. Der geringmächtige Debrit bildet mit dem liegenden Ruhpoldinger Radiolarit eine inverse Serie; Foto: G. BRYDA.

Abb. VIII: Tauglboden-Formation im Kar südlich des Ostendes der Schmalzmauer (Kote 1.760 m). Im Wiesengelände unterhalb der Felswand sind innerhalb des rot gefärbten Ruhpoldinger Radiolarites erste karbonatlastische Schüttungen zu erkennen. Darüber folgen im untersten, massig wirkenden Abschnitt der Felswand undeutlich geschichtete Debritlagen, die im Hangenden in zunehmend mergelige Kieselkalke übergehen; Foto: G. BRYDA.

Abb. IX: Dünnbankige Oberalmer Schichten mit einem eingeschalteten, mehrere Meter mächtigen Debrit an der Forststraße (1.300 m) oberhalb der Bischofbaueralm; Foto: O. KREUSS.



Abb. VII



Abb. VIII



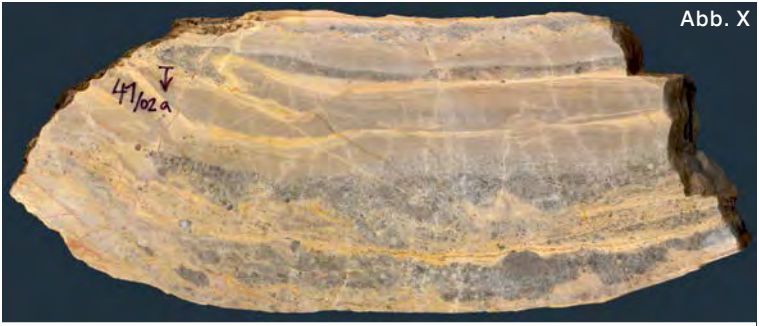
Abb. IX

Fototafel 4 (Mürzalpen-Decke)

Abb. X: Gelblichgrauer, feingeschichteter Crinoidenspatkalk aus einer Bankparallelen Spalte in der Steinalm-Formation; nördlicher Graben unterhalb der „Sandgrube“ in 1.310 m. Foto: G. BRYDA.

Abb. XI: Füllung aus gelblich-rosa gefärbtem Crinoidenspatkalk in einem elliptischen Hohlraum im Steinalmkalk am Jagdsteig unmittelbar östlich des Gehartsbaches (zwischen 980 und 1.014 m); Foto: G. BRYDA.

Abb. XII: Bunter, laminiertes Dolomit - Ostflanke des Griesmauerkogels, 1.540 m; Foto: G. BRYDA.



Fototafel 5 (Mürzalpen-Decke)

Abb. XIII: Sonnschien-Formation am Weg auf die Sonnschienalm westlich Hocheck – gesägte Platte; Foto: G. BRYDA.

Abb. XIV: Dasycladaceen im Wettersteinkalk (*Diplopora annulata annulata* HERAK) südlich Siebensee; Foto: W. PAVLIK.

Abb. XV: Tremmlgraben-Formation, Kalk: schwarze, gut gebankte, ebenflächige Kalke am Forstweg 300 m SSW' Ghf. Greifensteiner, 780 m, ÖK102 Aflenz; Foto: M. MOSER.



Abb. XIII



Abb. XIV



Abb. XV

Fototafel 6 (Gosau)

Abb. XVI: Submariner Schuttstrom aus der Nierental-Formation, Gamsbach; Foto: M. WAGREICH.

Abb. XVII: Kreide/Paläogengrenze innerhalb der Nierental-Formation im Gamsbach; rechts harte Mergelkalke des oberen Maastrichtium, links weiche Mergel mit dünnen Turbiditen des Danium; Foto: M. WAGREICH.

Abb. XVIII: Kreide/Paläogengrenze innerhalb der Nierental-Formation aus dem Gamsbachgebiet mit der charakteristischen gelblichen Tonlage; Foto: M. WAGREICH.



