

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1:50 000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

96 BAD ISCHL

Von GERHARD W. MANDL, DIRK VAN HUSEN & HARALD LOBITZER

Mit Beiträgen von

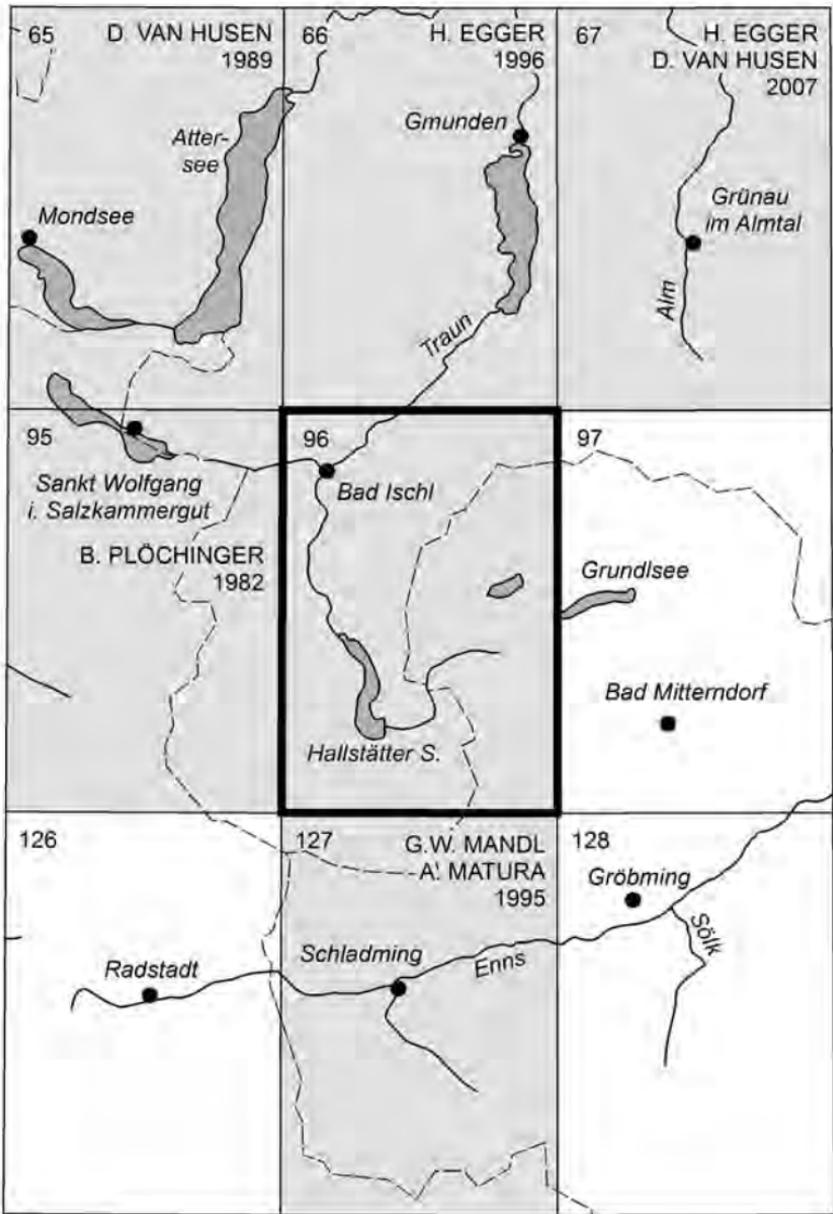
ANDREAS AHL, ILSE DRAXLER, THOMAS HOFMANN,
WOLFGANG A. LENHARDT, MICHAEL LOTTER, MICHAEL MAYR,
RUDOLF PAVUZA, LUKAS PLAN, JOACHIM ROHN, GERHARD SCHUBERT,
PETER SLAPANSKY & GÜNTER STUMMER

29 Abbildungen, 10 Tabellen, 4 Falttafeln



Wien 2012

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



Blatt 96 Bad Ischl
und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (Ende 2011)

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1:50 000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

96 BAD ISCHL

Von GERHARD W. MANDL, DIRK VAN HUSEN & HARALD LOBITZER

Mit Beiträgen von

ANDREAS AHL, ILSE DRAXLER, THOMAS HOFMANN,
WOLFGANG A. LENHARDT, MICHAEL LOTTER, MICHAEL MAYR,
RUDOLF PAVUZA, LUKAS PLAN, JOACHIM ROHN, GERHARD SCHUBERT,
PETER SLAPANSKY & GÜNTER STUMMER

29 Abbildungen, 10 Tabellen, 4 Falttafeln



Wien 2012

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

Anschriften der Verfasser

DR. ANDREAS AHL, DR. ILSE DRAXLER, MAG. THOMAS HOFMANN,
DR. MICHAEL LOTTER, DR. GERHARD W. MANDL,
DR. GERHARD SCHUBERT, DR. PETER SLAPANSKY
Geologische Bundesanstalt
A 1030 Wien, Neulinggasse 38

andreas.ahl@geologie.ac.at, ilse.draxler@geologie.ac.at,
thomas.hofmann@geologie.ac.at, michael.lotter@geologie.ac.at,
gerhard.mandl@geologie.ac.at, gerhard.schubert@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
www.zamg.ac.at

DR. HARALD LOBITZER
A 4820 Bad Ischl, Lindaustraße 3
harald.lobitzer@aon.at

MAG. MICHAEL MAYR
Salinen Austria AG
Salzbergbau Altaussee
A 8992 Altaussee 139
michael.mayr@salinen.com

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

UNIV.-PROF. DR. JOACHIM ROHN
Geozentrum Nordbayern
Lehrstuhl für Angewandte Geologie
D 91054 Erlangen, Schlossgarten 5
rohn@geol.uni-erlangen.de

Alle Rechte vorbehalten
ISBN-13: 978-3-85316-061-9
Redaktion: GERHARD W. MANDL, DIRK VAN HUSEN & HARALD LOBITZER
Satz: Peter Ableidinger
Druck: Holzhausen Druck GmbH, Wien

Inhalt

Vorwort	4
1. Geographischer Überblick (G.W. MANDL)	6
2. Geologischer Überblick (G.W. MANDL & D. VAN HUSEN)	12
3. Erforschungsgeschichte (H. LOBITZER, G.W. MANDL & D. VAN HUSEN)	15
4. Geologischer Bau (G.W. MANDL).....	22
5. Kurzgefasste geologische Entwicklungsgeschichte	33
5.1. Vom Sediment zum Gebirge (G.W. MANDL)	33
5.2. Landschaftsgestaltung durch die Eiszeiten (D. VAN HUSEN)	42
5.3. Metamorphose (G.W. MANDL).....	46
6. Erläuterungen zur Kartenlegende (Gesteine und sonstige Legendenelemente) ...	48
6.1. Oberperm bis Paläogen (G.W. MANDL & H. LOBITZER)	48
(Perm –) Trias in Hallstätter Fazies	48
Trias in Dachsteinfazies	63
Jura	69
Kreide	84
„Tertiär“.....	87
6.2. Pleistozän bis Holozän (D. VAN HUSEN).....	89
Prä-Würm	89
Würm	91
Massenbewegungen (bis Holozän)	97
Holozän	101
7. Seismotektonik/Erdbeben (W. A. LENHARDT)	104
8. Geophysikalische Untersuchungen (P. SLAPANSKY & A. AHL).....	107
8.1. Aeromagnetik	107
8.2. Gravimetrie	110
8.3. Angewandte Geophysik, Montangeophysik	116
9. Mineralische Rohstoffe (H. LOBITZER)	117
9.1. Steinsalz	117
9.2. Baurohstoffe, Werk- und Dekorgesteine	118
9.3. Erze.....	121
10. Hydrogeologie (G. SCHUBERT).....	123
11. Geogene Naturgefahren, Ingenieurgeologie (M. LOTTER & J. ROHN).....	135
11.1. Ingenieurgeologische Erforschungsgeschichte	135
11.2. Geotechnische Eigenschaften der Gesteine	137
11.3. Wichtige Massenbewegungen	141
12. Bohrungen (M. MAYR, D. VAN HUSEN & H. LOBITZER)	152
13. Höhlen, Moore und Naturdenkmale	161
13.1. Höhlen (R. PAVUZA, L. PLAN & G. STUMMER)	161
13.2. Moore (I. DRAXLER)	164
13.3. Geologische Naturdenkmale (TH. HOFMANN).....	178
14. Exkursionsvorschläge, Lehrpfade, Schaubergwerke und Museen (G.W. MANDL & H. LOBITZER)	181
Literatur	186

Vorwort

Nach dem Erscheinen des Kartenblattes 96 Bad Ischl im Jahr 1982 kam es durch geänderte Aufgabenbereiche und andere Prioritätensetzungen des Hauptbearbeiters zu keinem Abschluss der zugehörigen Erläuterungen. Als Zusatzinformation standen in den Folgejahren nur der Tagungsband der Arbeitstagung 1976, die kurzen Aufnahmeberichte in den Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt aus den Jahren der Geländebegehungen sowie das thematisch verwandte Nachbarkartenblatt 95 St. Wolfgang mit seinen Erläuterungen zur Verfügung.

Seit Erscheinen der Karte vor 30 Jahren hat sich der geowissenschaftliche Kenntnisstand sowohl in generellen Aspekten – wie (bio-)stratigraphischen und faziellen Fragen und tektonischen Modellvorstellungen – als auch in kartenblattspezifischen Details bedeutend weiterentwickelt. Für potentielle Nutzer des Kartenblattes wurde es damit immer schwieriger, für die Fülle an Details im Kartenbild die entsprechenden aktuellen Zusatzinformationen zu finden, ja von deren Existenz überhaupt Kenntnis zu erlangen. Dies ist umso bedauerlicher, als es sich bei diesem Kartenblatt um ein Kerngebiet der kalkalpinen Forschung handelt, welches zahlreiche paläontologische und lithostratigraphische Typlokalitäten beinhaltet, maßgeblich für deckentektonische und paläogeographische Modelle war und ist, und dessen Ammonitenfaunen und Stufengliederung Eingang in die Internationale Geologische Zeitskala fanden. Als international verbindliche Typlokalität für die Norium/Rhätium-Grenze („GSSP“ = „Global Stratigraphic Section and Point“) wurde beispielsweise kürzlich eine Profilstrecke am Steinbergkogel bei Hallstatt von der Subcommission on Triassic Stratigraphy bei der International Union of Geological Sciences vorgeschlagen.

Seit kurzem wird seitens der GBA angestrebt, neue geologische Karten nur noch gleichzeitig mit den zugehörigen Erläuterungen herauszugeben und zu älteren Karten die Erläuterungen nachzuführen.

Nachträgliche Erläuterungen für Blatt 96 Bad Ischl jetzt in Angriff zu nehmen hatte mehrere Gründe:

Mit den geologischen Kartenblättern ÖK64 – 67, ÖK94 – 96, ÖK126 (in Arbeit), ÖK127 und ÖK128 (in Arbeit) sowie der ÖK-Blatt übergreifenden Gebietskarte der Dachsteinregion im Maßstab 1:50.000 liegt für den Mittelabschnitt der Kalkalpen eine zusammenhängende Kartendarstellung vor, die auch nach entsprechenden Erläuterungen verlangt.

Die inhaltlichen Überschneidungen der Gebietskarte der Dachsteinregion, des Kartenblattes Bad Ischl und des kalkalpinen Anteiles des Kartenblattes Schladming sowie der Geologischen Karte von Oberösterreich im Maßstab 1:200.000 versprochen Synergieeffekte bei der gleichzeitigen Erstellung deren Erläuterungen.

Neue Ergebnisse der in Aufnahme befindlichen Nachbarblätter ÖK 126 und 128 können bereits berücksichtigt werden.

Als Verfasser der Erläuterungen stehen Personen zur Verfügung, die nicht nur mit den geologischen Verhältnissen des Kartenblattes Bad Ischl, sondern auch mit jenen der Nachbarblätter seit Jahrzehnten vertraut sind.

Nicht zuletzt bot auch die Oberösterreichische Landesausstellung 2008 mit ihrer Ausstellung „Steinsichten“ in Gosau sowie mit der Einrichtung geologischer

Themenwege in Gosau und Hallstatt die Möglichkeit, die erdgeschichtlichen Wurzeln der Landschaft des Inneren Salzkammerguts einem breiteren Publikum zu Bewusstsein zu bringen. Einem dadurch geweckten Informationsbedürfnis sollen die hiermit vorliegenden Erläuterungen zum Blatt 96 Bad Ischl ebenfalls entgegen kommen.

Da abzusehen ist, dass das Erscheinen der Erläuterungen auch die Nachfrage nach der nahezu vergriffenen Karte wieder ansteigen lässt, wurde diese in einer zweiten Auflage mit Datum 2012 unverändert nachgedruckt.

GERHARD W. MANDL

Hinweise der Redaktion

Die Reform der deutschen Rechtschreibung wurde durch das Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft und Kultur auch für Österreich als rechtsgültig erklärt und ist seit 1. August 2006 an öffentlichen Schulen und im Behördenverkehr verbindlich. Im vorliegenden Erläuterungstext finden sich daher einige Begriffe, deren Schreibweise vom seinerzeitigen Legendentext geringfügig abweicht. Beispielfhaft seien hier *Flußablagerung* und *Abrißnische* genannt, die heute als *Flussablagerung* und *Abrissnische* zu schreiben sind. Von den alternativ zulässigen Schreibweisen *Breccie* bzw. *Brekzie* wurde letzterer bereits in der seinerzeitigen Kartenlegende der Vorzug gegeben; diese wird hier beibehalten.

Die chronostratigraphischen Begriffe der Kartenlegende werden in den vorliegenden Erläuterungen in latinisierter Form verwendet, gemäß den Empfehlungen zur stratigraphischen Nomenklatur nach STEINIGER & PILLER (1999). Die international nicht mehr verwendeten Begriffe „*Skyth*“, „*Cordevol*“ und „*Tertiär*“ werden nur mehr informell gebraucht und durch Apostrophe gekennzeichnet. Analoges gilt für zusammengesetzte Begriffe wie „*Permoskyth*“ oder „*Alttertiär*“.

Bei lithostratigraphischen Begriffen wurde die Schreibweise aus der seinerzeitigen Kartenlegende übernommen, auch wenn für den zugrunde liegenden geographischen Begriff unterschiedliche Schreibweisen existieren – vgl. z.B. *Hirlatz-/Hirlatzkalk* oder *Rossfeld-/Roßfeldschichten*.

Die Schreibweise geographischer Begriffe im Text orientiert sich an der Schreibweise (in der seinerzeitigen topographische Grundlage) der vorliegenden geologischen Karte, z.B. *Predigtstuhl* /heute *Predigstuhl*.

1. Geographischer Überblick

(G.W. MANDL)

Das Kartenblatt hat Anteil an den Bundesländern Oberösterreich (Bezirk Gmunden) und Steiermark (Bezirk Liezen). Die größeren Orte liegen in den Tal- und Beckenlandschaften des Traun-Flusses und seiner Zubringer.

Der namensgebende Hauptort des Kartenblattes und mit knapp über 14.000 Einwohnern auch der größte Ort ist die Stadt Bad Ischl. Am Zusammenfluss der Traun mit der Ischl gelegen, ist sie zugleich auch Verkehrsknotenpunkt nach Nordwesten (Salzburg), nach Norden (Ebensee, Gmunden) und nach Süden (Bad Goisern/Inneres Salzkammergut) und weiter über den Pötschenpass bzw. Koppenpass ins steirische Ausseerland und ins Ennstal sowie über Gosau und den Pass Gschütt ins Salzbachtal. Die Bahnlinie von Attnang-Puchheim über Bad Ischl nach Stainach-Irdning ist seit 1877 eine wichtige Verkehrsader in der Region. Die 1893 eröffnete Lokalbahn von Bad Ischl nach Salzburg, eine Schmalspurbahn, wurde 1957 wieder eingestellt.

Der Traun flussaufwärts folgend passiert man an der Engstelle der Traun den kleinen Wallfahrtsort Lauffen, heute eine Katastralgemeinde von Bad Ischl, der im Zusammenhang mit dem mittelalterlichen Salzhandel als erster in der Region das Marktrecht erhielt.

Knapp südlich davon weitet sich das Trauntal zum Goiserer Becken. Bad Goisern ist mit etwa 7.600 Einwohnern der bevölkerungsmäßig zweitgrößte Ort des Kartenblattes und reicht mit seinen Ortsteilen Steeg und Untersee bis unmittelbar an das Ufer des Hallstätter Sees.

Nicht ganz bis an den See reicht beim „Gosauzwang“ ein schmaler Ausläufer des Gemeindegebietes von Gosau, das sich hier im Wesentlichen auf die hohen Bergflanken beiderseits des Gosaubaches und auf die Nordwestseite des Plasen beschränkt.

Hallstatt, das mit seinem bereits seit prähistorischer Zeit (ca. 5000 v. Chr.) betriebenen Salzabbau das älteste Siedlungsgebiet der Region darstellen dürfte, „klebt“ mit seinen Häusern derart an den steilen Felsflanken über dem See, dass es bis Ende des 19. Jahrhunderts nur mit dem Schiff oder auf Saumpfadern erreichbar war. Erst seit 1890 ist es durch eine Straße erschlossen. Bei der Anreise mit der Bahn muss auch heute noch der See per Schiff überquert werden.

Nach Umrundung des Südufers des Hallstätter Sees erreicht man schließlich die Gemeinde Obertraun. Sie erschließt mit der Dachsteinseilbahn den Zugang zu der Hochfläche des Dachsteinmassivs, insbesondere aber zum Dachstein-Höhlenpark mit den Schauhöhlen der Eishöhle und der Mammuthöhle. Die dritte Schauhöhle, die Koppenbrüller Höhle, liegt bereits in der Talenge der Koppentraun, die hinüber ins steirische Ausseerland führt.

Bad Aussee ist nach Einwohnerzahl (knapp unter 4.900, laut Zählung 2011) die größte steirische Gemeinde am Kartenblatt. Sie ist Zentrum des Ausseerlandes und zugleich geographischer Mittelpunkt Österreichs („Mittelpunktstein“ im Stadtkurpark).

Gleich benachbart ist schließlich noch Altaussee zu nennen. Es zählt mit seinen spätrömischen Siedlungsspuren im Leislinggebiet zu den früh besiedelten Orten der Region, wobei auch hier das Salz ausschlaggebend für die Ansiedlung gewesen sein dürfte. Urkundlich erwähnt sind Siedlung und Salzgewinnung allerdings

erst ab dem Jahr 1147. Heute wird hier etwa die Hälfte der Gesamtmenge des österreichischen Salzes gewonnen.

Alle mit der Bezeichnung „Bad“ versehenen Ortsnamen verdanken dies der Heilwirkung von salzhaltigen Wässern aus den Salzlagerstätten. Der Kurbetrieb des Jodschwefelbades in Bad Goisern wurde allerdings im Frühjahr 2008 aus wirtschaftlichen Gründen eingestellt.

Neben den bisher genannten Orten reichen die Gebiete folgender Gemeinden noch unterschiedlich weit in das Kartenblatt Bad Ischl hinein: nördlich der Hohe Schrott und des Schönbergs die Gemeinde Ebensee, im Südosten – im steirischen Anteil des Dachsteinplateaus – die Gemeindegebiete von Pichl-Kainisch und Bad Mitterndorf sowie von Gröbming und Haus im Ennstal.