Abb. XVI



Abb. XVII



Abb. XVIII

Fototafel 7 (Gosau, „Inneralpine spät paläogene bis neogene Sedimente“, „Quartäre Sedimente“)

Abb. XIX: Turbiditabfolge der Zwieselalm-Formation im südlichen Seitengraben des Gamsbaches beim Gehöft Pichler; Foto: M. WAGREICH.

Abb. XX: Gut geschichteter, ockerfarbener Feinsandstein mit eingestreuten Karbonatklasen östlich Murren; Foto: G. BRYDA.

Abb. XXI: „Blockmeer des Schafwaldes“ vom Schafhalsattel. Blockbedeckter Rücken Kote 1.448 m (1), Großschollen (2). Foto: D. VAN HUSEN.



Abb. XIX



Abb. XX

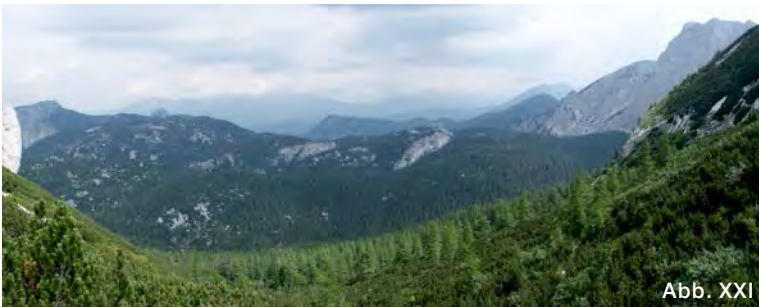


Abb. XXI

Fototafel 8 (Quartäre Sedimente)

Abb. XXII: Großscholle westlich Sulzenloch. Foto: D. VAN HUSEN.

Abb. XXIII: Großblöcke nördlich Kohlermauer an der Straße zum Siebenbürgersattel. Foto: D. VAN HUSEN.

Abb. XXIV: Baumstamm in den Sturzstromablagerungen des Salztales. Foto: D. VAN HUSEN.