Waren in früherer Zeit der Salzabbau und die damit zusammenhängende Forstwirtschaft (Siedeholz für die Salinen) der bestimmende Wirtschaftszweig in der Region, so tritt jetzt der Tourismus immer mehr in den Vordergrund. Dabei wandelte sich die „Sommerfrische“ des ausklingenden 19. und frühen 20. Jahrhunderts zuletzt in einen Wander-, Bergsport- und Kulturtourismus. Neu hinzu kam als bedeutender Tourismusfaktor der Wintersport. Im Spannungsfeld von Tourismus einerseits und Natur- und Landschaftsschutz andererseits stellen sich heute neue Herausforderungen an Raumplanung, Politik und Wirtschaft. Nicht immer werden verliehene Prädikate wie zuletzt 1997 die Erhebung zum UNESCO Weltkulturerbe „Hallstätter-Dachstein-Salzkammergut“ von allen Betroffenen begrüßt, da Unter-Schutz-Stellung auch immer Einschränkungen in der Gestaltungsfreiheit befürchten lässt.

Neben den besiedelten Flusstälern und den Seen wird die Landschaft ganz maßgeblich von den umrahmenden Gebirgsmassiven bestimmt. Ihre Gestalt wird, abgesehen von der eiszeitlichen Überformung, vor allem durch deren geologischen Aufbau geprägt. Der besondere landschaftliche Reiz liegt wohl in dem Gegensatz zwischen hochaufragenden, steilen Felsmassiven und vegetationsarmen Kalkhochplateaus einerseits, und den morphologisch kleinräumig gegliederten, von Wiesen und Wald bedeckten und nur von einzelnen Felsstufen durchzogenen Mittelgebirgsarealen andererseits – vgl. dazu Abbildung 1 und 2.

Die hochalpinen Bereiche bestehen aus dem über 2.000 Meter dicken Gesteinsstapel aus triaszeitlichen karbonatischen Seichtwasserablagerungen des Dachsteinkalks, des Wetterstein- und des Hauptdolomits. Die charakteristischen Kalkbänke des Dachsteinkalks bauen sowohl die Ausläufer des Toten Gebirges (Hohe Schrott, Schönberg) im Nordosten des Kartenblattes auf, als auch die Katrin, das Sarsteinmassiv und insbesondere die Dachsteingruppe im Süden des Kartenblattes. Landschaftlich ganz anders präsentieren sich das Goiserer Weißenbachtal und die Nordostflanken des Ramsaugebirges. Hier dominieren die pyramiden- und türmchenförmigen Erosionsformen des Dolomits, der auch ausgedehnte Schuttmassen aus feinkörnigem weißem Dolomitgrus und -sand produziert, der dann von den Bächen abtransportiert wird. Die Flurbezeichnung Weißenbach hat darin wohl ihren Ursprung.

Die kleinräumige Gliederung der Mittelgebirgsareale findet ihre Ursache in der örtlich rasch wechselnden Gesteinsvielfalt der Hallstätter Schichtenreihe (Siriuskogel, Raschberg, Zlambach-, Pötschen- und Leisling-Gebiet, Ausseer Salzberg) und in den nur noch reliktsch erhaltenen, auflagernden Gesteinen der Jura-Zeit (z.B. Plassen, Ewige Wand, Zwerchwand, Höherstein, Sandling und Tressenstein). Vergleichbare Juragesteine lagern stellenweise auch auf der



Abb. 1.
Blick von der Krippenstein-Aussicht über den Hallstätter See und das Trauntal nach Norden ins Becken von Bad Goisern.

Dachsteinkalk-Fazies und bilden dort markante Berggestalten wie den Loser oder die Trisselwand.

Die umrahmenden Hochgebirge, die im Dachstein Höhen bis knapp an die 3.000 Meter erreichen, haben auch einen signifikanten Einfluss auf das örtliche Klima- und Wettergeschehen. Für Frontensysteme, die hauptsächlich aus Nordwesten eintreffen, stellen sie eine ausgeprägte Barriere dar, weshalb das Salzkammergut als ausgesprochenes Staurengengebiet zu bezeichnen ist – der „Schnürlregen“ im Salzkammergut ist sprichwörtlich geworden. Eine Reihe von Messstellen geben Auskunft über lokale Temperatur-, Niederschlags- und Abflussdaten, die vom Hydrographischen Dienst Österreichs jährlich publiziert werden und auszugsweise auch im Internet eingesehen werden können: <http://gis.lebensministerium.at/ehyd>.



Ein paar Zahlen seien hier exemplarisch genannt:

Die mittleren Tagestemperaturen im Tal (z.B. Bad Ischl, Messstelle in 469 m Höhe) erreichten ihren Höchstwert von $+28,8^{\circ}\text{C}$ im Juli 1950, ihren Tiefstwert von $-21,9^{\circ}\text{C}$ im Jänner 1942. Am Berg (Krippenstein, Messstelle in 2.050 m Höhe) wurde der Höchstwert von $+21,5^{\circ}\text{C}$ im Juli 1983, der Tiefstwert von $-26,0^{\circ}\text{C}$ im Jänner 1987 verzeichnet. Über ein Jahr gemittelt zeigt sich die Höhenabhängigkeit der Lufttemperatur deutlicher; so betrug das Jahresmittel 2006 für Bad Ischl $+8,1^{\circ}\text{C}$, für den Krippenstein $+2,0^{\circ}\text{C}$.

Keine derartige Höhenabhängigkeit zeigen die Jahressummen der Niederschläge; so lagen im Jahr 2006 die Werte im Tal (Bad Ischl) mit 2.033 mm etwa gleichauf mit den Werten am Berg (Krippenstein) mit 2.038 mm. Deutlich ist aber die Kleinräumigkeit des Wettergeschehens beim Vergleich der Messdaten von meh-



Abb. 2.
Blick gegen Nordosten über die glazial überformte Landschaft des Ausseer Beckens auf die Westausläufer des Toten Gebirges.

renen Orten erkennbar: so blieben die Niederschläge in Hallstatt und Obertraun im Jahr 2006 mit 95 % knapp unter dem langjährigen Durchschnitt (1961–1990), während Bad Ischl im selben Zeitraum mit 121 % weit darüber lag.

Betrachtet man nur den Schnee-Anteil des Niederschlags, ist wieder eine deutliche Höhenabhängigkeit erkennbar: Die Jahressumme der Neuschneemenge erreichte im Jahr 2006 am Krippenstein 1.062 cm, in Bad Aussee 775 cm und in Bad Ischl 485 cm. Aus diesem Trend fällt die Messstelle (in Höhe 1.000 m) am Pötschenpass heraus, hier fielen mit 1.144 cm Neuschnee um knapp 1 m mehr als am Krippenstein. Bei der größten erreichten Schneehöhe liegt allerdings der Krippenstein mit 390 cm wieder klar voran, gefolgt vom Pötschenpass mit 210 cm, Bad Ischl mit 167 cm und Bad Aussee mit 160 cm.

Eng verknüpft mit den Klimadaten ist auch die Vegetation, die aufgrund der großen vertikalen Höhenerstreckung von etwa 500 bis knapp 3.000 m



Hochklapfsattel
1498 m

Trisselwand
1754 m

Ahornkogel
1686 m

Plattenkogel
833 m

Seehöhe eine ganze Reihe von Pflanzengesellschaften aufweist. In den tieferen und mittleren Hanglagen herrscht heute, forstwirtschaftlich bedingt, die Fichte vor, die stellenweise Monokulturen bildet. Die natürliche Waldgesellschaft würde in dieser Höhe neben der Fichte auch Tanne, Buche, Ahorn und Esche beinhalten. Ab etwa 1.200 m Seehöhe gewinnt (neben Fichte und Tanne) die Lärche an Bedeutung. Im Dachsteinmassiv ist zwischen 1.500 und 1.900 m die Fichte mit Lärche und Zirbe vergesellschaftet, wobei letztere zur Waldgrenze hin dominant wird. Darüber bildet die Latsche (Legföhre) ausgedehnte Buschwerke, begleitet von einem kleinräumigen Mosaik von *Rhododendron hirsutum* („Almrausch“) und anderen Zwergsträuchern, von Polsterpflanzen und Almböden. In der obersten, stark verkarsteten Felsregion und im Gletschervorfeld finden sich Pionierassen, Moose und eine Vielzahl an Alpenblumen, bevor schließlich am blanken Fels nur noch Algen und Flechten gedeihen können.

2. Geologischer Überblick

(G.W. MANDL)

Das Gebiet des Kartenblattes Bad Ischl liegt im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen und reicht mit dem Dachsteinplateau bis nahe an deren Südrand. Die Nördlichen Kalkalpen sind aus großtektonischer Sicht das oberste („hangendste“) Stockwerk des Ostalpinen Deckenstapels, und zeigen daher in der Hauptmasse keine nennenswerte metamorphe Überprägung. Sie lassen sich von Liegend nach Hangend in drei Deckensysteme untergliedern – das Bajuvarische, das Tirolische und das Juvavische Deckensystem – die im Laufe der alpidischen Orogenese zu verschiedenen Zeitpunkten ihre wesentliche Deformation und Strukturprägung erfahren haben.

Im Mittelabschnitt ist das Bajuvarische Deckensystem auf einen schmalen Streifen am Nordrand der Kalkalpen beschränkt. Die Hauptmasse des Gebirges ist nach TOLLMANN (1976b, 1985) dem **Tirolischen Deckensystem** zuzuordnen. Auf dem Kartenblatt Bad Ischl gehören die südlichen Ausläufer des Hölleengebirges und das Gebiet zwischen Hoher Schrott und Grünberg der **Hölleengebirge-Decke** an, während gegen Südosten hin im Schönberg und Loser die **Totes-Gebirge-Decke** auflagernd anschließt. Das Mittelgebirgsareal im Dreieck Bad Ischl–Bad Goisern–Bad Aussee stellt eine der klassischen **Hallstätter Zonen** dar, ebenso wie das Plassen-Gebiet westlich von Hallstatt. Der Westrand und die Südhälfte des Kartenblattes Bad Ischl werden von der Hochgebirgslandschaft des Kater- und Ramsauengebirges sowie des Dachsteinmassivs eingenommen, die allesamt der **Dachstein-Decke** angehören. Hallstätter Zonen und Dachstein-Decke werden in der etablierten Nomenklatur dem **Juvavischen Deckensystem** zugeordnet, auf jüngste alternative Deutungen wird im Kapitel 4 näher eingegangen.

Die Reihung der Gesteine der Kartenlegende erfolgte nach dem Alter und der Fazies und *ohne* die sonst übliche tektonische Gruppierung. Dies hat seine Ursache in dem einstigen komplexen Wechselspiel von Sedimentation und Tektonik, welches die herkömmliche klare tektonische Zuordnung erschwert.

Wie die Untergliederung der **Trias-Gesteine** bereits erkennen lässt, entstammen diese zwei grundsätzlich unterschiedlichen paläogeographischen Ablagerungsräumen. Die Schichtenreihe der Trias in **Dachsteinkalkfazies** repräsentiert dabei die Sedimentgesteine des seichtmarinen Tethys-Schelfs, wohingegen die Gesteine der **Hallstätter Fazies** als Bildungen des „Tiefschelfs“ in einigen 100 Metern Wassertiefe angesehen werden.

Die heutige Lage der Hallstätter Gesteine, allseitig umgeben von Gesteinen der Dachsteinkalkfazies, findet ihre Erklärung bei Betrachtung der **jurassischen Schichtenfolge**: Die Zlambachschichten der Hallstätter Fazies werden von mergeligen Allgäuschichten überdeckt, während über den Flachwassersedimenten der Dachsteinkalkfazies nach deren raschen Absinken hauptsächlich jurassische Rotkalke und schließlich kieselig-radiolaritische Gesteine folgen. Diese tiefen **Radiolaritbecken** empfangen auch **Brekzienschüttungen und Großschollen** triassischer und jurassischer Gesteine („Grünanger Schichten“ in der Kartenlegende) von den Beckenrändern sowie ausgedehnte Gleitmassen aus dem Ablagerungsraum der Hallstätter Schichtfolge – für das Kartenblatt Bad Ischl siehe dazu SCHÄFFER (1976); MANDL (1982a, 2000); SCHÄFFER & STEIGER (1986); TOLLMANN (1981, 1987).

Welche plattentektonischen Prozesse bereits im Jura zur **Mobilisierung der Hallstätter Gesteine** führten, ist noch in Diskussion. Das plastisch mobile Hasel-

gebirge bildete offenbar den Abscherhorizont, da ehemals unterlagernde ältere Gesteine nirgendwo erhalten sind. Der Kalkstapel der Hallstätter Gesteine wurde im Zuge dieser Bewegungen in Einzelschollen unterschiedlicher Größe (10er Meter bis mehrere Kilometer) zerbrochen, verfaltet und zum Teil bis zu inverser Lagerung überkippt (z.B. Millibrunn-Kogel, Plankenstein-Plateau). Teilweise auch übereinander gestapelt liegen diese **Juvavischen Schollen** samt ihrer Haselgebirgsbasis auf dem Radiolarit in den tiefen Becken des heutigen Tirolikums. Dieser Schollen-Charakter zeigt sich besonders deutlich rund um den Plassen sowie nördlich des Sandling und des Raschbergs.

Die oberjurassischen Kalke überdecken diese neu entstandene Nachbarschaft und verbinden die Hallstätter Gesteine zwischen Bad Goisern und Bad Aussee mit der nördlich angrenzenden Dachsteinkalkfazies des Tirolischen Deckensystems. Auch innerhalb letzterem dürfte sich bereits im Jura eine tiefgreifende Bewegungsbahn gebildet haben, da zwischen dem Hohe-Schrott-Grünberg-Zug (**Höllengebirge-Decke**) und dem nordwestlichen Toten Gebirge Radiolarit, Brekzien und Großschollen eingeschleppt liegen und so eine jurassische Anlage der **Totes-Gebirge-Decke** nahe legen.

Die Dachsteinkalkmassen, welche den Südteil des Kartenblattes dominieren, gehören einem tektonisch höheren Stockwerk an, da sie die Hallstätter Gesteine zwischen Bad Ischl und Bad Aussee und deren oberjurassische bis kretazische Hülle überlagern. Besonders schön ist diese Lagerungsbeziehung südöstlich Bad Ischl erkennbar, wo als jüngste Gesteine noch die unterkretazischen Schrambach- und Roßfeldschichten zwischengeschaltet sind. Dieses höhere Stockwerk in Dachsteinkalk-Fazies wird als **Dachstein-Decke** bezeichnet, deren Platznahme daher während der Unterkreide erfolgt sein muss, wenn man von jüngeren Nachbewegungen einmal absieht. Bei dieser Überschiebung wurde auch die Hallstätter Schichtenfolge der **Ischl-Schollen** vom Untergrund abgesichert und in ihre heutige Lage zwischen Roßfeldschichten und Dachstein-Decke verfrachtet.

Kontrovers diskutiert wurde lange Zeit die tektonische Position der **Hallstätter Kalke um den Plassen**. Unter dem früheren Blickwinkel eines rein kretazischen Schubdeckenbaues sah man darin ein tektonisches Fenster, in welchem die Hallstätter Gesteine aus dem Liegenden der Dachstein-Decke erneut zutage treten. Aus heutiger Faktenlage betrachtet stellen die Hallstätter Kalke um den Plassen jedoch keinen Aufbruch aus der Tiefe dar, sondern lagern samt ihrer Haselgebirgsbasis dem Radiolarit der Dachsteindecke als jurassische Großgleitschollen auf. Der oberjurassische Plassenkalk des namensgebenden Gipfels ist in seiner heutigen Ausdehnung auf die Hallstätter Schollen beschränkt; sein einstiges Übergreifen auf den Dachsteinkalk-Rahmen ist hier, erosiv bedingt, nicht mehr erhalten.

Nach der unterkretazischen Deckenstapelung und einer längeren landfesten Erosionsphase transgredierte in der Oberkreide (Turonium) die Gesteine der **Gosau-Gruppe**, von denen am Kartenblatt Bad Ischl nur kretazische Anteile der sonst weit bis ins Paläogen reichenden Schichtfolge erhalten sind.

Die **oligozänen Flussschotter** („Augensteine“) auf den Hochflächen des Dachsteins und des Toten Gebirges – sowie sekundär umgelagert in den Höhlen – sind die einzigen Hinweise auf die Frühphase der terrestrischen Landschaftsentwicklung in den Kalkalpen, nachdem die marine Sedimentation in den Gosaubecken spätestens im Eozän geendet hatte. Die endgültige Hebung zum Gebirge begann im Zuge der **miozänen Seitenverschiebungen** (z.B. Trauntalstörung), in deren Gefolge auch noch Gesteine der Gosau-Gruppe südwestlich Bad Ischl randlich unter die Dachstein-Decke gerieten.

Die **pleistozäne Vereisung** fand bereits ein ausgeprägtes Hochgebirgsrelief vor, das während der Kaltzeiten zum Nährgebiet ausgedehnter Eisströme wurde. Diese erfüllten zum Höhepunkt der jeweiligen Vereisung die Alpentäler weitgehend und bildeten Zungenbecken an der Grenze zum Alpenvorland aus. Innerhalb des Gebirges, so auch im Trauntal, sind hauptsächlich Erosionsformen und Sedimente der jüngsten, der Würm-Vereisung erhalten. Ältere Spuren sind weitgehend der Erosion der nachfolgenden Vereisungen zum Opfer gefallen und nur lokal in besonders geschützter Position, beispielsweise im Ausseer Becken erhalten geblieben. Die spät- bis postglaziale Talgeschichte des Trauntales kann gut rekonstruiert werden und lässt anhand der Sedimentbildungen vier Rückzugsstadien des Traungletschers erkennen – siehe Tafel 3.

In der **holozänen Geschichte** sind ausgedehnte Massenbewegungen vor allem im Zusammenhang mit dem plastischen Haselgebirge von Bedeutung. Sie sind seit prähistorischer Zeit auch durch archäologische Befunde belegt und bis heute mehr oder weniger aktiv.

3. Erforschungsgeschichte

(H. LOBITZER, G.W. MANDL & D. VAN HUSEN)

Neben seiner landschaftlichen Schönheit ist das Gebiet zwischen Hallstatt und Bad Ischl vor allem für seine etwa 7.000 Jahre lange Tradition im Salzbergbau bekannt. Auch der Name „Salzkammergut“ bezieht sich auf den traditionellen Wirtschaftsfaktor dieser Region. Zusätzlich ist das Salzkammergut – und im Besonderen die Region um Hallstatt, Bad Goisern und um Bad Aussee – ein klassisches Gebiet der erdwissenschaftlichen Forschung im Raum der Tethys. Zahlreiche Stratotypen von wichtigen Gesteinen sowie über zweitausend Makro- und Mikrofossil-Taxa wurden von Lokalitäten bzw. Schichtgliedern erstbeschrieben, die auf diesem Kartenblatt liegen. Aber auch für die Karst- und Höhlenkunde (z.B. 100 Jahre Dachstein-Schauhöhlen, größtes Höhlensystem der EU im westlichen Toten Gebirge) sowie die Eiszeitforschung ist das Gebiet des Kartenblattes Bad Ischl von Bedeutung.

Die frühen Anfänge

Die frühesten geologischen Arbeiten, die das Kartenblatt betreffen, reichen in die 2. Hälfte des 18. Jahrhunderts zurück, wobei hier naturgemäß die Salzvorkommen im Vordergrund standen. Aber auch der Reichtum an Versteinerungen erregte schon sehr früh Beachtung.

Die Ergebnisse einer sechswöchigen Reise des tschechischen Naturforschers JOHANN BAPTIST BOHADSCH im Jahre 1762 wurden im Jahre 1782 veröffentlicht, wobei ein Schwerpunkt seines Berichts auf dem Salzwesen liegt – siehe F. HAAS (2008); LOBITZER & POŠMOURNÝ (2010). Im Jahre 1777 unternahm IGNAZ VON BORN den Versuch, zahlreiche Gesteine und Minerale aus den Salzvorkommen des Salzkammerguts in Anlehnung an die binäre Nomenklatur des „Systema naturae“ des CARL VON LINNÉ systematisch zu beschreiben. Beruhend auf seiner Praxis im Ausseer Salzbergbau verfasste im Jahre 1793 BENEDICT FRANZ JOHANN HERRMANN ein wichtiges Werk über das Salzwesen.

Im ersten Band seines Reisewerks gibt LEOPOLD VON BUCH im Jahre 1802 unter dem Titel „Geognostische Uebersicht des Oesterreichischen Salzkammerguths“ seine geologischen Eindrücke wieder, die er auf gemeinsamen Reisen mit ALEXANDER VON HUMBOLDT im Jahre 1797 gewinnen konnte.

Im Jahre 1809 veröffentlichte der Naturforscher JOSEPH AUGUST SCHULTES sein zweibändiges Standardwerk über die Natur-, Wirtschafts- und Kulturgeschichte des Salzkammerguts. Er befasste sich eingehend mit geologischen Aspekten des Hallstätter Salzbergbaues und erkannte auch, dass alle drei Salzlagerstätten des Salzkammerguts an eine geologisch eigenständige Entwicklung gebunden sind, die wir heute „Hallstätter Zone“ nennen. Beeindruckend ist auch seine Beschreibung des Gletscherwachstums knapp vor dem Höhepunkt der Kleinen Eiszeit.

1821–1845: Die Pionierphase

In dieser Zeit prägten britische, deutsche und französische Geowissenschaftler die Forschung im Salzkammergut.

WILLIAM BUCKLAND'S „Uebersicht über die Struktur der Alpen“ (1821) ist einer der ersten Versuche, den „Alpenkalk“ in verschiedene Gesteinseinheiten zu untergliedern.

Im Jahre 1827 befasste sich der Wiener PAUL PARTSCH mit den Vorkommen mineralischer Rohstoffe im Salzkammergut und erwähnt bereits die Vererzung des Arikogels am Hallstätter See.

Der bayerische Geologe CHRISTIAN KEFERSTEIN verglich 1828 in Band 5 der von ihm herausgegebenen Zeitschrift „Teutschland, geognostisch-geologisch dargestellt“ insbesondere die Fauna von Gosau mit stratigraphisch gut datierten Faunen anderer Gebiete. Dieser Ansatz brachte einen bedeutenden Fortschritt.

Ebenso im Jahre 1828 veröffentlichte CARL LILL VON LILIENBACH seine Arbeit „Allgemeine Lagerungsbeziehungen der Steinsalz-Lagerstätten in den Alpen“. Er führte zahlreiche Fossilien an, war aber sehr vorsichtig in Bezug auf ihre stratigraphische Bedeutung.

In rascher Folge erschien nun eine ganze Reihe von Publikationen. 1829 veröffentlichten die britischen Geologen ADAM SEDGWICK & RODERICK IMPEY MURCHISON ihre Arbeit „On the Tertiary deposits of the Vale of Gosau in the Salzburg Alps“, gefolgt 1830 von „Description du Basin de Gosau“ des Franzosen AMI BOUÉ und CARL LILL VON LILIENBACH'S „Ein Durchschnitt aus den Alpen, mit Hindeutungen auf die Karpathen“. Er verglich darin auch erstmals die Gesteinseinheiten der Nördlichen Kalkalpen mit solchen der Karpaten. Ebenso 1830 beschrieb HEINRICH BRONN die in grauen Hallstätter Kalken auftretende „Salzbergmuschel“ *Halobia salinarum*.

Eine weitere Publikation von SEDGWICK & MURCHISON war 1831 „A sketch of the structure of the Eastern Alps“, die als echter Meilenstein in der Erforschung der österreichischen Alpen gesehen werden muss. Sie demonstriert den Fortschritt in der Anwendung neuer Methoden, wie der Biostratigraphie mit Fossilien oder dem europaweiten Vergleich von Gesteinsabfolgen. In Zusammenarbeit mit LILL VON LILIENBACH, der sie auch im Gelände begleitete, setzten sie die Unterteilung in Gesteinseinheiten fort, insbesondere des „Alpenkalks“.

Als Beginn der systematischen geologischen Erforschung des Salzkammerguts durch einen (im damaligen Sinne) österreichischen Wissenschaftler ist wohl FRIEDRICH SIMONYS erster Aufenthalt im Dachsteingebiet im Jahre 1840 anzusehen.

1846–1905: Die die klassische Periode der Salzkammergutforschung

Lange Zeit wurde der Alpenkalk (besonders der Dachsteinkalk) von einigen Autoren als liassisch angesehen, von anderen generell als Jura, von FRIEDRICH AUGUST QUENSTEDT 1845 gar als „Neokom“.

Ein Durchbruch bahnte sich an, als FRANZ VON HAUER 1846 mit der systematischen Untersuchung der Ammoniten aus Hallstätter Kalken begann. Diese Arbeit über *Ammonites (Pinacoceras) metternichi* stellt den Beginn der systematischen paläontologischen Erforschung des Salzkammerguts durch österreichische Erdwissenschaftler dar. Den ersten klaren Hinweis auf die Rolle triassischer Schichtglieder verdanken wir dem Schweizer Geologen ALPHONS VON MORLOT 1847, aber auch HAUER 1848. 1847 prägte FRIEDRICH SIMONY den Begriff „Dachsteinkalk“.

Im Jahre 1849 wurde in Wien die Geologische Reichsanstalt gegründet. Diese sah in der Untergliederung des Begriffes „Alpenkalk“ eine zentrale Aufgabe. Die Auflösung des „Alpenkalks“ verlief Hand in Hand mit der raschen Entwicklung in der Paläontologie, die erst eine fundierte Gliederung der Kalksteine im „Inneren Salzkammergut“ ermöglichte. Viele davon wurden nach wichtigen Lokalitäten auf dem Blatt Bad Ischl benannt, wie z.B. der „Hierlatzkalk“ und „Klausekalk“ (EDUARD SUESS, 1852a, b), der „Hallstätter Kalk“ (FRANZ VON HAUER, 1853), die „Zlambachschichten“ und der „Pötschenkalk“ (EDMUND VON MOJSISOVICS, 1868b, c). Den Begriff „Kalkstein des Plassen“ verwendet HAUER bereits 1850, während „Plassenkalk“ wohl erstmals von KARL PETERS 1855 verwendet wird.

Heute ist der einstmalige „Alpenkalk“ in eine Vielzahl an Gesteinsformationen untergliedert, deren Bezeichnungen zum Teil weit über die Alpen hinaus Anwendung finden. Auch die Typlokalitäten der folgenden Gesteine liegen innerhalb der Grenzen des ÖK-Blattes Bad Ischl, wobei allerdings erst ein geringer Teil dieser Einheiten modernen nomenklatorischen Regeln (siehe STEININGER & PILLER, 1999) entspricht: Agathakalk, Augenstein-Formation, Dachsteinkalk, Haselgebirge, Ischler Brekzie, Pedataschichten, Rettenbachkalk, Schreyeralmkalk und Tressensteinkalk.

Zu FRANZ VON HAUER und FRIEDRICH SIMONY gesellte sich schon sehr bald die bedeutendste Persönlichkeit in den Erdwissenschaften Österreichs, der junge EDUARD SUESS. In seinem Werk „Das Antlitz der Erde“ (1885–1909) befassen sich zahlreiche Abschnitte mit dem Salzkammergut und mehrere seiner Schüler bzw. Fachkollegen bearbeiteten Schlüssellokalitäten in dieser Region. Zu ihnen zählt auch FERDINAND STOLICZKA, der bereits im Jahre 1861 eine Arbeit über die Fossilien des Hierlatzkalks veröffentlichte.

Von EDMUND VON MOJSISOVICS stammt das größte paläontologische Werk, das jemals in den Ostalpen veröffentlicht wurde, nämlich die mehrbändige Monographie über die Ammoniten-Fauna des Hallstätter Kalks (1873, 1875, 1893, 1902). Das Erscheinen seiner Geologischen Karte „Ischl und Hallstatt 1:75.000“ nebst Erläuterungen (1905) konnte MOJSISOVICS noch erleben.

GEORG GEYER war der bedeutendste Bearbeiter der Geologie des Toten Gebirges und auch einer der besten Kenner des Dachsteingebietes. Auch für das vorliegende Kartenblatt sind seine Studien über die Cephalopoden (1886a) und Brachiopoden des Hierlatzkalks (1889) noch von Bedeutung.

Auch ERICH SPENGLER zählt zu den bedeutendsten Erforschern des Salzkammerguts. Für das Kartenblatt Bad Ischl sind u.a. seine 1919 erschienene Arbeit über den Plassen und seine Umrahmung sowie der mit Beiträgen von JULIUS PIA 1924 veröffentlichte geologische Führer von bleibendem Wert.

„Haselgebirge“– das Salzgestein

Das sogenannte Haselgebirge ist ein Mischgestein aus Salz-Mineralen und aus Tonsteinen. Lange Zeit wurde vermutet, dass darin keine Fossilien zu finden seien. Deshalb blieb das Alter des Haselgebirges noch lange spekulativ, obwohl bereits seit 1913 Funde von Sporomorpha aus dem Norddeutschen Zechstein-salz bekannt waren.

Einen Durchbruch erreichte dann WILHELM KLAUS (1953). KLAUS begann alle alpinen Salzablagerungen auf Pollen und Sporen zu untersuchen. Schon in der ersten Publikation seiner Untersuchungen stellte KLAUS 1953 fest: „In den Ostalpen wird die Palynologie zur Paläontologie des Salzes“ und stellte es ins obere Perm. In der Folge bekräftigten Schwefelisotopen-Untersuchungen (z.B. HOLSER & KAPLAN, 1966; PAK & SCHAUBERGER, 1981) für einen Großteil des Haselgebirges dieses Alter. In neuerer Zeit bestätigten auch die Arbeiten CH. SPÖTL's erneut das Perm-Alter sowie ein Untertrias-Alter eines kleinen Teiles der Evaporite (SPÖTL & PAK, 1996).

Hallstatt – ein erster Standard für die obertriassische Zeitskala

Die Region um Hallstatt, Bad Goisern und Bad Aussee ist bekannt für ihre „Fossilagerstätten“ in den Hallstätter Kalken. Nachdem mit FRANZ VON HAUER 1846 die österreichische Beteiligung an der biostratigraphischen Forschung im Mesozoikum eingesetzt hatte, begründeten HAUER und SUESS gemeinsam eine Arbeitsgruppe, die später als die Wiener Schule der Paläontologie/Geologie berühmt

werden sollte. Ihr gehörten unter anderen an: MARCO VINZENZ LIPOLD, EDMUND VON MOJSISOVICS, ALEXANDER BITTNER, FERDINAND STOLICZKA, MELCHIOR NEUMAYR, MORIZ HOERNES, DIONYS STUR, GEORG GEYER, GUSTAV VON ARTHABER, und später auch CARL DIENER. Aber auch deutsche Wissenschaftler trugen weiterhin zur stratigraphischen Forschung in der Trias und im Lias des Salzkammerguts bei, wie beispielsweise CARL WILHELM GÜMBEL, ERNST KOKEN, ALBERT OPPEL, KARL ALFRED ZITTEL und FRITZ FRECH.

Obwohl noch mit gravierenden stratigraphischen Irrtümern behaftet, blieben MOJSISOVICS's Monographien über die Trias-Ammoniten bis heute konkurrenzlose Werke (z.B. „Das Gebirge um Hallstatt“, 1873, 1875, 1893, 1902, bzw. „Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz“, 1882). Doch auch die faziellen Beziehungen zwischen verschiedenen Gesteinseinheiten fanden Beachtung, wie beispielsweise in MOJSISOVICS (1874) „Faunengebiete und Faciesgebilde der Trias-Periode in den Ostalpen“. Vor etwa 40 Jahren wurden die klassischen Profile MOJSISOVICS's erneut untersucht – z.B. KRYSSTYN et al., 1969, 1971a, b; KRYSSTYN, 1973; SCHLAGER, 1969 und Andere. Seit diesen Arbeiten ist das komplexe Zusammenwirken von Sedimentation und syndesimentärer Tektonik bekannt, und viele der klassischen Profile der Hallstätter Trias und im Lias entpuppten sich als submarine Spaltenfüllungen anstatt konkordanter Abfolgen.

TIM TOZER (1967) aus Kanada hat diese Erforschungsgeschichte, die einen Höhepunkt in der systematischen paläontologischen Forschung bildete, im Detail dargestellt.

Zurzeit sind 10 der insgesamt 13 obertriassischen Ammonitenzonen des Tethys-Raumes ursprünglich aus dem Salzkammergut beschrieben und auch die oberkarnischen und norischen Unterstufen-Begriffe sind hier definiert. Das Salzkammergut beheimatet auch die weltweit fossilreichsten Lokalitäten obertriassischer Ammoniten. Vom Feuerkogel nahe Bad Aussee wurden mehr als 500 verschiedene Ammonitenarten karnisch-norischen Alters beschrieben (HAUER, 1846; MOJSISOVICS, 1873, 1875, 1893, 1902; DIENER, 1920, 1926), vom Sommeraukogel bei Hallstatt sind es zusätzlich noch weitere 100 Arten – MOJSISOVICS, 1873, 1875, 1893, 1902.

In nächster Zukunft wird am Steinbergkogel bei Hallstatt die Stufengrenze zwischen Norium und Rhätium international verbindlich festgelegt – siehe KRYSSTYN et al. (2007a). Das Verfahren bei der Subcommission on Triassic Stratigraphy der International Union of Geological Sciences (IUGS) ist abgeschlossen, die formelle Ernennung zur Global Stratigraphic Section and Point (GSSP) ist nur noch eine Frage der Zeit. In Österreich liegen dann zusammen mit der Trias-Jura-Grenze (Kuhjoch/Karwendelgebirge in Tirol, offizielle Ernennung im August 2011) insgesamt zwei Eichpunkte der internationalen geologischen Zeitskala.

Der Dachsteinkalk und seine Fossilien

Das Landschaftsbild großer Teile des Salzkammerguts wird vom gebankten Dachsteinkalk dominiert, der gegen Süden (z.B. im Gosaukamm) von einer Riffentwicklung begrenzt wird. Das Dachsteinplateau ist auch Ausgangspunkt und Betätigungsfeld der alpinen Karst- und Höhlenforschung. Auch diese geomorphologischen Studien des Dachstein-Karsts, der eine wichtige Trinkwasser-Resourcource darstellt, sind mit FRIEDRICH SIMONY eng verbunden.

Die charakteristischen Fossilien des Dachsteinkalks sind die Megalodonten, große Muscheln, deren herzförmige Querschnitte („Kuhtritte“) im Gestein oft sichtbar sind. Der bayerische Geologe CARL WILHELM GÜMBEL (1862) gab eine detaillierte Beschreibung dieser Muscheln und sprach sich für ein obertriassisches Alter

des Dachsteinkalks aus. Die Frage, welche Gattung oder Art denn nun die Dachsteinmuschel im engeren Sinne darstellt, tauchte schon früh auf. LEOPOLD VON TAUSCH (1892) betrachtete die Gattung *Conchodus* als die einzig wahre Dachsteinmuschel. Mehrere der Stücke die er beschrieb und abgebildet hatte, stammen aus der Umgebung von Hallstatt, aus dem Echerntal, von der Wiesberghöhe, der Mitterwand und vom Hirlatz. Auch in neueren Arbeiten von HELMUT ZAPPE (1957, 1964), GOTTFRIED TICHY (1974) und ELISABETH VEGH-NEUBRANDT (1982) wird die Art *Conchodus infraliassicus* als die Hauptrepräsentantin der Dachsteinmuscheln angesehen.

Karbonatfazies-Studien

Zwei wichtige Phänomene lenkten das Interesse so mancher Sedimentologen auf das Dachsteingebiet: zum einen die Frage nach den Ursachen der Bankung und der Zyklizität des lagunären Dachsteinkalks, zum anderen das Phänomen der submarinen Spalten. Letztere hatten ja zu langanhaltenden Fehldeutungen der Trias- und Jurastratigraphie Anlass gegeben, da mehrere der klassischen Ammonitenfundstellen um Hallstatt an solche Spalten gebunden sind.

EDUARD SUESS (1888) erklärte die Schichtung bzw. die Zyklizität des Dachsteinkalks als Folge eines Auftauchens mit anschließender Verwitterung der Schichtflächen. KURT LEUCHS (1928) nahm hingegen an, dass die dünnen bunten Einschaltungen im Dachsteinkalk eine rudimentäre Hallstätter Fazies repräsentieren sollten. Die bekannte Studie von ALFRED G. FISCHER (1964) prägte dann den Begriff „Loferer Zyklizität“ und erklärte sie als Abfolge von Ablagerungen unterschiedlicher Wassertiefe zwischen seicht subtidal bis supratidal.

Ablagerungen des tieferen Wassers studierte WALTHER SCHWARZACHER (1948) anhand der norischen Hallstätter Kalke des Steinberg- und Sommeraukogels, nachdem er zuvor auch den Dachsteinkalk des Loferer Gebiets petrographisch analysiert hatte. WINFRIED LEISCHNER (1959a) gab schließlich eine mikrofazielle Charakterisierung aller Gesteine seines Arbeitsgebietes im Raum Bad Ischl.

Eine neue Ära in der Karbonatfazies-Forschung setzte dann mit ERIK FLÜGEL (z.B.: 1963b) und der von ihm begründeten „Erlanger Schule“ ein, in der auch immer wieder Gesteine des Salzkammerguts eine Rolle spielten und die in *dem* internationalen Standardwerk für Mikrofazies gipfelte – siehe FLÜGEL (1978, 1982, 2004).

Mikropaläontologische Studien

Die Untersuchung von Gesteinsdünnschliffen nahm wahrscheinlich ihren Ausgang von England, als eine Folge botanischer und medizinischer Mikrotom-Studien. In den österreichischen Kalkalpen wandte als erster Geowissenschaftler KARL PETERS diese neue Technik an. In einer klassischen Studie „Über Foraminiferen im Dachsteinkalk“ berichtet PETERS (1863) über planktonische Foraminiferen im Dachsteinkalk des Echerntales bei Hallstatt. Später erschienen ERNST KITTL (1903) diese Funde von frühen Globigerinen zweifelhaft, er vermutete in dem Gestein oberjurassischen Plassenkalk. AUGUST HEINRICH berichtete 1913 über Globigerinen im karnisch-norischen Hallstätter Kalk des Feuerkogels bei Bad Aussee. In jüngerer Zeit beschrieben RUDOLF OBERHAUSER (1960) und EDITH KRISTAN-TOLLMANN (1964) frühe „Globigerinen“ aus den rhätischen Zlambachmergeln des Salzkammerguts, und schließlich lieferte WERNER FUCHS (1967, 1975) eine systematische Beschreibung dieser eher unbeachteten Gruppe planktonischer Foraminiferen anhand von Material aus den italienischen Dolomiten und aus dem Salzkammergut.

Stratigraphisch mehr oder weniger brauchbare Mikrofossilien verschiedener Tiergruppen (Foraminiferen, Ostrakoden, Holothuriern, Ophiuren, Echiniden, Schwämme, Radiolarien, Scolecodonten, Conodonten) aus Hallstätter Kalk, Pötschenkalk und Zlambachschichten wurden beispielsweise von EDITH KRISTAN-TOLLMANN (1963, 1964), RUDOLF OBERHAUSER (1960), HEINZ KOZUR & HELFRIED MOSTLER (1973) untersucht – weitere Zitate in TOLLMANN (1976a).