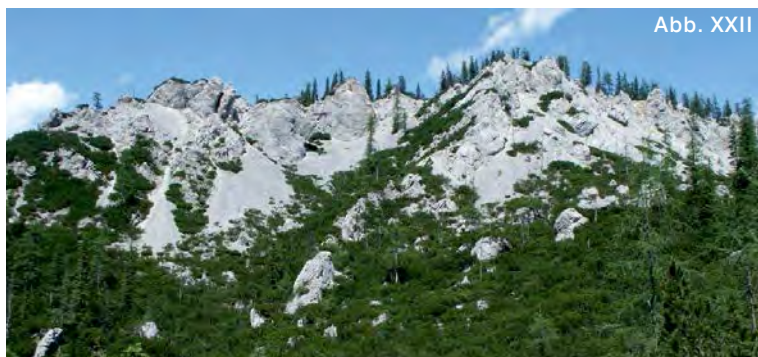


Abb. XXII



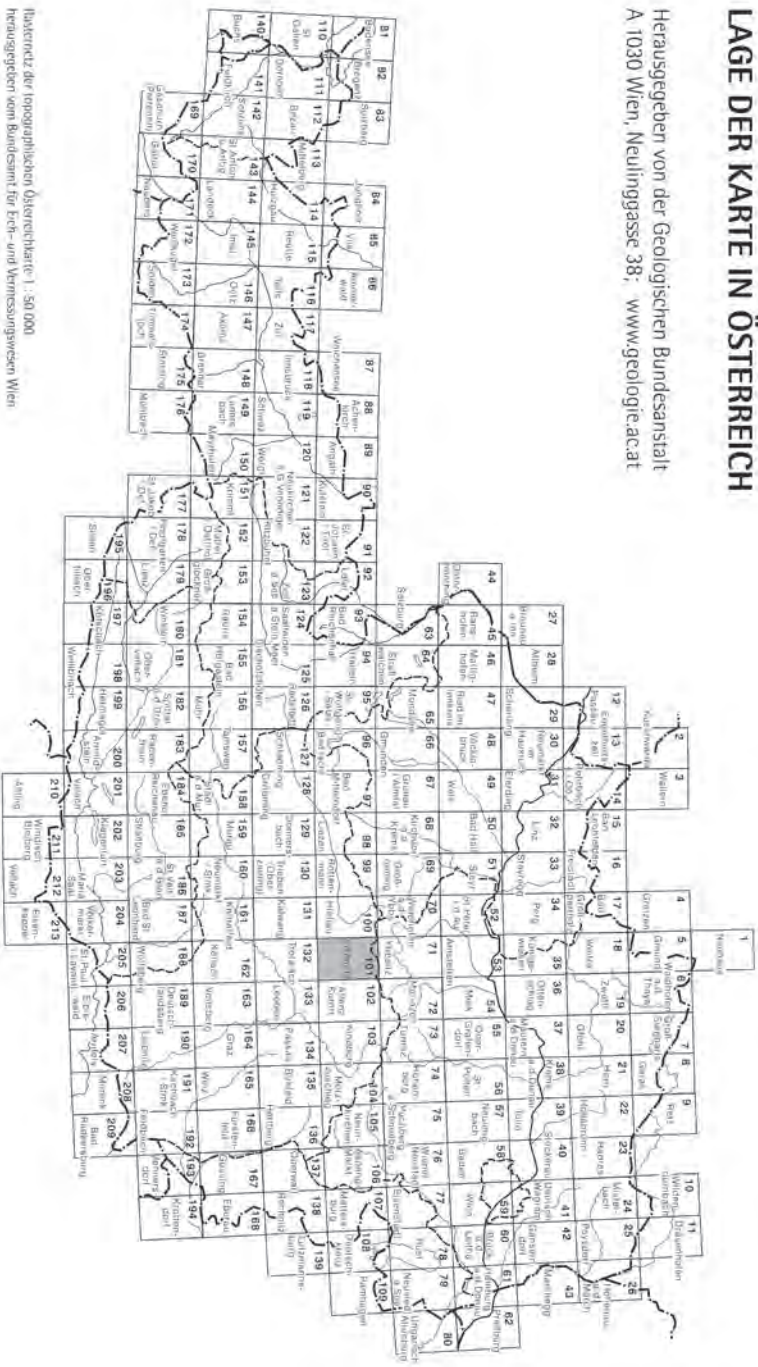
Abb. XXIII



Abb. XXIV

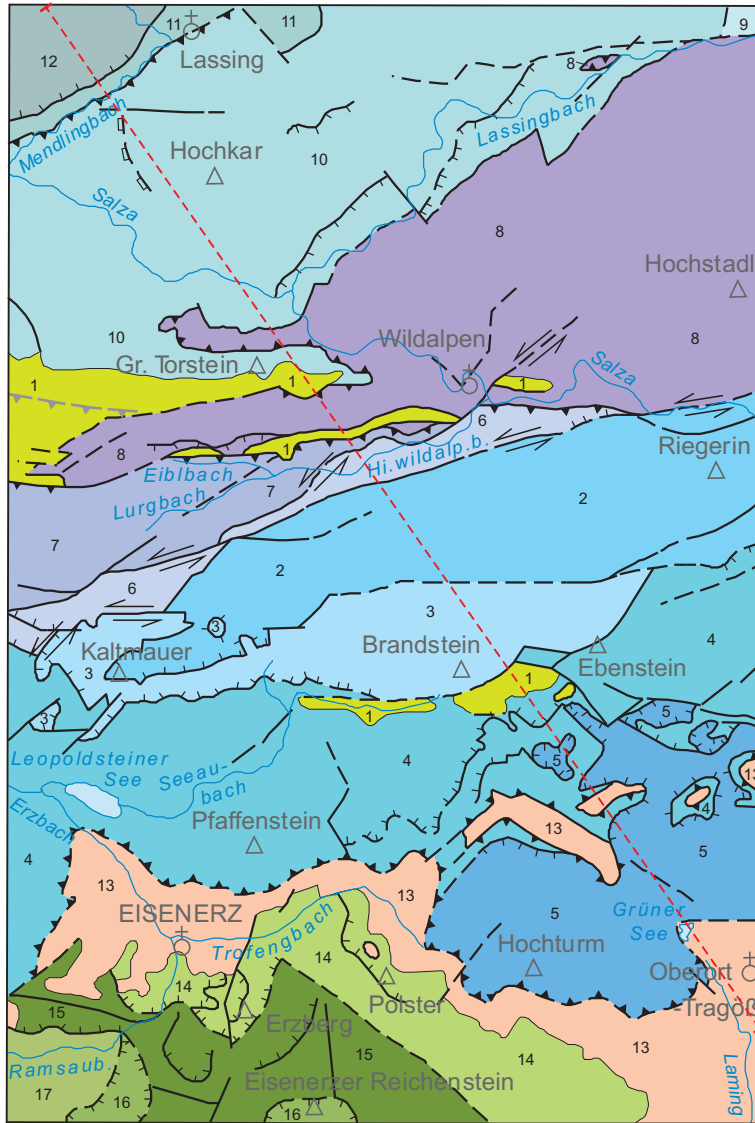
LAGE DER KARTE IN ÖSTERREICH

Herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt
 A 1030 Wien, Neulinggasse 38; www.geologie.ac.at



Plananzug der topographischen Österreichkarte 1:50.000
 herausgegeben vom Bundesamt für Erd- und Vermessungswesen Wien

Tektonische Übersichtskarte des Kartenblattes Eisenerz



OBEROSTALPIN

Gosau-Gruppe

- 1 Gosausedimente
- Diskordanz (Oberkreide – Turonium)

Juvavisches Deckensystem

Mürzalpen-Decke

- 2 Riegerin-Türnach-Schuppe
- 3 Brandstein-Edelbodenalm-Schuppe
- 4 Pfaffingalm-Hochschwab-Schuppe
- 5 Trenchtling-Fölzstein-Schuppe

Tirolisch-Norisches Deckensystem

Göller-, Unterberg-, Sulzbach-Decke, Reiflinger Scholle & Göstlinger Schuppenzone, Zone von Rotwald-Gindelstein

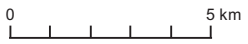
Norische Decke (mit variszischem Teildeckenbau)

- 6 Säusenstein-Schuppe
- 7 Buchberg-Schuppe
- 8 Göller-Decke
- 9 Zone von Rotwald-Gindelstein
- 10 Unterberg-Decke
- 11 Reiflinger Scholle und Göstlinger Schuppenzone
- 12 Sulzbach-Decke
- 13 Postvariszische Kalkalpenbasis
- Diskordanz (Unterperm)
- 14 Norische Decke s. str. (Nordzone)
- 15 Eisenerzer Schuppenzone
- 16 Reiting-Decke
- 17 Wildfeld-Decke

Diverse Zeichen

- Störung i. Allg.
- Deckengrenze
- Teildeckengrenze, Schuppengrenze
- Abschiebung i. Allg.
- Blattverschiebung
- Lage des Profilschnittes

Gegenüber der tektonischen Übersicht 1:400 000 der gedruckten Karte geringfügig verändert und ergänzt. Die übergeordneten tektonischen Einheiten wurden mit der Nomenklatur von Schmid et al. (2004) korreliert.