Die Umgebung von Hallstatt und Bad Aussee ist auch eines der klassischen Gebiete für die triassische Conodontenforschung. Die ersten Arbeiten publizierte der Deutsche REINHOLD HUCKRIEDE in den Jahren 1955 und 1958, gefolgt von Arbeiten des Amerikaners L. CAMERON MOSHER (1968a, b). Seine Vergleichsprofile beinhalteten auch die Lokalitäten Sommerau- und Steinbergkogel nahe Hallstatt, die bereits MOJSISOVICS beschrieben hatte. Später setzten WALTER C. SWEET et al. (1971) und insbesondere LEOPOLD KRZYSTYN ab 1970 dieses Werk in weltweitem Maßstab fort, ebenfalls unter Einbeziehung der klassischen Schlüsselstellen im Salzkammergut.

Eiszeitforschung

Die eiszeitlichen Spuren im Salzkammergut fanden schon sehr früh starke Beachtung. So machte FRIEDRICH SIMONY immer wieder während seiner Forschungen an den Gletschern des Dachsteins, die ja damals ihren „Neuzeitlichen Höchststand“ und erste Abschmelzphasen durchliefen, auf die verschiedenen Aspekte aufmerksam. Diese Arbeiten gipfelten 1895 in seiner Monographie über das Dachsteinmassiv. Parallel dazu wurden im Zuge der Erforschung der Kalkalpen von EDMUND VON MOJSISOVICS (1868a) Beobachtungen zur eiszeitlichen Entwicklung im Trauntal publiziert. Eine erste umfassende Gliederung der Eiszeiten und der spätglazialen Entwicklung gaben dann PENCK & BRÜCKNER im Jahr 1909. Ab Mitte der 1930er Jahre veröffentlichte GUSTAV GÖTZINGER eine Reihe von quartärgeologischen Arbeiten, die das Kartenblatt betreffen.

Erst wieder die geologische Neuaufnahme mehrerer Kartenblätter des Salzkammerguts ab 1970 erbrachte eine detaillierte Kartierung und sedimentologisch-stratigraphische Neubewertung der eiszeitlichen Spuren im gesamten Gebiet des Traungletschers (VAN HUSEN, 1973, 1974, insbesondere 1977, 1987a, b).

Rätselhafte Tektonik

EDMUND VON MOJSISOVICS (1903) fasste in einer seiner letzten Publikationen seine Ideen zur paläogeographischen Position der Hallstätter Zonen zusammen. Er postulierte eine ursprüngliche Lage der Hallstätter Kalke in Kanälen, welche die Dachstein-Karbonatplattform durchzogen.

Ein Jahr später markierte die Arbeit von ÉMILE HAUG & MAURICE LUGEON (1904) mit der Anwendung des Konzeptes der Deckentektonik auf die Kalkalpen einen fundamentalen Durchbruch in der Forschungsgeschichte des Salzkammerguts. In der Folge gerieten die „Nappisten“ in heftigen Widerstreit mit den „Autochthonisten“. LEOPOLD KOBER (1912) und später seine Schüler (z.B. MEDWENITSCH, 1958; TOLLMANN, 1960) sprachen sich für eine extreme Deckentektonik aus. Aber auch zwischen den Vertretern der „nappistischen“ Denkrichtung gab es unterschiedliche Auffassungen über die ursprüngliche Lagebeziehung der Karbonatplattformen (Dachsteinkalk-Fazies) zu den Beckensedimenten (Hallstätter Fazies s.l.). Während die zuvor Genannten die Hallstätter Fazies zwischen der Tirolischen Dachsteinkalkfazies im Norden und der juvavischen Dachsteindecke im Süden beheimatet sahen, verbanden JAN NOWAK (1911), FELIX HAHN (1913) und ERICH SPENGLER (1914: 278) die spätere Dachstein-Decke primär mit dem Höllengebir-

ge und Toten Gebirge und verlagerten die Hallstätter Fazies ganz nach Süden, an den Südrand der Dachstein-Decke.

FRIEDRICH TRAUTH (1937) sah dann sowohl Anknüpfungspunkte für eine Hallstätter Nordzone innerhalb der Dachstein-Karbonatplattform, als auch für eine Südzone am Kalkalpen-Südrand. Mit der Untersuchung der Dachsteinkalkkriffe durch HEINRICH ZANKL (1967) und WOLFGANG SCHLAGER (1967) erlangte diese modifizierte Version des Konzeptes von MOJSISOVICIS wieder an Bedeutung. Die Entdeckung von lokal noch erhaltenen Plattform-Becken-Übergängen führte dann zu einem kombinierten Modell mit Hallstätter „Kanälen“ sowohl innerhalb als auch am Südrand der Karbonatplattform mit nachfolgender kretazischer Deckenüberschiebung – vgl. TOLLMANN (1976a); LEIN (1975).

BENNO PLÖCHINGER (1974, 1976) und GERHARD SCHÄFFER (1976) erkannten dann die Bedeutung jurassischer Gleitdecken-Bewegungen für die geodynamische Geschichte des Salzkammerguts. SCHÄFFER's ursprüngliche Vermutung einer vergleichsweise frühen („Lias-Pliensbach“) zeitlichen Einordnung der Gleitbewegungen konnte später von GERHARD W. MANDL (1982a) durch Fossilfunde im Ausseer Raum auf den basalen Oberjura präzisiert werden.

Untersuchungen über die seitlichen Übergänge zwischen verschiedenen Hallstätter Kalken, Pötschenkalk und den Karbonatplattform-Rändern durch ULRIKE WEIGERT (1971), WOLFGANG SCHÖLLNBERGER (1974), GERHARD SCHÄFFER (1971, 1976) und GERHARD W. MANDL (1984a, b, aktualisiert 2000) führten zu einem deckentektonischen Modell mit einer Kombination aus jurassischen Großgleitungen und späteren Überschiebungen, wie es zuletzt ALEXANDER TOLLMANN (1981, 1985, 1987) zeichnete, wobei letzterer noch am Modell von Intraplattformbecken in eingeschränkter („Miohallstätter“) Fazies festhielt.

FRANZ NEUBAUER (1994) gab eine plattentektonische Deutung, bei der die Hallstätter Fazies am Tiefschelf eines Hallstatt-Meliata-Ozeans angeordnet wurde, eines Meeresbeckens mit ozeanischer Kruste, das die Nördlichen Kalkalpen von den Südalpen getrennt haben soll. In weiterer Folge wurden von JOACHIM SCHWEIGL & FRANZ NEUBAUER (1997) auch die „hochjuvavischen“ Einheiten (z.B. Dachstein-Decke) südlich des Hallstatt-Meliata-Ozeans beheimatet. Diese Deutung widerspricht aber der Ausrichtung der in verschiedenen stratigraphischen Niveaus beobachtbaren Plattform-Becken-Verzahnungen am Südrand der Dachstein-Decke und in tektonisch vergleichbaren Karbonatplattform-Resten im Ostabschnitt der Kalkalpen.

In jüngster Zeit trugen HANS-JÜRGEN GAWLICK et al. (1994, 2001a, 2002a, b, 2003, 2007, 2010) sowie WOLFGANG FRISCH & HANS-JÜRGEN GAWLICK (2003) und SIGRID MISSONI & HANS-JÜRGEN GAWLICK (2011a, b) neue Ideen und Fakten zu diesem Thema bei, basierend auf einer Jura-Stratigraphie mithilfe von Radiolarien und auf neuen Einsichten in die thermische Geschichte der Kalkalpen mithilfe des Conodont Color Alteration Index (CAL). Inwieweit diese Modellvorstellungen allen beobachtbaren Phänomenen gerecht werden können, wird die Zukunft zeigen.

4. Geologischer Bau

(G.W. MANDL)

Bereits bei der Aufnahme der Spezialkarte 1:75.000 der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, Blatt 4951– Ischl und Hallstatt, war MOJSISOVICIS die enge Nachbarschaft der pelagischen Hallstätter Gesteine zu den gleichaltrigen Seichtwasserablagerungen des Dachsteinmassivs aufgefallen – siehe Erforschungsgeschichte, Kapitel 3.

Auch die deckentektonischen Konzepte, die im 20. Jahrhundert ihren Aufschwung erlebten, versuchten diese fazielle Zweiteilung der Triasgesteine zu erklären, indem sie diese nicht nur unterschiedlichen Ablagerungsräumen zuordneten, sondern auch als nachfolgend übereinander gestapelte Deckenkörper erkannten. Die Kartierungen von MEDWENITSCH (1949, 1958) im Ischl-Ausseer Raum und von TOLLMANN (1960) im Großraum Bad Mitterndorf führten zum tektonischen Bild einer Hallstätter Decke, die im Norden auf die Unterkreide-Gesteine des Tirolikums (Trias in Hauptdolomit-Dachsteinkalk-Fazies) überschoben liegt und ihrerseits gegen Süden unter die Dachstein-Decke abtaucht. In den Hallstätter Kalken um den Plassen sah man im Gegensatz zu SPENGLER (1919) ein tektonisches Fenster, in welchem die Hallstätter Gesteine aus dem Liegenden der Dachstein-Decke erneut zutage treten. Aus diesem Blickwinkel heraus entstanden auch die tektonischen Begriffe „Tiefjuvavikum“ für die Hallstätter Zonen und „Hochjuvavikum“ für die auflagernde Dachstein-Decke. Der Kartendarstellung von MEDWENITSCH (1958) folgend, unterteilte TOLLMANN (1976b) das Tiefjuvavikum noch weiter in eine Sandling-Decke und eine unterlagernde Zlambach-Scholle, die eine jeweils eigenständige Hallstätter Trias-Schichtfolge (Hallstätter Buntkalk versus Pötschenkalk-Zlambachschichten) aufweisen sollten. Diese interne Unterteilung in zwei Teildecken konnte mittels Neukartierung und eine begleitende Biostratigraphie mit Conodonten durch WEIGERT (1971) und später durch MANDL (1982b, 1984a) widerlegt werden; die beiden Hallstätter Schichtfolgen waren im westlichen Raschberggebiet (Steinwandgräben) durch laterale Übergänge miteinander sedimentär verbunden – siehe auch Abbildung 3.

Ein weiterer Durchbruch im Verständnis des geologischen Baues gelang schließlich SCHÄFFER (1976) durch das Erkennen der Bedeutung weit verbreiteter jurassischer gravitativer Bewegungen großer Gesteinsmassen („Gleitdecken“), welche die Hallstätter Gesteine bereits lange vor dem kretazischen Deckenbau in ihre Dachsteinkalk-Nachbarschaft brachten.

Ein Großteil dieser Erkenntnisse wurde bereits während der Neuaufnahme des Kartenblattes Bad Ischl in den 1970er Jahren gewonnen und konnte in die Kartendarstellung einfließen. Die Profilschnitte auf Tafel 2, die den gegenwärtigen Kenntnisstand des Autors repräsentieren, beruhen zum großen Teil auf dem vorliegenden Kartenbild. Änderungen gegenüber diesem Kartenbild betreffen im Wesentlichen den zeitlichen Umfang mancher Schichtglieder, insbesondere die biostratigraphische Zuordnung der „kieseligen Allgäuschichten“ zur Radiolaritgruppe des basalen Oberjura – siehe Kapitel 6. Kleinere Verbesserungen konnten auch in den Schollen und Brekzien nördlich von Raschberg und Sandling berücksichtigt werden, deren Gesteinsbestand und Zugehörigkeit zur Dachsteinkalk- bzw. zur Hallstätter Fazies ebenfalls biostratigraphisch verifiziert wurde – siehe dazu MANDL (2010a: Abb. 1) und MANDL (in Vorb.). Schließlich wurden in die Überlegungen auch Profilschnitte durch die Salzlagerstätten aus MAYR (2003) und Bohrungsdaten der Salinen Austria AG einbezogen – siehe Kapitel 12.

Die räumliche Anordnung der Gesteinsabfolgen im Salzkammergut hat also eine mehrphasige Entstehungsgeschichte, deren schrittweises Erkennen in der Vergangenheit Anlass für die unterschiedlichen Deutungen des tektonischen Baues gab und auch heute noch gibt.

Diese Mehrphasigkeit schafft auch nomenklatorische Probleme in der Benennung der einzelnen geologisch/tektonischen Körper, da die klassischen decken-tektonischen Termini ganz im Sinne des seinerzeitigen Kenntnisstandes auf einen „vorgosauischen“ Deckenbau in der höheren Unterkreide Bezug nehmen. Insbesondere der Begriff „Juvavikum“ bedarf hier einer Erläuterung.

In seinen grundlegenden Arbeiten schlägt HAHN (1912, 1913) die Begriffe „bajuarische“, „tirolische“ und „juvavische Einheit“ als neutrale Ausdrücke vor, um fazielle wie auch tektonische Einheiten zu umreißen. Er hält dabei auch bereits fest, dass sich fazielle Differenzierungen nirgends streng an die späteren tektonischen Einheiten halten. Seine „juvavische Einheit“ definiert er als „alle Deckschollen mit Berchtesgadener und Hallstätter Fazies zwischen Saalach und Traun“, die kretazisch über tirolisches Gebiet gefördert wurden. Er stellt diese auch in einer Kartenskizze dar und führt für den Mittelabschnitt der Kalkalpen drei derartige Teileinheiten an:

- Die Berchtesgadener Schubmasse samt ihrem Schollenkranz und den Hallstätter Gesteinen von Hallein/Berchtesgaden,
- sodann die Lammer-Masse, die vom Hohen Göll über Golling und Abtenau unter dem Kreidebecken von Gosau hindurch bis zum Plassengebiet reichen soll,
- und schließlich die Ischler Masse, der das Katergebirge und die Schubschollen in Hallstätter Fazies um Hallstatt, Goisern und Aussee zugeordnet werden.

Obwohl er in seiner Aufzählung das Katergebirge als juvavisch erklärt, stellt er dieses in seinen Abbildungen so wie die gesamte Dachstein-Decke (im heutigen Sinne) zum Tirolikum und begründet dies mit „dem Fehlen eindeutiger Beweise“. Er betont aber gleichzeitig die Vorläufigkeit und Verbesserungswürdigkeit der Umgrenzungen seiner Einheiten.

Mit der Entdeckung der Juratektonik und der Verfrachtung von Gesteinen der Hallstätter Schichtenreihe in Form kilometergroßer Schollen in die tief abgesunkenen Radiolaritbecken wird die Anwendung der klassischen tektonischen Begriffe problematisch, wenn die ursprüngliche Definition beibehalten wird. So haben etwa GAWLICK & FRISCH (2003) sowie FRISCH & GAWLICK (2003) vorgeschlagen, den Begriff Juvavikum vollständig aufzugeben. Allfällig als Juvavikum zu bezeichnende, im frühen Jura gestapelte Hallstätter Decken seien nur noch als Liefergebiet für Großgleitschollen und Brekzien im Radiolarit erkennbar. Die Decken selbst seien in der Folge erodiert und im kalkalpinen Deckenstapel heute nirgends erhalten. Die Schollen sind Teil einer „carbonate-clastic radiolaritic flysch sequence“ oder „Hallstatt Melange“ und damit Teil der Jura-Schichtfolge des Tirolikums. Berchtesgadener Decke und Dachstein-Decke werden nicht als selbständige, dem Tirolikum auflagernde Deckenkörper betrachtet, sondern als Teile des Tirolikums, die entlang jurassischer Überschiebungen („Trattberg thrust“ und Äquivalente) ihre Umgebung überfahren. Dementsprechend werden sie als „Hochtirolikum“ bezeichnet. Erst die jüngeren Seitenverschiebungen führen dann zum heutigen Bild.

Gegen die völlige Aufgabe des Begriffes „Juvavikum“ spricht die geologische Situation in den östlichen Kalkalpen, vom Gesäuse und Hochschwab über die Mürtzaler Alpen bis zum Schneeberg und zur Hohen Wand – siehe dazu die Geologische Karte 1:200.000 von Niederösterreich (SCHNABEL, 2002) und Abbildungen bei MANDL (2001b: 76–77, 124). Hallstätter Gesteine sowie faziesverwandte

pelagische Bildungen der Obertrias (Aflenzer Fazies, Mürztaler Fazies) sind hier Teile von Schichtfolgen, die auch Flachwasserbildungen der Wetterstein- und Dachstein-Karbonatplattform beinhalten und ausgedehnte tektonische Deckenkörper bilden. Juragesteine, namentlich Tiefwasserbildungen der Radiolarit-Gruppe, fehlen *innerhalb* dieses Deckenstapels praktisch völlig. Im Schneeberg- und Hohe-Wand-Gebiet markieren sie jedoch wieder den Grenzbereich zur tirolischen Göller-Decke und lassen so auch im Ostabschnitt das jurassische Alter des Kontaktes erkennen. Der Deckenstapel aus Triasgesteinen, mit weithinstreichenden Teildecken in aufrechter und verkehrter Lagerung, kann mit seiner vielfältigen pelagischen Triasfazies schwerlich als Tirolikum bezeichnet werden. Da auch jegliche Radiolaritmatrix zwischen den Teileinheiten fehlt, können diese auch keinesfalls als Komponenten einer „radiolaritischen Flysch-Sequenz“ bezeichnet werden. Der Deckenstapel dürfte vielmehr das jurassisch kompressiv in sich gestapelte Juvavikum repräsentieren, das hier sehr wohl erhalten geblieben ist und seit dem frühen Oberjura dem Radiolarit des künftigen Tirolikums zumindest randlich auflagert.

Es erscheint zweckmäßig, die Definitionen HAHN's (1912, 1913) soweit zu modifizieren, dass sie der heute bekannten zeitlichen Ordnung der tektonischen Bewegungen entsprechen und sich in den plattentektonischen Rahmen der Alpenbildung integrieren lassen.

Eine Neudefinition des „**Juvavikums**“ könnte damit lauten:

System von Decken und Großschollen, bestehend sowohl aus pelagischen Gesteinsabfolgen vom triassisch-unterjurassischen tieferen Schelf (Hallstätter Fazies im weitesten Sinne) als auch vom Randbereich angrenzender Karbonatplattformen, die **erstmal während des Jura** aus ihrem sedimentären Verband tektonisch herausgetrennt und über die abgesunkenen Triasplattformen transportiert wurden.

Die letztendliche Platznahme in den dortigen Radiolaritsenken erfolgte vermutlich teilweise durch gravitative Gleitprozesse, in deren Gefolge sich auch Brekzienströme bilden und Schollen unterschiedlicher Größenordnung von der Hauptmasse trennen und eigenständige Bewegungen ausführen können. Je nach erhaltenem Zusammenhang können die bewegten Massen als Decke, oder (Groß-)Scholle(n) bezeichnet werden, wobei zur näheren Kennzeichnung ein geographischer Begriff vorangestellt werden sollte. Eine **erneute Mobilisation** mancher dieser Decken oder Schollen samt ihrer oberjurassisch-unterkretazischen Bedeckung erfolgte **während der Unterkreide** (Überschiebung auf Roßfeldschichten).

Zu den folgenden Ausführungen siehe auch Tafel 1 (Geologisch-tektonische Übersicht) und Tafel 2 (Profilschnitte).

Die Schreibweise der tektonischen Einheiten folgt den Regeln des DUDEN (21. Auflage, 1996) für (mehrteilige) geographische Begriffe.

Tirolisches Deckensystem

Nördlich von Bad Ischl und östlich davon, im Gebirgsstock der Hohen Schrott, reicht die tirolische **Höllengebirge-Decke** in den Kartenblattschnitt herein. Ihre Obertrias-Schichtfolge beinhaltet mindestens 800 m mächtigen Hauptdolomit (die Liegendgrenze ist nicht aufgeschlossen), 0–300 m dolomitisierten Dachsteinkalk („Plattenkalk“) als Übergang zum typischen, zyklisch gebankten Dachsteinkalk, der hier seinerseits bis zu etwa 500 m Mächtigkeit erreichen kann. Dem Dachsteinkalk ist ein maximal wenige 10er Meter mächtiges Band von Kössener Schichten eingeschaltet, welches der nach Süden auskeilenden Hochalm-Subformation entspricht. Die Jura-Schichtfolge umfasst lokal Rotkalke (Jaglingbach, Ahornkogel, Brunnkogel), die im Brunnkogel bis ins obere Callovium reichen und

dann von Kieselgesteinen der Radiolaritgruppe überlagert werden. Ob die im Großraum um die Wurzer Höhe und den Teuflingkogel im Kartenbild verzeichneten „mergeligen Allgäuschichten“ ebenfalls zur Radiolaritgruppe zu stellen sind, oder tatsächlich eine lokale Mergelfazies des Unter- bis Mitteljura darstellen, ist bislang wenig bekannt. Nach einer rezenten persönlichen Mitteilung (Mai 2011) von WOLFGANG SCHÖLLNBERGER sind dort sowohl mergelige Kalke als auch sehr kieselige Anteile und echter Radiolarit vorhanden.

Deutlich ist am Kartenbild eine Diskordanz im Oberjura abzulesen: Das Rettenbachtal schließt beiderseits der Einmündung des Grabenbachtals eine weitgespannte Antiklinale in den Obertriaskarbonaten auf, deren Achse gegen SSW abtaucht. Im Antiklinalscheitel fehlt der Hangendabschnitt des Dachsteinkalks samt den Kössener Schichten sowie die basale Jura-Schichtfolge; die oberjurassischen Oberalmer Schichten lagern transgressiv unmittelbar auf (norischem) Dachsteinkalk – vgl. Beschreibung eines aufgeschlossenen Kontaktes im Grabenbach bei MANDL (1982a: Abb. 5) und mit mehr Details in MANDL (in Vorb.: Taf. 6). Obwohl im Umfeld der Fludergrabenalm unter- bis mitteljurassische Rotkalke vom oberjurassischen Radiolarit anscheinend konkordant überlagert werden, sind auch hier noch Anzeichen einer Diskordanz erkennbar. Die oberste Rotkalkbank kann sich im Fludergraben lateral in Einzelschollen auflösen wobei sich der überlagernde dünnbankige Radiolarit diesem Relief anschmiegt. Im Gipfelbereich des Brunnkogels fehlen die Rotkalke, und der Radiolarit scheint (nach Lesesteinen – im Kartenbild nicht dargestellt) direkt auf Dachsteinkalk zu liegen. Jenseits des Rettenbachtals setzt sich der Faltenbau des Brunnkogels im Ahornkogel fort, der unter dem Radiolarit ebenfalls nur eine lückenhafte Rotkalkhülle aufweist. Die Aufwölbung der Brunnkogel-Ahornkogel-Antiklinale mit ihren enggepressten Teilantiklinalen dürfte somit ihre erste Anlage auch schon im Jura erfahren haben.

Das südergerichtete Abtauchen der Rettenbach- und Brunnkogel-Antiklinalen wird unter der Oberjurabedeckung des Tauern und Höherstein von einer Queraufwölbung der Höllengebirgsschichtfolge abgelöst, die offenbar unter dem Raschberg ihren Kulminationspunkt erreicht – vgl. Tafel 2: Profilschnitte D und E. Erkennbar ist diese eigentlich überraschende Hochlage an den Ausbissen von Gesteinen der Radiolaritgruppe im Bereich der Vordersandlingalm und den dort zutage tretenden ältesten Schichtgliedern des Raschbergs. Das Haselgebirge des Ischler und des Ausseer Salzbergs hängt also nicht unterbrechungslos zusammen, wie auch schon bei ARNDT & MAYR (2003a: Abb. 2, 2003b: Fig. 3) schematisch dargestellt. Der Dachsteinkalk, der im südlichen Grabenbach über längere Strecken unter der Radiolaritbedeckung auftaucht, wurde wegen der begleitenden Brekzien und sicher im Radiolarit einsedimentierten Dachsteinkalkschollen als Großscholle interpretiert; er könnte theoretisch aber auch bereits die aufgewölbte Triasschichtfolge repräsentieren.

Die Dachsteinkalkmassen des Vorderen und Hinteren Raucher und des Schönbergs werden bereits zur **Totes-Gebirge-Decke** gezählt, deren Überschiebungsfäche sich hier aus dem Ahornkogel-Antiklinalensystem entwickelt. Die Juragesteine der Grünbergmulde (TOLLMANN 1976b: Taf. 4), welche die NE-Fortsetzung des Radiolarits des Fludergrabens darstellen, begleiten die Deckenfront bis ins Grünbachtal und reichen bis knapp an den Offensee. Seit den Kartierungen von GANSS (1937) wurde diese Deckenfront als große Überfaltung mit weithin erhaltenem Verkehrtchenkel gesehen. Der schmale Streifen von Juragesteinen SW' und NE' der Ischler Hütte wurde als **Schwarzenberg-Fenster** bezeichnet. Da zumindest einige der Dachsteinkalkschollen des „Verkehrtchenkels“ als jurassische Gleitschollen mit begleitenden Brekzienschüttungen im Radiolarit stecken, sollte vor weitergehenden Schlussfolgerungen dieses Gebiet unter dem Aspekt jurassischer

Tektonik neu untersucht werden. Nach einigen NNE-SSW streichenden, steilstehenden Brüchen, welche auch die auflagernden Jurakalke versetzen, grenzt die ausgedehnte Dachsteinkalkmasse des Toten Gebirges an, dessen Internbau im Wesentlichen durch Bruchtektonik gekennzeichnet ist.

Der Schichtumfang der Totes-Gebirge-Decke beinhaltet im Kartenblattschnitt Dachsteinkalk mit mindestens 800 m Mächtigkeit am Loser. Hauptdolomit und Kössener Schichten sind ganz lokal nördlich und nordöstlich des Schönbergs dem Dachsteinkalk eingelagert. Ältere Anteile der Schichtfolge bis hinunter zu mächtigem Gutensteiner Kalk und Spuren von Werfener Schichten kommen erst weiter gegen Nordosten auf dem Kartenblatt 67 Grünau an die Oberfläche. Die Juragesteine sind nur örtlich überliefert. Sie umfassen geringmächtige Rotkalke und kieselige Gesteine der Radiolarit-Gruppe. Der kalkige Oberjura bildet u.a. die Gipfelpartie des Loser und dürfte im Plassenkalk des Tressenstein-Trisselwand-Zuges bis zu 800 m Mächtigkeit erreichen.

Unklar ist die Abgrenzung der Totes-Gebirge-Decke im Umfeld der Rettenbachalm. Die „kieseligen Allgäuschichten“ des Loser-NW-Fußes (SUZUKI & GAWLICK, 2003) stehen in Kontakt zu jenen nördlich und östlich des Sandling. Es ist kein objektives Argument ersichtlich, sie davon tektonisch abzutrennen. Der generellen Zweiteilung der Radiolaritgruppe in zwei, im zeitlichen Umfang und sedimentologischen Inhalt unterschiedliche Abfolgen, getrennt durch eine junge Seitenverschiebung – wie sie GAWLICK et al. (2007, 2010) durchführten – wird hier nicht gefolgt, was im Kapitel 6 unter 49-Radiolarit näher begründet wird. Die Dachsteinkalkmassen von Höllengebirge- und Totes-Gebirge-Decke dürften hier unter der Jurabedeckung noch zusammenhängen, die Überschiebung der Totes-Gebirge-Decke also in den enggepressten Antiklinalen des Brunnkogel-Ahornkogel-Zuges enden. Die hohe Auftragung des Loser kann durch ein Bruchsystem erklärt werden, das sich im Kartenbild nördlich des Loser bereits abzeichnet, das in seinem Gesamtverlauf aber nicht explizit dargestellt ist. Sein mutmaßlicher Verlauf und seine Fortsetzung durch den Ausseer Salzberg ist in Tafel 1 skizziert. Ganz generell dominieren hier die NNE-SSW-streichenden Störungen, während weiter gegen Südosten die ENE-WSW-Richtung des Toplitz-Systems an Bedeutung gewinnt und die Landschaft prägt – vgl. auch SCHWINGENSCHLÖGL (1986).

Juvavische „Hallstätter Zonen“

Speziell die räumliche Anordnung der Gesteinsabfolgen der juvavischen „Hallstätter Zonen“ hat durch ihre komplexe und mehrphasige Entstehungsgeschichte Anlass für kontroversielle Deutungen gegeben.

Wir können mit dem gegenwärtigen Wissensstand am Kartenblatt Bad Ischl drei derartige Hallstätter Gesteinsvergesellschaftungen voneinander abgrenzen, die auch drei unterschiedliche Positionen im sedimentär/tektonischen Gesteinsstapel einnehmen. Jede beinhaltet auch zumindest ein in Abbau befindliches Salzvorkommen.

Ischl-Schollen

Die Teile der nördlichsten Einheit werden als Ischl-Schollen neu benannt. Diese Gesteinsvergesellschaftung beinhaltet Haselgebirge, dessen Salzvorkommen im Ischltal durch Bohrungen nachgewiesen sind und im Trauntal (Sondelfeld Sulzbach) abgebaut werden („Ischltaler“ und „Trauntaler“ Salzlager – vgl. MAYR, 2003). Weiters sind aus den Bohrungen noch eingelagerte Schollen von Werfener Schichten bekannt. Obertags aufgeschlossen gehören die Hallstätter Kalke des Siriuskogels und benachbarte, vermutlich anisische Dolomite dazu. Nördlich von Bad

Ischl sind auch noch die „neoautochthonen“ Oberjuragesteine des Jainzen und des Kalvarienbergs zu diesen Schollen zu stellen. Transgressiv auflagernde Gesteine der Gosau-Gruppe verschleiern weitgehend die tatsächliche Ausdehnung der Ischl-Schollen im Untergrund.

Ausschlaggebend für die **tektonische Position** der Ischl-Schollen ist die Unterlagerung durch Roßfeldschichten, Schrambachschichten und Tressensteinkalk, die der Schichtfolge der tirolischen Hölleengebirge-Decke angehören. Angetroffen wurde diese tektonische Situation in den Bohrungen Bl1 und RS1a (Profilschnitt A, Taf. 2). Tektonisch auflagernd folgt darüber die Dachstein-Decke, ebenfalls durchörtert in Bohrung RS1a. Die Platznahme erfolgte offenkundig während der Unterkreide, kurz vor oder gleichzeitig mit der Überschiebung der Dachstein-Decke, die in der Folge den Südteil der Ischl-Schollen noch eine kurze Strecke unter ihrer Deckenstirn begrub.

Goisern-Aussee-Decke

Südlich davon schließt die neu benannte Goisern-Aussee-Decke an. Sie umfasst den Großteil der bisher in der Literatur als „Ischl-Ausseer Hallstätter Zone“ bezeichneten Gesteine, von der aber jetzt die tektonisch auflagernden Ischl-Schollen abzutrennen sind. Aus diesem Grund wurde zur Benennung anstatt Bad Ischl der Ort Bad Goisern herangezogen, auch wenn die darin befindliche Salzlagerstätte historisch bedingt als Bad Ischler Salzberg bezeichnet wird. Der früher geprägte Begriff „Sandling-Decke“ wurde vermieden, da dieser aus der heute obsoleten Zweiteilung in eine obere (Sandling-D.) und untere (Zlambach-Scholle) Hallstätter Decke resultierte – vgl. TOLLMANN (1976b: Taf. 4).

Da diese ausgedehnte Gesteinsmasse (ca. 15 x 6 km aufgeschlossen) nach derzeitigem Kenntnisstand eine zusammenhängende Schichtfolge (Oberperm bis Unterjura) mit lateralen Faziesübergängen und einem internen Falten- und Schuppenbau zeigt, wird sie als Decke bezeichnet. Davon losgelöste Schollen unterschiedlicher Größe (Zehner bis hunderte Meter) finden sich nördlich davon, zwischen Grabenbach, Fludergraben und Blaa Alm, eingebettet im Radiolarit.

Die Goisern-Aussee-Decke beinhaltet das salzführende Haselgebirge des Ischler und des Ausseer Salzbergs, weiters Werfener Schichten und eine komplette karbonatische Mittel- und Obertriassschichtfolge in Hallstätter Fazies. Letztere umfasst sowohl die bunten Hallstätter Kalke s. str. als auch durch laterale Übergänge damit verbundene Pötschenkalke, „Pedataschichten“ und auflagernde Zlambachschichten – vgl. Abbildung 3. Die Schichtfolge setzt sich lückenlos in unterjurassische Allgäuschichten fort. Ob der darüber folgende Radiolarit (Basis von Ewige Wand, Hornkogel, Sandling) noch zu dieser Abfolge gezählt werden kann oder erst nach dem Eingleiten in das Radiolaritbecken als dessen jüngster Anteil über den Gleitmassen abgelagert wurde, kann nur vermutungsweise entschieden werden: Da aus den Allgäuschichten hier kein mittelljurassischer Anteil belegbar ist, dürfte die Schichtfolge der Hallstätter Gleitmassen mit dem Unterjura enden und der auflagernde Radiolarit zur autochthonen Beckenfüllung gehören.

Charakteristisch für die **tektonische Position** der Goisern-Aussee-Decke ist die Platznahme als jurassische Gleitmasse in einem Radiolaritbecken des zukünftigen Tirolischen Deckensystems. Die nachfolgende „neoautochthone“ Sedimentation der oberjurassischen Plattform- und Beckenkarbonate und der Schrambach- und Roßfeldschichten versiegelte diese neu entstandene Nachbarschaft. Tektonisch auflagernd folgen darüber in der Unterkreide die Ischl-Schollen und die Dachstein-Decke.

Der **tektonische Internbau** der Goisern-Aussee-Decke zeigt als generellen Trend eine Aufwölbung der bunten Hallstätter Kalke im Nordostteil, gefolgt von einer Einmuldung, in der die jüngsten Schichtglieder, die Zlambachschichten und mergeligen Allgäuschichten dominieren und einer erneuten Aufwölbung mit Pötschenkalk und Pedataschichten im Südteil. Zerstückelt wird dieser Bau durch eine Reihe von Brüchen, die zum Teil auch aus dem tirolischen Rahmen und aus der auflagernden Dachstein-Decke herein reichen.

Aus der Rekonstruktion der Triasschichtfolge und der lateralen Faziesverzahnungen hat MANDL (1984a: Beil. 8) die Buntkalkschwelle als eine bereits triassische Aufwölbung über den aufdringenden permischen Haselgebirge evaporiten gedeutet. Der Scheitelbereich mit der geringsten Mächtigkeit der Triaskarbonate bietet sich als Schwächezone an, an der die Decke im Zuge der jurassischen Tektonik aus dem Schichtverband herausgetrennt wurde. Diese Deckenfront ist im Ischler Salzberg auch durch eine Konzentration des Haselgebirges gekennzeichnet, das von zerstückelten und eingesunkenen Schollen einer geringmächtigen Triasschichtfolge begleitet wird (Taf. 2: Schnitte A und C). Die überdeckenden Oberjurakalke ruhen oft direkt auf dem Haselgebirge. SCHÄFFER (mündl. Mitt.) berichtet von Untertageaufschlüssen, welche an der Kontaktfläche biogene Bohrgänge im Haselgebirge zeigen sollen, die mit Jurakalk verfüllt sind. Diese Antiklinalstruktur, die im Raschberg noch eine weitgespannte ist, verengt sich gegen Osten hin, bis eine senkrechte, lokal sogar etwas überkippte Südflanke entsteht. Daran grenzt an Brüchen oder kleinen Aufschiebungen eine zusammengepresste Mulde mit Zlambachschichten (Taf. 2: Schnitt E). Ab dem Dietrichkogel sind die Zlambachschichten an der Oberfläche schließlich überhaupt ausgequetscht, in der Tiefe aber unter aufgeschobenen Rotkalken noch erbohrt (Bohrung AA3). Im Kern der Buntkalk-Antiklinale durchbricht das Haselgebirge auf der Sandling-Südostseite seine kalkige Hülle und erreicht die Oberfläche. Auf diese Situation dürften sich GAWLICK et al. (2007: 59f.) in ihrer Darstellung beziehen, in der sie das Haselgebirge des Ausseer Salzlagers als letzte der jurassisch eingegliederten Massen *über* die Hallstätter Kalke stellen. Wie sie eine derartige Lagebeziehung mit den Untertageaufschlüssen in Einklang bringen wollen, wird nicht erklärt.

Entlang des Nordrandes der Hallstätter Kalke des Raschbergs und des Sandling löst sich die Kalkplatte in einzelne Schollen auf, die mehr oder weniger eigenständige Bewegungen in das Radiolaritbecken ausgeführt haben. Sie bestehen meist aus obertriassischen bunten Hallstätter Kalken, vereinzelt sind auch noch mitteltriassische Anteile (Millibrunnkogel, Beerenleiten) und spurenhafte Werfener Schichten und Haselgebirge damit vergesellschaftet; dazwischen finden sich auch Schollen aus Dachsteinkalk (z.T. mit Kössener Einschaltungen) und Brekzienzüge mit Komponenten aus Dachsteinkalk und aus unterjurassischen Schichtgliedern – vgl. MANDL (2010a: Abb. 1); GAWLICK et al. (2010: 78–90). Im Radiolarit des Fludergrabens stecken auch Gleitmassen von Fleckenmergeln, deren Alter nach Ammoniten Toarcium beinhaltet und die ursprünglich der Hallstätter Schichtfolge angehört haben dürften – MANDL (1982a: 63). Ähnlich als Gleitmassen zu beurteilen sind wohl die „mergeligen Allgäuschichten“ auf der Sandling-Nordostseite, da dazwischen immer wieder Radiolarit auftreten soll, der auch mikropaläontologisch belegt ist (GAWLICK, mündl. Mitt.; GAWLICK et al., 2007: Probe D 216). Sie sind in Tafel 1 schematisch als „Schollenschwarm“ im Radiolarit ohne Einzelabgrenzung dargestellt.

Westlich des Raschbergs ist der Bau durch Brüche kleinräumig zerstückelt, was allerdings den lateralen Fazieswechsel ideal aufgeschlossen hat und den Übergang von der Buntkalkschwelle in das Pötschenkalkbecken erkennen lässt – vgl. MANDL (1984a: Beil. 7). Zwischen den Teilblöcken sind hier im Steinwandlgra-

ben Zlambachschichten in einer schmalen Mulde eingesenkt (Taf. 2: Schnitt C), die gegen Westen rasch breiter wird und in das Mergelareal der Zlambach- und Stambachgräben einmündet.

Das Hauptverbreitungsgebiet von Pötschenkalk und Pedataschichten liegt südlich jenes Störungsbündels, das von der Pötschenwand zur Nordseite des Klammekkogels streicht und an dem die Obertriaskalke gegenüber der nördlich angrenzenden Mulde mit Zlambachschichten etwa 100–150 m herausgehoben sind. Am Hornkogel sind auch noch Teile der überlagernden Juraschichtfolge erhalten. Alles taucht gegen Süden unter die Werfener Schichten und den Wettersteindolomit der Dachstein-Decke ab. Die Deckengrenze ist allerdings durch Ausläufer des Toplitz-Störungssystems bruchtektonisch überprägt – siehe Tafel 1.

Dass sich im Südteil der Goisern-Aussee-Decke auch noch tektonische Komplikationen verbergen können, deutet die Abfolge in der Bohrung Steeg ST1 an. Hier wurde unter dem „Permoskyth“ der Dachstein-Decke und einem ersten Abschnitt mit Allgäu-, Zlambachschichten und Pötschenkalk ein zweites, ungewöhnlich mächtiges Paket von Zlambachschichten durchörtert. In Tafel 2 / Schnitt A wurde dies hypothetisch als durchgescherte, nordvergente Falte dargestellt, der allerdings obertags keine Strukturen zugeordnet werden können.