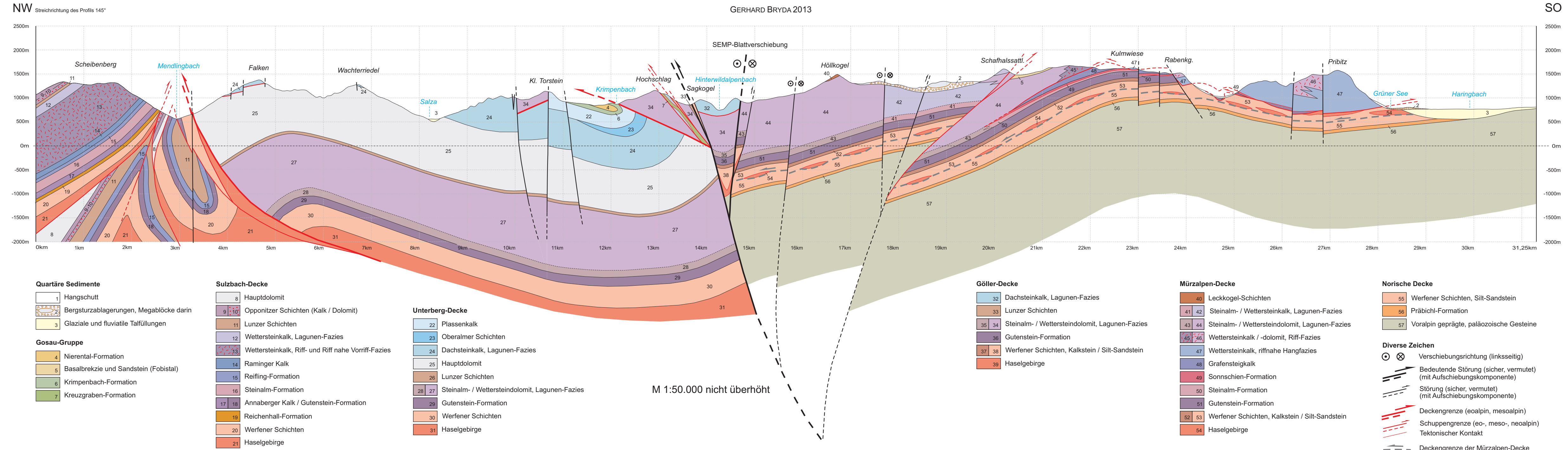


Gebirgsbildungsphasen – Orogenesen:



Geologischer Profilschnitt - GK101 Eisenerz

GERHARD BRYDA 2013



- Quartäre Sedimente**
- 1 Hangschutt
 - 2 Bergsturzablagerungen, Megablöcke darin
 - 3 Glaziale und fluviatile Talfüllungen

- Gosau-Gruppe**
- 4 Nierental-Formation
 - 5 Basalbrekzie und Sandstein (Fobistal)
 - 6 Krimpenbach-Formation
 - 7 Kreuzgraben-Formation

- Sulzbach-Decke**
- 8 Hauptdolomit
 - 9 Opponitzer Schichten (Kalk / Dolomit)
 - 11 Lunzer Schichten
 - 12 Wettersteinkalk, Lagunen-Fazies
 - 13 Wettersteinkalk, Riff- und Riff nahe Vorriff-Fazies
 - 14 Raminger Kalk
 - 15 Reifling-Formation
 - 16 Steinalm-Formation
 - 17 Annaberger Kalk / Gutenstein-Formation
 - 18 Annaberger Kalk / Gutenstein-Formation
 - 19 Reichenhall-Formation
 - 20 Werfener Schichten
 - 21 Haselgebirge

- Unterberg-Decke**
- 22 Plassenkalk
 - 23 Oberalmer Schichten
 - 24 Dachsteinkalk, Lagunen-Fazies
 - 25 Hauptdolomit
 - 26 Lunzer Schichten
 - 28 Steinalm- / Wettersteindolomit, Lagunen-Fazies
 - 27 Steinalm- / Wettersteindolomit, Lagunen-Fazies
 - 29 Gutenstein-Formation
 - 30 Werfener Schichten
 - 31 Haselgebirge