In Tafel 2 / Schnitt A ist auch noch eine weitere Struktur dargestellt, die eine bisher widersprüchliche Lagerungssituation bereinigt. Das Haselgebirge der Ischler Umgebung (heute Ischl-Schollen) und jenes der Ischler Salinarmulde (heute Goisern-Aussee-Decke) wurde bei MEDWENITSCH (1958: Tafel 3 / Schnitte 7 und 8) und indirekt auch bei NEUHOLD et al. (1985) miteinander verbunden gezeichnet; später wurde der kritische Bereich nicht mehr dargestellt. Da die ersteren Haselgebirgsmassen den unterkretazischen Roßfeldschichten aufgeschoben sind, letztere bereits im Jura in das Radiolaritbecken geglitten und von Oberjurakalken sedimentär überlagert werden, kann ein ungestörter Verband nicht bestehen. Am Ischler Salzberg ist im Kartenbild bereits erkennbar, dass die Schrambach- und Roßfeldschichten auf steil stehende bis überkippte Lagerung drehen und so eine Faltenstruktur andeuten. Diese entwickelt sich gegen Westen unter den Ausläufern der Dachstein-Decke zu einer durchgescherten liegenden Falte, deren Stirn zwischen den Bohrungen RS1a und E1 liegen muss. Der in der Bohrung E1 durchörterte Kontakt vom Haselgebirge zu unterlagernden Kreidesteinen ist damit nicht die unterkretazische Überschiebungsfäche wie in den Bohrungen BI1 und RS1a, sondern eine jüngere Scherfläche, welche die liegende Falte durchschneidet und sich gegen Süden im Haselgebirge verliert. Die Bewegung an dieser Fläche wird wahrscheinlich mit der Überschiebung der Dachstein-Decke in der Unterkreide korrelieren, vielleicht aber auch erst mit deren jüngsten, nach Nordost gerichteten Nachbewegungen im Zusammenhang mit der Seitenverschiebung entlang der Königssee-Lammertal-Traunsee-Störung.

Plassen-Schollen

Westlich von Hallstatt liegen, inmitten von Gesteinen der Dachstein-Decke, die Plassen-Schollen. Über dem Haselgebirge des Hallstätter Salzbergs und Werfener Schichten folgen mittel- bis obertriassische Hallstätter Kalke, Pötschenkalk und Zlambachschichten. Unterer Jura in grauer und roter Fleckenmergelfazies ist von einigen wenigen Punkten bekannt und reicht stratigraphisch nur bis ins Pliensbachium. Der Gebirgsstock des Plassen (Typlokalität des oberjurassischen Plassenkalks) ruht heute nur auf den Hallstätter Schollen und greift nicht mehr auf den Dachsteinkalk-Rahmen über.

Die **tektonische Position** der Hallstätter Kalke um den Plassen wurde lange Zeit kontrovers diskutiert. Unter dem früheren Blickwinkel eines rein kretazischen Schubdeckenbaues sahen manche darin ein tektonisches Fenster, in welchem die Hallstätter Gesteine der Ischl-Ausseer Zone aus dem Liegenden der Dachstein-Decke erneut zutage treten. Aus diesem Blickwinkel heraus sind auch die tektonischen Begriffe „Tiefjuvavikum“ für die Hallstätter Zonen und „Hochjuvavikum“ für die darüber liegende Dachstein-Decke zu verstehen. Nach heutiger Faktenlage stellen die Hallstätter Kalke um den Plassen jedoch keinen Aufbruch aus der Tiefe dar, sondern lagern samt ihrer Haselgebirgsbasis dem Radiolarit (und begleitenden Brekzien) der Dachsteindecke als jurassische Großgleitschollen auf. Gesteine der Radiolarit-Gruppe wurden auch im Liegenden des Hallstätter Salzbergs erbohrt (vgl. Tafel 2 / Schnitt A; Bohrung-HTNU040). Die Bezeichnungen „Tief- und Hochjuvavikum“ sollten in Zukunft in diesem Zusammenhang nicht mehr verwendet werden, da sie falsche Lagerungsverhältnisse der Hallstätter Gesteine suggerieren könnten.

Der **tektonische Internbau** ist charakterisiert durch ein Zerbrechen in Einzelschollen, die teilweise tief in ihre Haselgebirgsbasis eingesunken sind (aufgeschlossen im Grubengebäude des Hallstätter Salzbergs). Das tektonisch hangendste Element ist die Plankenstein-Scholle, ein großer, invers liegender Gesteinskörper mit einer Hallstätter Schichtfolge vom Anisdolomit bis zu norischem Pötschenkalk, der dem Radiolarit der Dachstein-Decke und einer Reihe kleiner Schollen aus Hallstätter Kalk flach auflagert – vgl. dazu auch das Nachbarkartenblatt 95 St. Wolfgang (PLÖCHINGER, 1982). Die Nordbegrenzung der Hallstätter Gesteine wird vom Rötengraben-Bruch gebildet. Die Profilschnitte (Tafel 2 / Schnitte A und B) lassen eine Versatzhöhe von bis zu 500 m vermuten, weshalb auch eine östliche Fortsetzung bis ins Trauntal zu erwarten ist. Diese Fortsetzung des Bruches ist im vorliegenden Kartenbild allerdings nicht zu erkennen.

Der Rötengraben-Bruch dürfte auch als seitliche Begrenzung einer Zone starker W- bis NW-gerichteter Kompression fungieren. Deren Auswirkungen wurden erstmals von HABERMÜLLER (2005), ARNBERGER (2006) und SCHMID (2009) sowohl aus den Hallstätter Gesteinen des Schiechlingkammes, aus dem Haselgebirge im Bergbau als auch aus dem Dachsteinkalk der Echernwand und der Hirlatzwand beschrieben und als „vorgosauische“ Deformation eingestuft.

Neben den Schollen rund um den Plassen ist auch noch ein weiteres, winziges Vorkommen von **Hallstätter Kalken auf dem Sarstein** erhalten geblieben. Abgesehen von Spuren von Werfener Schichten wurden hier obertriassische Buntkalke biostratigraphisch belegt und ihr Jurarahmen beschrieben – vgl. MANDL (2003); GAWLICK et al. (2006).

Das randlich noch ins Kartenbild reichende Haselgebirge mit begleitenden Werfener Schichten und Gutensteiner Dolomit am Radlingpass gehört bereits den **Mitterndorf-Schollen** (Röthelstein/Feuerkogel) an, die rund um Bad Mitterndorf ebenfalls als Gleitmassen in der Jura-Schichtfolge einsedimentiert liegen – siehe TOLLMANN (1981, 1985: Abb. 98–100; die Warscheneck-Decke wird von diesem Autor noch von der Dachstein-Decke getrennt gesehen).

Dachstein-Decke

Die Dachstein-Decke wird bei TOLLMANN (1976b: 354ff.) als nahezu allseitig durch Überschiebungsflächen abtrennbarer Deckenkörper beschrieben, nur auf kürzeren Strecken bilden jüngere Brüche die Begrenzung. Samt den ihr auflagernden Hallstätter Schollen im Plassen-Gebiet wurde sie in der Unterkreide dem Tirolikum und dem Juvavikum der „Ischl-Ausseer Hallstätter Zone“ überschoben.

Sie wurde daher ebenfalls dem tektonisch hangendsten Deckensystem, dem Juvavikum zugeordnet.

Ihre Schichtfolge umfasst Haselgebirge mit Gips und sporadisch Salz, Werfener Schichten und eine karbonatische Mittel- bis Obertrias, in der mit Wettersteinkalk/-dolomit und Dachsteinkalk flachmarine Plattformsedimente dominieren. Einstige Ränder dieser Plattform sind nur außerhalb des Kartenblattes Bad Ischl im Dachsteinriffkalk des Gosaukammes (z.B. KRÝSTYN et al., 2009) und untergeordnet auch am Grimming (BÖHM, 1986) erhalten, während Riffbildungen des Wettersteinkalks gelegentlich zwischen Gosauer Stein und Kammspitz zu finden sind. Mit diesen Riffbildungen sind stellenweise noch angrenzende Hang- und Beckensedimente vergesellschaftet (z.B. REIJMER et al., 1994). Die Jura-Gesteine sind nur ganz lokal erhalten geblieben und zeigen Rotkalke (Unter- bis Mitteljura; häufig als Spaltenfüllung im Dachsteinkalk) und Radiolarit. Letzterer beinhaltet neben Brekzien und Großschollen aus Dachsteinkalk und Juragesteinen auch die Großgleitschollen der Hallstätter Gesteine samt ihrer Evaporitbasis. Oberjura ist nur als „neoautochthone Hülle“ der Hallstätter Schollen am Plassen und in kleinen Resten am Sarstein erhalten.

Die Gesteine der Gosau-Gruppe transgredieren nach langer Erosionsphase sowohl über Dachsteinkalk (am Nachbarkartenblatt) als auch über Hallstätter Kalke (Plankensteinplateau, Solingerkogel) und waren solchermaßen einstmals Beleg für den „vorgosauischen“ Deckenbau. Als jüngste Sedimentauflage aus dem Paläogen sind die spurenhafte erhaltenen fluviatilen „Sande mit Augensteinen“ auf der Dachstein-Hochfläche zu erwähnen.

Die **tektonische Abgrenzung** der Dachstein-Decke, wie sie beispielsweise TOLLMANN (1976b: 354ff.) gab, war und ist nicht unumstritten. Insbesondere in der östlichen Fortsetzung im Bad Mitterndorfer Raum, vom Radlingpass bis zum Grimming, schien eine deckentektonische Trennung von den Dachsteinkalken des Mitterndorfer Beckens (diese wurden zu einer eigenständigen tirolischen Warscheneck-Decke gezählt) nicht zwingend. Insbesondere SPENGLER (1934, 1961) sprach sich dezidiert dagegen aus. Auch neuere Daten im Zuge der Thermalbohrung Bad Mitterndorf brachten keine Argumente dafür – siehe SCHMID et al. (2003). Nachdem auch die Schollen um den Plassen der Dachstein-Decke auflagern anstatt sie zu unterteufen, entfällt die Notwendigkeit, die Hallstätter Kalke von Bad Mitterndorf als „Tiefjuvavikum“ *unter* die Dachstein-Decke zu stellen. Beide Schollengruppen liegen auf Radiolarit über Dachsteinkalk ein und derselben Decke, der Dachstein-Decke. Diese reicht nun deutlich weiter nach Nordosten und beinhaltet ganz im Sinne SPENGLER's auch den Türkenkogel-Lawinenstein-Zug und die Warscheneck-Gruppe. Der Begriff Warscheneck-Decke wird als jüngeres Synonym überflüssig.

Die Dachstein-Decke wird von GAWLICK & FRISCH (2003) zuletzt sogar dem Tirolikum zugeordnet und auch nicht mehr als Decke, sondern als parautochthone, störungsbegrenzter Block bezeichnet. Wenngleich den dortigen Argumenten auch nicht vorbehaltlos gefolgt werden kann, scheint die tektonische Stellung der Dachstein-Decke aus anderen Gründen diskussionswürdig. U.a. betonte schon SPENGLER (1952) die Ähnlichkeiten zwischen „tirolischem“ Tennengebirgs-Südoststrand und „juvavischem“ Dachstein-Südweststrand, die beide einen Abschnitt aus dem Rand einer triassischen Dachstein-Karbonatplattform darstellen – also bereits primär mehr oder minder benachbart gewesen sein könnten. Diese und andere Fragen dazu können aber nicht anhand des Kartenblattes Bad Ischl diskutiert werden.

Ein wesentlicher Faktor in der Beurteilung der heutigen Lagerungsverhältnisse ist jedenfalls die früher wenig beachtete junge Sprödetektonik, die den älteren Deckenbau vielerorts überprägt und verschleiert hat. Ein wichtiges, durch seine Randlage am Kartenblatt Bad Ischl in seiner Bedeutung kaum abschätzbares Störungssystem ist beispielsweise auch die Königssee-Lammertal-Traunsee-Störung („KLT“; DECKER et al., 1994). Im Zuge der entlang ihr stattgefundenen miozänen linkssinnigen Seitenverschiebungen und Einengungen dürften auch die Gesteine der Gosau-Gruppe südwestlich Bad Ischl unter den Rand der Dachstein-Decke geraten sein.

Der **tektonische Internbau** der Dachstein-Decke wird durch weitgespannte Verbiegungen und steilstehende Bruchsysteme charakterisiert. Der Wettersteindolomit westlich Bad Goisern zeichnet die ost-west streichende Weissenbach-Antiklinale nach. An ihrer Nordflanke ist der Dachsteinkalk bis zu vertikaler Lagerung steilgestellt und bildet in der Katrin die Deckenstirn der Dachstein-Decke. Die Südflanke der Antiklinale zeigt gleichförmiges Südfallen und leitet in eine Synklinale über, in der auch die Jura-Bedeckung und die Deckschollen um den Plasen erhalten sind. Dass diese Mulde nicht bei Hallstatt endet, sondern in den einförmigen Dachsteinkalkmassen eine Fortsetzung gegen Osten besitzt, wird erst mit Berücksichtigung des Schichteinfallens in den Profilschnitten sichtbar (Taf. 2: Schnitte A, B und D).

Zerschnitten wird dieser einfache Bau durch eine Reihe von Störungen, von denen im Kartenbild meist nur kürzere Teilstücke dargestellt sind. In Tafel 1 sind diese zu längeren Störungssystemen verbunden. Ein markantes Störungsbündel gehört zum System der Toplitz-Störung. Aus dem Toten Gebirge kommend streicht es durch die Talfurche des Toplitz- und Grundl sees und dürfte unter der Quartärfüllung des Ausseer Beckens in jenes Bündel auffächern, das den Sarstein in mehrere Teilblöcke zerlegt. Der mutmaßliche Störungsverlauf unter der Beckenfüllung orientiert sich am Untergrundrelief, das sich in der gravimetrischen Karte abzeichnet (STEINHAUSER et al., 1985a). An diesem Störungssystem dürften hauptsächlich Vertikalbewegungen stattgefunden haben. Für größere Seitenversätze gibt es keine Hinweise.

Ebenfalls überwiegend Vertikalversätze lässt ein Bruchsystem erwarten, welches vom Dachsteinplateau im Bereich des Speikbergs über Obertraun und entlang der Wände des Ramsaugebirges bis zum Goiserer Weißenbachtal streicht. Es scheint das Toplitz-System gegen Westen hin abzuschneiden. In der südlichen Fortsetzung dieses Bruches ist am Kartenblatt 127 Schladming (MANDL & MATURA, 1995) südöstlich des Bärenlochs ein Vorkommen von mürben (?Augenstein-)Sandsteinen vertikal zwischen Dachsteinkalken eingeklemmt und gibt so einen Hinweis auf ein „tertiär“-zeitliches Alter dieser Störung. Auf der Dachstein-Hochfläche haben FRISCH et al. (2002: Abb. 15) aus dem Höhenmodell ebenfalls durch junge Störungen begrenzte Teilblöcke mit unterschiedlicher Verkippung der „tertiär“-zeitlichen Altflächenreste rekonstruiert.

Um den Speikberg verschneidet dieses System mit NNE-SSW-streichenden Störungen, wodurch offenbar die Höhlenbildung im dortigen Dachstein-Höhlenpark besonders begünstigt wurde - vgl. KRAUTHAUSEN (1989); KRAUTHAUSEN & HENNE (1998). Auch die vorerst noch hypothetische Fortsetzung des Rötengraben-Bruches könnte hier schleifend einmünden oder abgeschnitten werden.

5. Kurzgefasste geologische Entwicklungsgeschichte

In diesem Kapitel werden anhand der Gesteine des Kartenblattes Bad Ischl die Erdgeschichte und die Entwicklung der Landschaft der Region dargestellt.

Die Altersangaben bei den einzelnen Zeitabschnitten orientieren sich an der neuesten Geologischen Zeitskala von OGG et al. (2008).

5.1. Vom Sediment zum Gebirge

(G.W. MANDL)

PERM (299–251 Mio. Jahre)

Im Laufe des Perm wurden mit der Bildung des Ural-Gebirges die letzten großen Krustenstücke an den Großkontinent Pangäa angegliedert. Damit stand *einer* Kontinentmasse *ein* großer Ozean (Panthalassa) gegenüber, aus dem eine weite Bucht mit ozeanischer Kruste (Paläotethys) von Osten her in Pangäa hinein ragte.

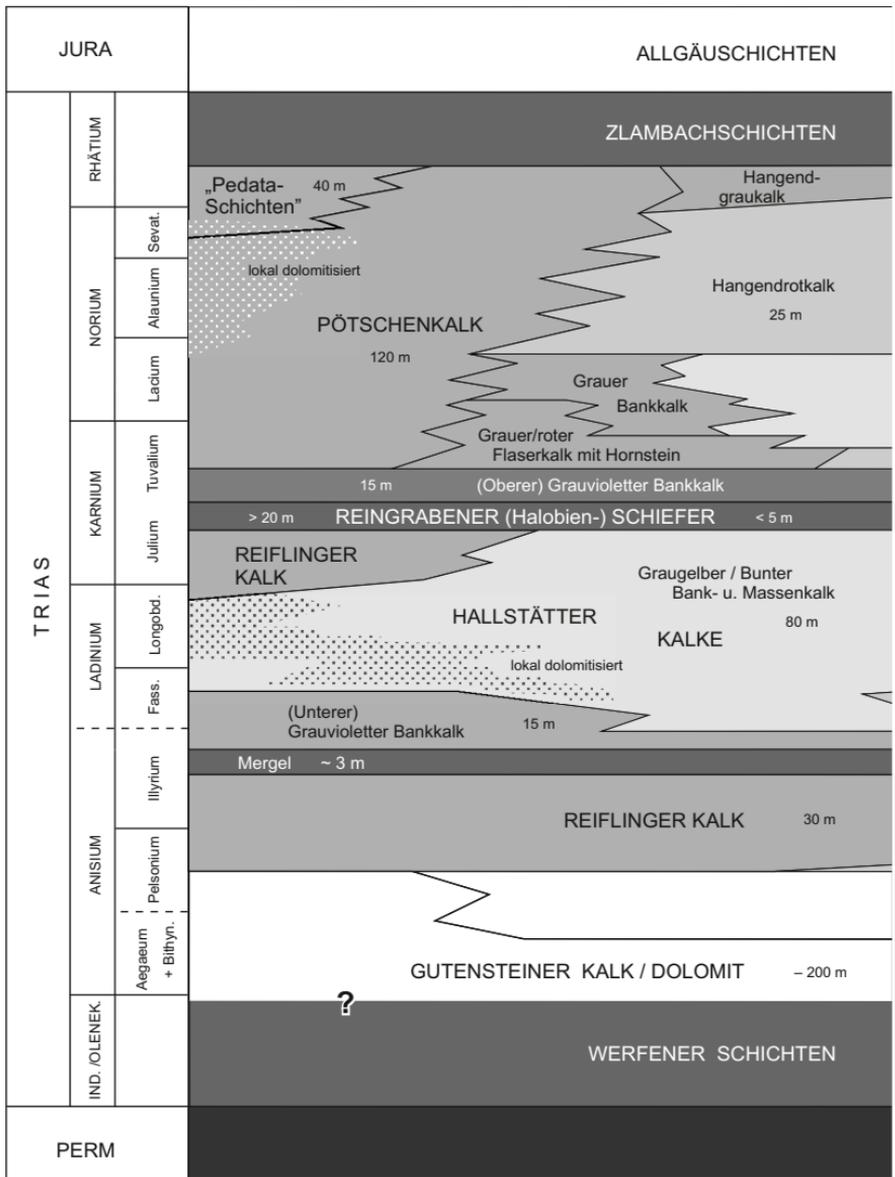
Bereits im Perm begannen sich vom Südteil Pangäas Krustenfragmente (Türkei, Persien, Tibet) abzulösen und nordostwärts zu driften, wodurch dazwischen neue ozeanische Kruste – die Neotethys – entstand. Auch jener Randbereich Pangäas, aus dem sich später die Ostalpen bilden sollten, unterlag einer Dehnung und Ausdünnung der Lithosphäre. Die damit verknüpften Intrusionen von Gabbros aus dem Erdmantel in die Untere Kruste führten zu einem Wärmeaufstieg, der eine Metamorphose mit lokaler Granitbildung und Pegmatitgängen in der Mittleren Kruste bewirkte – vgl. SCHUSTER & STÜWE (2010).

Gegenüber dem feucht-warmen Oberkarbon wurde das Klima im Perm zunehmend trockener. Im Bereich des heutigen Europa waren kontinentale Rotsedimente weit verbreitet, die den Abtragungsschutt des Variszischen Gebirges unter einem wüstenartigen Klima darstellen. Im Küstenbereich zum Tethysmeer kam es in seichten Buchten durch die starke Verdunstung zu einem Anstieg der Salzkonzentration, der schließlich in der Ausfällung von Evaporitmineralen (Gips/Anhydrit, Steinsalz u.A.) gipfelte. Vermischt mit den eingeschwemmten bunten Ton- und Sandlagen vom Festland bildete dies das Ausgangsmaterial für das Haselgebirge. Die basischen Vulkanite im Haselgebirge sind wahrscheinlich mit dem Magmenaufstieg im Zuge der Krustenausdünnung und der Ausweitung der Neotethys genetisch verknüpft.

TRIAS (251–200 Mio. Jahre)

Vom Oberperm bis in die basale Mitteltrias zeigen die Schichtfolgen der Dachstein- und der Hallstätter Fazies noch eine gleichartige Entwicklung von den seichten, hypersalinaren Evaporitbecken des Haselgebirges, über die normalmarinen, siliziklastisch dominierten Werfener Schichten der Untertrias bis zu den Flachwasserkarbonaten des Gutensteiner- und Steinalmkalks und -dolomits.

Im Laufe des mittleren Anisium weitete sich der Tethysozean nordwestwärts aus, was am ostalpinen Schelf zu bruchtektonischer Zerlegung und Schollenkipungen führte. Distalere Schelfbereiche gerieten unter den Einfluss offener mariner (pelagischer) Sedimentation der Hallstätter Fazies, während auf den verbliebenen Hochzonen nach einem kurzem und nur lokalen pelagischen Intermezzo die **Karbonatplattformen des Wettersteinkalkes** ihren Anfang nahmen. Meist können dort Steinalmkalk und auflagernder lagunärer Wettersteinkalk makroskopisch

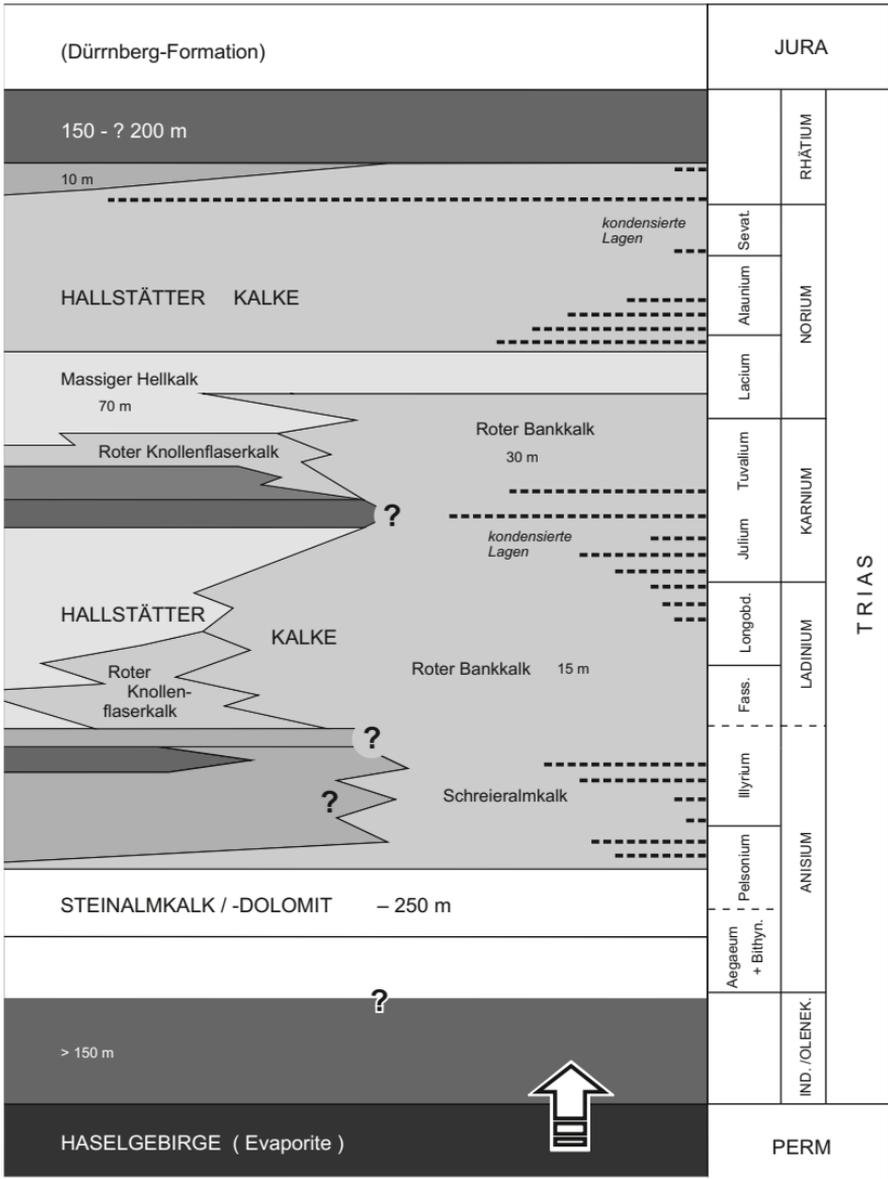


Schema, nicht maßstäblich;
Zahlen entsprechen den publizierten maximalen Mächtigkeiten

Becken < —————

Abb. 3. Lithostratigraphie der Hallstätter Kalke und laterale Übergänge in die Hornsteinkalk-Fazies.

nicht getrennt werden. Wo eine durchgreifende Dolomitisierung die lagunären Karbonate erfasst hat, sind alle Fossilien und auch die Sedimentstrukturen weitgehend verloren gegangen. Hier ist auch eine mikrofaziale oder biostratigraphische Trennung nicht mehr möglich (Goiserer Weißenbachtal, Ramsaugebirge, Sarstein). Die anhaltende thermische Subsidenz der Kruste hatte eine mehr



oder minder kontinuierliche Absenkung des Meeresbodens zur Folge, mit der die Karbonatproduktion Schritt halten konnte. Unter gleichbleibenden tropischen Flachwasserbedingungen entstand so ein 800 Meter und mehr mächtiger Sedimentstapel. Wie schon im Steinalmkalk waren die Hauptkalkproduzenten in der Wettersteinkalk-Lagune – soweit noch erkennbar – kalkige Grünalgen (Dasycladaceen).

Eine Meeresspiegel-Absenkung führte im Laufe des unteren Karnium zu einem weitgehenden Trockenfallen der Wetterstein-Karbonatplattformen. Ob die verbreitete sekundäre Dolomitisierung der Plattformkalke damit in irgendeiner Verbindung steht, ist noch ungeklärt. Der terrigene Sedimenteintrag der (Nordalpinen) **Raibler Schichten** ist auf den Karbonatplattformen nur lokal überliefert. Meist liegt nur ein dunkler Schieferhorizont vor, in dessen Hangendabschnitt Karbonate (Sphärocodien=Algen/Foraminiferen-Onkoide; Ooide) und Quarzsandlagen mit Pflanzenhäcksel auftreten können – vgl. GROTTENTHALER (1978).

Mit dem oberkarnischen Meeresspiegelanstieg breiteten sich über der einstigen Wettersteinplattform erneut Seichtwasserkarbonate aus, wobei anfangs die rhythmisch gebänderten Gezeitedimente des **Hauptdolomits** dominierten. Mit ersten zwischengeschalteten Kalklagen („Plattenkalk“) bahnt sich der Übergang zum überwiegend subtidalen **Dachsteinkalk** an, der mit seinen meterdicken Bänken heute die kalkhochalpine Landschaft prägt. Im Nordteil des Kartenblattes sind in Form einer Tonstein/Mergel/Kalk-Wechselfolge lokal noch die südlichsten Ausläufer der **Kössener Schichten** (Hochalm-Subformation) anzutreffen; in der Hauptmasse des Toten Gebirges und im Dachstein-Gebiet fehlen sie bereits völlig. Im Grenzbereich zu den unterlagernden Kössener Schichten finden sich häufig ästige Korallenstöcke (Äquivalent des „Hauptlithodendronkalks“?), während die Hauptmasse des „oberrhätischen“ Dachsteinkalks wieder gebankte lagunäre Fazies aufweist.

Die Schichtfolge der **Hallstätter Fazies** zeigt eine ausgeprägte räumliche und zeitliche Differenzierung, wobei eine generelle Zweiteilung festzustellen ist: Mächtigere mergelige graue Hornsteinkalke sind das Normalsediment des tieferen Schelfs, während die bunte Hallstätter Kalke s. str. mit stark schwankender Mächtigkeit über einer bruchtektonisch gegliederten Hochzone inmitten des Hornsteinkalk-Beckens gebildet wurden. Die lateralen Übergänge zwischen diesen beiden Endgliedern konnten am Kartenblatt Bad Ischl an verschiedenen Lokalitäten studiert werden, woraus sich das stratigraphische Schema in Abbildung 3 ableiten ließ. Anhand der Rekonstruktion der räumlich-zeitlichen Verbreitung der einzelnen Kalktypen konnte MANDL (1984a: Beil. 7 und 8) zeigen, dass Randbereiche der mitteltriassischen Buntkalkschwelle in der Obertrias absanken und von grauen Hornsteinkalken überdeckt wurden, während das Schwellenzentrum in der Obertrias eine Akzentuierung erfuhr, die sich in Mächtigkeitsreduktion und Schichtauskeilen äußert. Dies wurde als Folge eines syndimentären Diapirismus der permischen Evaporite gedeutet. In dieses Bild fügt sich auch die kleinräumige Bruchschollenbildung mit Verkippungen bis zu 90° und wiederholte Spaltenbildungen bis in den Anisdolomit hinab, die aus den bunten Hallstätter Kalken dokumentiert sind – z.B. SCHLAGER (1969); KRYSZYN et al. (1969); KRYSZYN (1970, 1973); FRIEDEL (1985: Abb. 36). Die Hallstätter Kalke der Typusregion dürften somit Ihre Existenz dem Salinauftrieb verdanken, während vergleichbare Kalke in außeralpinen Gebieten fernab von sedimentproduzierenden Karbonatplattformen am distalen Schelf, an der Schelfkante oder auf Tiefseebergen (seamounts) entstanden, wo sie lateral mit Radiolarit des tiefen Wassers verzahnen und z.T. basischen Vulkaniten auflagern – z.B. PILLEVUIT et al. (1997: Fig. 28).

In der Goisern-Aussee-Decke macht sich in den Schichtfolgen mit Pötschenkalk in der obersten Trias die Nähe eines Dachsteinkalk-Riffes in Form von riffspezifischen Bioklasten bemerkbar – im Kartenbild ausgewiesen als Pedata-Schichten. Da diese hier südlich der Buntkalke des Raschberg-Sandling-Massives auftreten, ging MANDL (1984a: Beil. 8) noch von einer weiteren, paläogeographisch im Süden anschließenden Dachsteinkalk-Plattform aus. Da sich seither in allen kalkalpinen Neukartierungen stets nur südexponierte Plattformränder während

der Mittel- und Obertrias zeigten, bleibt diese hypothetische südlichste Plattform mit nordexponiertem Rand ohne reales Beispiel. Dazu kommt, dass sich die Pötschen-Pedata-Schichtfolgen des Ausseer Gebietes in jene südlich des Grundlises fortsetzen dürften, die ihrerseits mit einem Riffkalk im Norden (Zwickerkogel) in Verbindung stehen – vgl. SCHÖLLNBERGER (1974). Der Zusammenhang des Dachsteinkalkes des Zwickerkogels mit dem angrenzenden Dachsteinkalk des Toten Gebirges steht allerdings weiterhin in Frage; jüngste Untersuchungen der umgebenden Jura-Schichtfolgen lassen eine jurassische Platznahme des Zwickerkogels und der damit verbundenen Pötschen-Pedata-Schichtfolgen möglich erscheinen, wenngleich sie derzeit auch nicht bewiesen werden kann – vgl. MANDL et al. (2010). Damit erhebt sich allerdings erneut die Frage nach dem primären Zusammenhang der Pötschen-Pedata-Schichtfolgen des Ausseer Gebietes mit den Buntkalken des Raschberg-Sandling-Massivs. Die Übergänge Hallstätter Kalk – Pötschenkalk westlich des Raschbergs sind zwar eindeutig, doch kann nicht ausgeschlossen werden, dass südliche Teile der Pötschen-Pedata-Schichtfolge des Ausseer Gebietes davon tektonisch abzutrennen sind. In der tektonischen Übersicht (Taf. 1) und in den Profilschnitten (Taf. 2) wurde noch von einem Zusammenhang ausgegangen.

Die mergeligen Zlambachschichten bilden den jüngsten Abschnitt sowohl der Pötschen-Pedata-Schichtfolgen als auch jener mit bunten Hallstätter Kalken. Außerhalb des Kartenblattes Bad Ischl ist auch ein Übergreifen der Mergel auf den Riffhang der benachbarten Dachsteinkalk-Plattform erkennbar. Der Übergang in die jurassischen Fleckenmergel ist aufgrund der ähnlichen Lithologie kartierungstechnisch schwer fassbar. Im Stambach- und Kleinen Zlambachgraben konnte aber RAKÚS (1993, 1999a) einen jurassischen Anteil in den Mergeln anhand einer Ammonitenfauna des Hettangium (*planorbis*- bis *angulata*-Zone) belegen.

JURA (200–145 Mio. Jahre)

Im Jura begann der Zerfall des Pangäa-Superkontinents, der über 160 Ma das Erscheinungsbild der Erde bestimmt hatte. Nachdem es schon ab dem Unterjura entlang der späteren Trennungsfugen zu initialen tektonischen Bewegungen gekommen war, öffnete sich im Mitteljura zwischen Afrika und Nordamerika das neue Ozeanbecken des zentralen Atlantiks. Dieser fand, an (Transform-)Störungen weit gegen Osten versetzt, gleichsam eine Fortsetzung im Penninischen Ozeanbecken des alpinen Raumes. Der Penninische Ozean bildete sich zwischen dem zukünftigen Europa und dem „Apulischen Sporn Afrikas“. Das Ostalpin war Teil des Apulischen Sporns und im Lauf des Jura zu einer schmalen Kontinentbrücke zwischen dem Penninischen- und dem Tethys-Ozean geworden. Diese Abtrennung des Ostalpins mit seiner bereits ausgedünnten Kruste von der Kontinentmasse des künftigen Europa führte neben einer bruchtektonischen Zerlegung auch zu einer fortschreitenden Absenkung, die das Ende der flachmarinen Karbonatplattformen bedeutete.

Die **fazielle Zweiteilung** in Becken- und Plattformensedimente während der Trias findet auch noch im Jura eine Entsprechung (Abb. 4). Wie eben erwähnt, werden im Becken die Zlambachschichten durch **mergelige Allgäuschichten** abgelöst (=Dürrenberg-Formation bei GAWLICK et al., 2009). In isolierten Schollen sind auch noch jüngere Anteile der roten und grauen Mergelfazies bis ins jüngste Pliensbachium fossilbelegt; eine Scholle im Fludergraben ist als Toarcium eingestuft.

Über den ertrunkenen Dachsteinkalk-Plattformen folgen dagegen nach einer Schichtlücke **geringmächtige Rotkalke**, die teilweise in Spalten in den Untergrund eingreifen. Im Gegensatz zur mergeligen Beckenfazies fehlt hier der basale

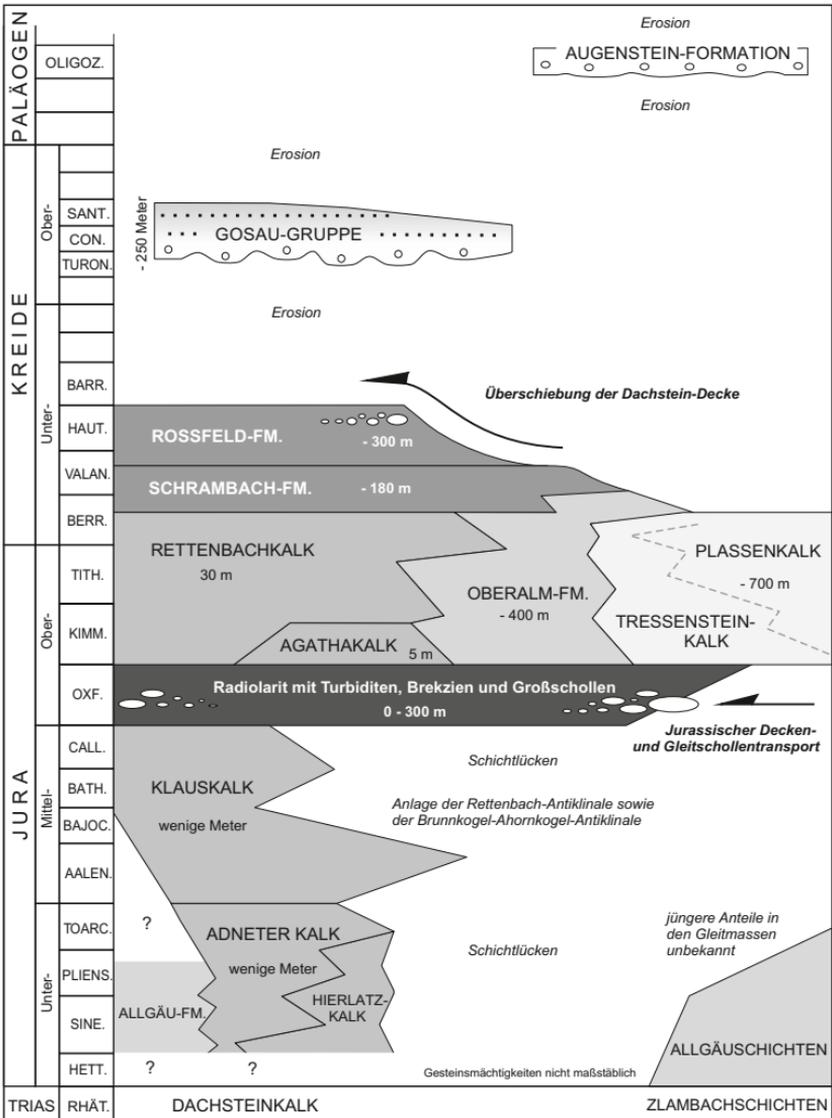


Abb. 4. Stratigraphischer Umfang der jurassischen, kretazischen und paläogenen Gesteine des Kartenblattes Bad Ischl.