- Göller-Decke**
- 32 Dachsteinkalk, Lagunen-Fazies
 - 33 Lunzer Schichten
 - 35 Steinalm- / Wettersteindolomit, Lagunen-Fazies
 - 34 Steinalm- / Wettersteindolomit, Lagunen-Fazies
 - 36 Gutenstein-Formation
 - 37 Werfener Schichten, Kalkstein / Silt-Sandstein
 - 38 Werfener Schichten, Kalkstein / Silt-Sandstein
 - 39 Haselgebirge

- Mürzalpen-Decke**
- 40 Leckkogel-Schichten
 - 41 Steinalm- / Wettersteinkalk, Lagunen-Fazies
 - 42 Steinalm- / Wettersteinkalk, Lagunen-Fazies
 - 43 Steinalm- / Wettersteindolomit, Lagunen-Fazies
 - 44 Steinalm- / Wettersteindolomit, Lagunen-Fazies
 - 45 Wettersteinkalk / -dolomit, Riff-Fazies
 - 46 Wettersteinkalk / -dolomit, Riff-Fazies
 - 47 Wettersteinkalk, riffnahe Hangfazies
 - 48 Grafensteigkalk
 - 49 Sonnschien-Formation
 - 50 Steinalm-Formation
 - 51 Gutenstein-Formation
 - 52 Werfener Schichten, Kalkstein / Silt-Sandstein
 - 53 Werfener Schichten, Kalkstein / Silt-Sandstein
 - 54 Haselgebirge

- Norische Decke**
- 55 Werfener Schichten, Silt-Sandstein
 - 56 Präbichl-Formation
 - 57 Voralpin geprägte, paläozoische Gesteine

- Diverse Zeichen**
- ⊙ ⊗ Verschiebungsrichtung (linksseitig)
 - Bedeutende Störung (sicher, vermutet) (mit Aufschiebungskomponente)
 - ⋯ Störung (sicher, vermutet) (mit Aufschiebungskomponente)
 - Deckengrenze (eoalpin, mesoalpin)
 - Schuppengrenze (eo-, meso-, neoalpin)
 - Tektonischer Kontakt
 - Deckengrenze der Mürzalpen-Decke



Rekonstruktion der Vergletscherung zur Riß-Eiszeit

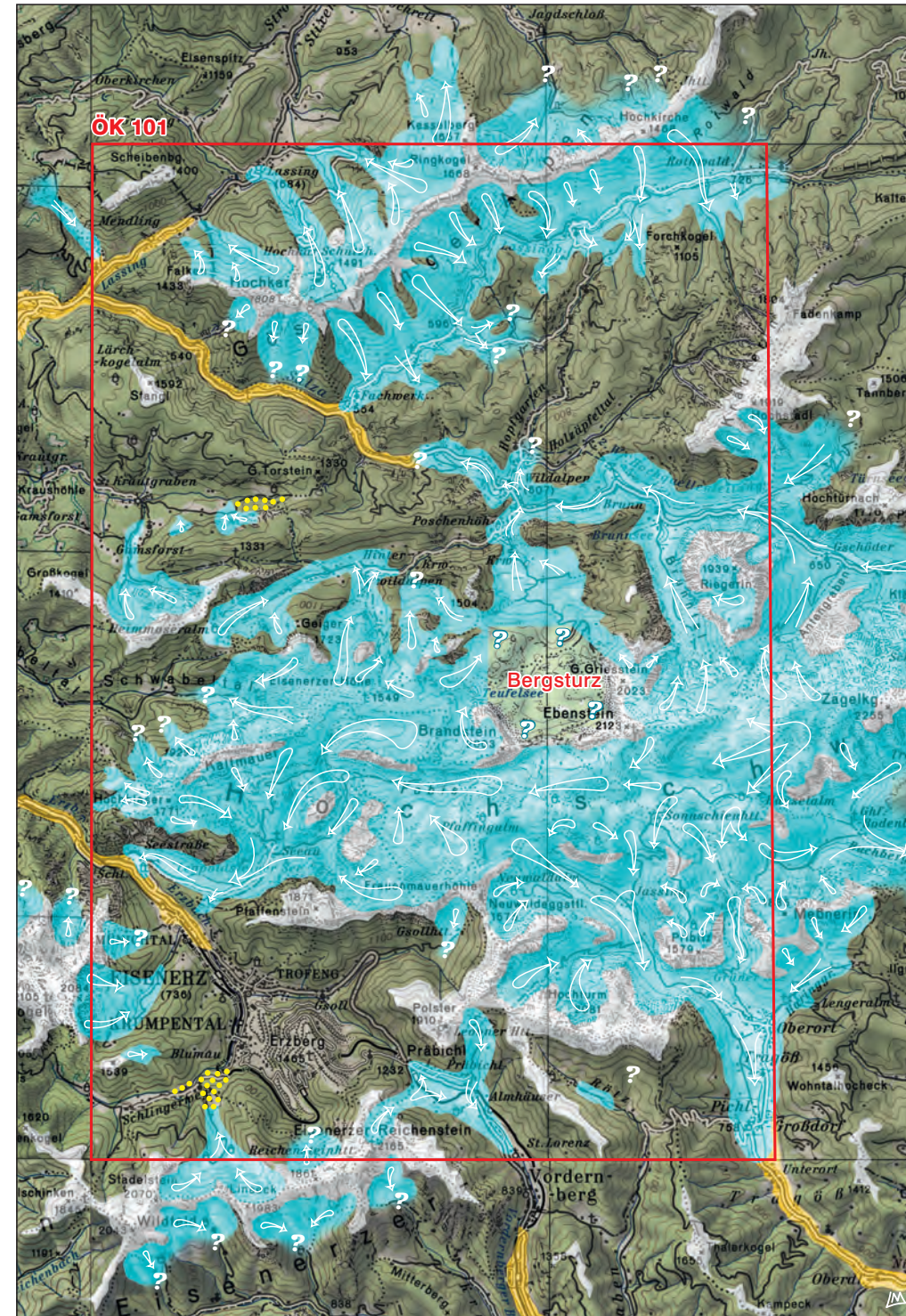
(Aus den Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich, Wien 2011; Ausschnitt, ergänzt)



-  Nicht vergletscherte Bereiche, Tundra
-  Vegetationsarme Sedimentationsflächen; Hochterrasse (Kies und Sand)
-  Lokalgletscher und Talgletscher des Eisstromnetzes
-  Firn und eisbedeckte Kämme über der Schneegrenze; Innerhalb des Eisstromnetzes Nunataker
-  Richtung des Eisflusses
-  Ausdehnung der Vereisung in der Mindel-Eiszeit

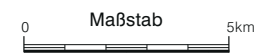
Topographie: BEV.

DHM und Reliefschummerung abgeleitet aus SRTM-90 Daten (Shuttle Radar Topography Mission, USGS 2003).



Rekonstruktion der Vergletscherung zur Würm-Eiszeit

(Aus dem Führer zur Arbeitstagung Leoben der GBA 09, Wien 2009, ergänzt)



-  Nicht vergletscherte Bereiche, Tundra
-  Vegetationsarme Sedimentationsflächen; Niederterrasse (Kies und Sand)
-  Blockgletscher
-  Plateau- und Talgletscher des Eisstromnetzes
-  Richtung des Eisflusses
-  Firn und eisbedeckte Kämme über der Schneegrenze; Innerhalb des Eisstromnetzes Nunataker
-  Im Ausbruchsareal des Bergsturzes Topographie unbekannt

Graphik: M. Brüggemann-Ledolter

Topographie: © BEV 2009, Vervielfältigt mit Genehmigung des BEV – Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, T2009/57990.