Jura (Hettangium), die Fossilbelege der Typlokalität des Hierlatzkalkes reichen beispielsweise laut RAKÚS (1999b) vom älteren Sinemurium (*semicostatum*-Zone) bis ins älteste Pliensbachium (*jamesoni*-Zone). Die Ursache der Schichtlücke bleibt vorerst unklar, Hinweise auf Auftauchen und Verkarstung fehlen. Zum Teil lagert erst mitteljuraischer Klauskalk mit Brekzien- und Spaltenbildung direkt dem Dachsteinkalk auf – vgl. KRYSŤYN (1971). Die geringe Mächtigkeit, die lückenhaften Abfolgen, die kondensierten Ammonitenfaunen und die Fe/Mn-Krusten bzw. -Knollen weisen auf eine Mangelsedimentation hin. Der Übergang von den

Rotkalken (Klauskalk) zum Radiolarit ist im Ausseer Fludergraben und im Brielgraben westlich des Plassen (Kartenblatt ÖK 95 St. Wolfgang) aufgeschlossen.

Mit der **Radiolaritbildung** erreichten die jurassischen Becken ihre größte Tiefe. Die Kieselsedimente des Raumes zwischen Bad Ischl und Bad Aussee teilen GAWLICK et al. (2007) zwei unterschiedlichen Jura-Becken zu, die erst im Zuge einer (jungen) Seitenverschiebung in ihre heute benachbarte Lage gekommen sein sollen. Dieser Teilung wird hier nicht gefolgt, was im Kapitel 6 (Legendennummer 49-Radiolarit) näher begründet ist. Den beobachtbaren Fakten dürfte das bisherige Modell (MANDL, 1982a) eines einheitlichen Radiolaritbeckens mit Schüttung von Brekzien und Gleitschollen aus der Dachsteinkalk- und Jurarotkalkfazies vom Beckenrand sowie Brekzien und Gleitschollen aus der Hallstätter Fazies vom Süden her doch wesentlich zwangloser entsprechen. Die kieselig/klastische Abfolge (in der Kartenlegende: Grünanger Schichten und kieselige Allgäuschichten) könnte damit ebenso wie vergleichbare Bildungen im Plassengebiet als Strubberg-Formation bezeichnet werden.

Ausgehend von der Entwicklungsgeschichte der Radiolaritbecken wird von der Leobener Arbeitsgruppe um HANS-JÜRGEN GAWLICK auch eine neue Interpretation der tektonischen Entwicklung des Kalkalpen-Mittelabschnittes gegeben. Dabei werden auch die paläo- bis neogenen Seitenverschiebungen zur Rekonstruktion des postgosauischen Stadiums des kalkalpinen Deckenbaues berücksichtigt und neu definierte Strukturelemente vom Berchtesgadener Raum bis ins Tote Gebirge korreliert – vgl. FRISCH & GAWLICK (2001: Fig. 1, 2003: Fig. 4). Ein wesentliches Element ist in diesem Modell die Trattberg-Schwelle, die ab dem frühen Oxfordium als Hochzone und Liefergebiet für den Detritus im Tauglboden-Becken wirksam wird. Daraus entwickelt sich bei weiterer Einengung die Trattberg-Überschiebung, die ein „Tief-Tirolikum“ (Osterhorngebiet; Tauglboden-Becken) von einem „Hoch-Tirolikum“ (Tennengebirge, Einberg-Zug; Lammerbecken/Strubberg-Fm.) trennen soll. Auf dem Kartenblatt Bad Ischl wird die Nordbegrenzung des „Totegebirge-Blocks“ als östliche Fortsetzung der Trattberg-Überschiebung angesehen.

Es erscheint aber auch eine andere Korrelation möglich: Die Trattberg-Schwelle zeigt ja aufgrund ihrer jurassischen Hochlage eine teilweise Abtragung der obertriassisch-jurassischen Schichtfolge bis unter das Niveau der Kössener Schichten. Über dieses Relief transgredieren örtlich oberjurassische Oberalmer Schichten oder direkt die unterkretazischen Schrambach- und Roßfeldschichten. Ein vergleichbares Bild bietet die Rettenbach-Antiklinale östlich Bad Ischl. Auch hier sind im Schwellenscheitel Gesteine bis unter die Kössener Schichten abgetragen und finden sich als Brekzienkomponenten und Großschollen in den kieseligen Sedimenten an den Antiklinal-Flanken. Die nordwestliche Flanke leitet zu einem jurassischen Beckenbereich mit geringmächtigen Rotkalken, mergeligen Allgäuschichten und Radiolarit mit auflagernden Schollen aus lagunärem Dachsteinkalk mit Kössener Einschaltungen über, der einem Ausläufer des Tauglboden-Beckens entsprechen könnte. An die Südostflanke schließt hingegen jene Rotkalk-Radiolaritabfolge an, die sowohl Gleitschollen vom Schwellenscheitel als auch die ausgedehnten Gleitmassen von Hallstätter Gesteinen des Raschberg-Sandling-Gebietes beinhaltet und als Fortsetzung der Strubbergschichten des Lammerbeckens betrachtet werden könnte. Die mutmaßlich bereits jurassisch einsetzende Überschiebung der Totes-Gebirge-Decke läuft hingegen nach Südwesten im Faltenbau des Brunnkogel-Ahornkogel-Zuges aus und hat daher keine Entsprechung zwischen Lammertal und Trattberg-Gebiet. Die Oberalmer Kalke des Rosenkogels, Tauern und Höherstein transgredieren dann gleichermaßen über das Erosionsrelief der Rettenbachantiklinale wie auch über die beiden angrenzenden Radiolaritbecken und tragen ihrerseits die unterkretazischen Schrambach- und

Roßfeldschichten. Eine vergleichbare Abfolge zeigt der Einbergzug (Stirnbereich der Trattberg-„Überschiebung“) nördlich des Lammertales.

Welche plattentektonischen Prozesse im Detail zur **Mobilisierung der Hallstätter Gesteine** führten, ist noch umstritten, im Laufe der letzten Jahre wurden verschiedene Modelle von Subduktionszonen und/oder Seitenverschiebungen diskutiert – NEUBAUER (1994); SCHWEIGL & NEUBAUER (1997); FRISCH & GAWLICK (2001, 2003); FRANK & SCHLAGER (2006); MISSONI & GAWLICK (2011a, b). Unter anderem wird auch eine jurassische Obduktion ozeanischer Kruste (Neotethys/Meliata-Ozean) auf den ostalpinen Schelf angenommen (z.B. SCHMID et al., 2008; SCHUSTER & STÜWE, 2010), die bereits im Oberjura (Sillenkopf-Fm., vgl. MISSONI & GAWLICK, 2011a, b) oder spätestens ab der Unterkreide (FAUPL & POBER, 1991) als Liefergebiet für ophiolitischen Detritus (Chromspinnell im Schwermineralspektrum) fungierte. Eine schematische Darstellung der jurassischen Mobilisierung der juvavischen Decken und Schollen gibt MANDL in RUPP et al. (2011: Taf. 4).

Im Laufe des Oberjura wurde der Radiolarit durch zunehmend karbonatische Sedimentation abgelöst. Die vollständigste Entwicklung der **Plassen-Karbonatplattform** ist laut GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2006) am Plassen selbst überliefert. Über pelagischen Kalken mit planktonischen Foraminiferen (*Protoglobigerina*) und Schwebcrinoiden (*Saccocoma*) des frühen Kimmeridgium folgen unter zunehmender Verflachung des Ablagerungsraumes Hang- und schließlich Plattformrand-Sedimente. Ab dem Tithonium dominiert eine lagunäre Entwicklung mit Gezeitsedimenten. Im obersten Tithonium bahnte sich eine erneute Vertiefung des Ablagerungsraumes an, die in der frühen Kreide (Berriasium) vom Plattformrand über Hang- zu Beckensedimenten führte. Der jüngste Abschnitt der Schichtfolge am Plassen führt in den Beckensedimenten Calpionellen des späten Berriasium, auf der Trisselwand geben Kalkalgen und benthonische Foraminiferen Hinweis auf Valanginium – SCHLAGINTWEIT & EBLI (1999).

Diese Entwicklungsdynamik – über eine anfängliche Verflachung hin zum finalen „Ertrinken“ der Plattform – spiegelt offenbar anhaltende tektonische Aktivität wider. Das bisherige Bild tektonischer Ruhe zwischen der früh-oberjurassischen Gleittektonik und der einsetzenden alpidischen Deckentektonik in der Unterkreide trifft diesen Daten zufolge offenbar nicht mehr zu.

KREIDE (145–65 Mio. Jahre)

Die „oberjurassischen“ Karbonate reichen also noch deutlich in die Unterkreide hinein. Mit zunehmendem Toneintrag fand dann ein Wechsel zur mergelreichen Sedimentation der **Schrambachschichten** statt, aus denen sich wiederum mit Einsetzen von Sandschüttungen noch im jüngsten Valanginium die **Roßfeldschichten** entwickelten. Die groben Brekzienschüttungen („Ischler Brekzie“) dürften nach Nannoplanktondaten bis ins späte Hauterivium reichen.

Die zunehmende Kornvergrößerung und die Beteiligung von metamorphen und ultrabasischen Gesteinen (Schwermineralspektrum der Sandsteine) soll den beginnenden „eo-alpidischen“ Deckenbau widerspiegeln - vgl. FAUPL & TOLLMANN (1979); DECKER et al. (1987); FAUPL & WAGREICH (1992). Dieser erfasste nicht nur die kalkalpinen Sedimentgesteine sondern auch deren kristallinen Sockel, also die ausgedünnte kontinentale Kruste des einstigen Randes von Pangäa, in Form einer „Intrakontinentalen Subduktion“ – STÜWE & SCHUSTER, 2010). Zu einem Modell der unterkretazischen Tektonik im kalkalpinen Stockwerk und im ostalpinen Kristallin siehe RUPP et al. (2011: Taf. 4).

Im Bad Ischler Großraum kann die Überschiebung der Ischl-Schollen und der Dachstein-Decke diesem tektonischen Ereignis zugeordnet werden. Damit endete

vorerst auch die marine Sedimentation in den Kalkalpen und es kam zu einer längeren Phase der Erosion des landfest gewordenen Deckenstapels.

Die rote, grobkonglomeratische Kreuzgraben-Formation, welche die Schichtfolge der Gesteine der **Gosau-Gruppe** einleitet, dürfte als Schutt- und Wildbachablagerung aus der Endphase dieser Festlandsperiode stammen. Darüber folgende graue Mergel führen hingegen bereits wieder marine Faunenelemente (Ammoniten, Inoceramen) und zeigen spätestens ab dem jüngeren Turonium das Eindringen des Meeres in eine bergige Insellandschaft, die von einer Vegetation mit Farnsamern (Pteridophyten), Nadelbäumen (Gymnospermen) und Blütenpflanzen (Angiospermen) bedeckt war. Die Ablagerungen reichen zeitlich bis in das Coniacium, eventuell auch Santonium (Hippuritenriffe) empor. Jüngere Anteile sind am Kartenblatt Bad Ischl bisher nicht identifiziert. In der weiteren Umgebung (Gosau-Rußbach-Abtenau) reicht die Gosau-Schichtfolge durch die gesamte Oberkreide bis weit in das Paläogen (Unter-Eozän) und zeigt ab dem Campanium eine erneute starke Absenkung der Kalkalpen bis in große Meerestiefen.

Während dieser gesamten Zeit der Gosau-Sedimentation fanden die tektonischen Hauptbewegungen nördlich der Kalkalpen statt, wo jurassische bis unterkretazische Ozeanische Kruste („Penninischer Ozean“) nach Süden unter den ostalpinen Deckenstapel subduziert wurde.

PALÄOGEN (65–23 Mio. Jahre)

Ab etwa 50 Mio. Jahren war der Penninische Ozean weitestgehend geschlossen und mit dem Helvetischen Schelfrand Europas geriet erneut dicke kontinentale Lithosphäre in die Subduktionszone. Ab diesem Zeitpunkt wurde der Deckenstapel der entstehenden Ostalpen auf den Schelf der Europäischen Platte aufgeschoben. Diese Überschiebung führte zu einer markanten Verdickung der kontinentalen Kruste unter dem zentralen Teil des Alpenkörpers. Die Verdickung und vor allem das Abreißen der subduzierten penninischen Lithosphäre lösten starke Ausgleichsbewegungen aus, die sich ab etwa 32 Mio. Jahren in einer isostatischen Hebung der zentralen Alpenanteile äußerten.

Sobald etwa ab dem obersten Eozän kalkalpine Gesteine als flache Erhebungen über den Meeresspiegel ragten, waren sie der Verwitterung ausgesetzt, die in den Trias-Karbonaten zur Verkarstung und zur Ausbildung eines ersten, seichtliegenden Höhlensystems führte. Dieses ist aufgrund der fortschreitenden Erosion heute auf den Karsthochflächen nur noch in Relikten als „**Ruinenhöhlenniveau**“ erhalten.

Große Teile des Mittel- und Ostabschnittes der Kalkalpen war allerdings vorerst noch ein weites, von Flüssen durchzogenes Schwemmland. Dessen Sedimentmaterial stammt aus einem südlich angrenzenden, in Hebung begriffenen Hügel-land – der heutigen Zentralzone der Ostalpen. Diese Flussschotter wurden weit nach Norden bis in das noch verbliebene marine Vorlandbecken (Molasse-Zone = heutiges Alpenvorland) transportiert – vgl. FRISCH et al. (2001, 2002). Die Existenz dieser frühen Flusssysteme wird durch Gerölle kristalliner Gesteine („**Augensteine**“) belegt, die auf den heutigen kalkalpinen Hochflächen (z.B. Dachsteinplateau) sowie sekundär verschwemmt in den Höhlen zu finden sind und die auch in Bohrungen innerhalb der Schichtfolge der Molasse-Zone angetroffen wurden.

NEOGEN (23–2,6 Mio. Jahre)

Am Beginn des Neogens führte die Bewegung der adriatischen Platte zu einem Vordringen des Südalpins gegen Nordosten und in der Folge zu einer tiefgreifenden Umstellung in den Ostalpen (RATSCHBACHER et al., 1991). Diese ist

entscheidend für deren heutiges Erscheinungsbild. Die maximale Nord-Süd-Einengung der Ostalpen seit dem Beginn des Miozäns beträgt über 100 km. Diese gewaltige Verkürzung bewirkte, dass der alpine Deckenstapel vor allem im Bereich des heutigen Tauernfensters zusammengestaucht, verdickt und in die Höhe gepresst wurde.

Unter diesen Spannungsverhältnissen bildeten sich nördlich der Längsachse des Gebirges bedeutende WSW-ENE-orientierte Störungen mit sinistralen (=linkssinnigem) Seitenversatz aus, die auch zu einer deutlichen Streckung der Kalkalpen nach Osten führten. Dazu zählen beispielsweise die Salzach-Ennstal-Störung, welche die nordöstliche Begrenzung des Tauernfensters bildet, im Ennstal schräg in die Kalkalpen hinein streicht und bis zu deren Ostende durchschneidet. In diesem Deformationsregime entstand auch die **Königssee-Lammertal-Trauntal-Störung** (DECKER et al., 1994), die bei Bad Ischl das Kartenblatt quert. Die Abschätzung des Seitenversatzes an dieser Störung ist eine wesentliche, noch nicht endgültig geklärte Frage in der Beurteilung des geologischen Bauplans – siehe z.B. FRISCH & GAWLICK (2001: Fig. 1, 2003: Fig. 4).

Mit Einsetzen der großen, frühmiozänen Seitenverschiebungen und der begleitenden Hebung kam es auch zu einer Umgestaltung des ersten alpinen Reliefs und der Ausbildung eines neuen Entwässerungsnetzes. Die Augenstein-Sedimente wurden weitgehend erodiert und in das Meer der Vorlandmolasse umgelagert. Damit wurden die alten Karstflächen freigelegt und erneut der Verwitterung ausgesetzt, was ab etwa 10 Mio. Jahren zur Bildung der „**Riesenhöhlen**“, ab etwa 5 Mio. Jahren zur Bildung der „**Quellhöhlen**“ führte. Für Details und weitere Literatur siehe FRISCH et al. (2001, 2002, 2008).

5.2. Landschaftsgestaltung durch die Eiszeiten

(D. VAN HUSEN)

QUARTÄR (2,6 Mio. Jahre–Heute)

So häufig sich Spuren der jüngsten Eiszeit (Würm) auf dem Kartenblatt finden, so selten sind derartige Spuren älterer Eiszeiten und aus der Zeit unmittelbar vor diesen. Dementsprechend lückenhaft sind unsere Vorstellungen zur Landschaftsentwicklung aus diesem Zeitraum. Dabei kann aber davon ausgegangen werden, dass das heutige Gewässernetz zur Zeit der Ausbildung der ersten Gletscher schon genauso bestanden hat wie die Kalkplateaus von Dachstein und Totem Gebirge nach ihrer Heraushebung (FRISCH et al., 2001, 2002).

Talbildung: Am Beginn dieser Heraushebung müssen wohl auch die Durchbruchstäler der Traun (Koppental, S Radling) und des Gosaubaches angelegt worden sein, die die Dachsteinkalkplatte des Dachsteinplateaus durchschneiden und randlich zerteilen. Ob und inwieweit dabei auch die Höhlenbildung in dieser frühen Phase der Landschaftsentwicklung (Ruinen-, Riesenhöhlenniveau nach FRISCH et al., 2002) eine Rolle gespielt hat, kann nur vermutet werden. Diese auffälligen Talabschnitte stehen zumindest im Gegensatz zum Aufbau des Untergrundes am Radling- und Pötschenpass für die Traun und am Pass Gschütt für den Gosaubach, wo die Gerinne einen geringeren Erosionswiderstand bei der Talbildung vorgefunden hätten.

Eisflussrichtung in den Eiszeiten: Zu allen Eiszeiten ging die Vergletscherung des Trauntales primär von den beiden Plateaus (Dachstein und Totes Gebirge) aus. Hier bildeten sich die Gletscher, die über die Plateauränder in die Becken abfließen, diese füllten und sich dann zum Traungletscher vereinigten. Zu

Strat. Einheiten (LIT et al., 2007)	Entwicklung im Trauntal	Ostalpen (gesamt)
HOLOZÄN		
11.590 v.H.		
JÜNGERE DRYAS	Moräne im Taubenkar	Egesen ~12.400 – ~12.300 v.H. (IVY-OCHS et al., 1996)
12.680 v.H.		
ALLERÖD	Plateaus werden eisfrei	
13.350 v.H.		
ÄLTERE DRYAS		Daun?
13.540 v.H.		
BÖLLING	Talböden endgültig eisfrei	
13.670 v.H.		
	Moränen Echerntal u. Seilbahnst. Obertraun	
	deutliche Moränen Ramsau (Bad Goisern) und ± allen Tälern und Karen	Gschnitz ~16.500– ~16.000 v.H. (IVY-OCHS et al., 2006)
	Becken Aussee/Gosau und Traun- tal nördlich Hallstätter See eisfrei	
	Moräne Jochwand Toteis im Bereich Bad Ischl	

Tab. 1.
Zeitliche Stellung der Gletscherentwicklung im Salzkammergut.

den Höhepunkten aller Eiszeiten floss demnach das Eis vom zentralen Dachsteinplateau nach N ab, wobei Teile, auch westlich des Plassen, gemeinsam mit dem Eisstrom des Gosautales nach NW Richtung Salzachgletscher ins Becken von Abtenau gelangten.

Die Eisströme vom östlichen, niedrigeren Teil des Plateaus (Auf dem Stein) erfüllten das Becken von Bad Mitterndorf und traten mit dem Ennsgletscher in Verbindung.

Dabei bildete sich im Becken ein Scheitel, von dem Eis auch über Klachau zum Ennstal floss. Aus dem Bereich Hirzberg–Hochmühleck strömte das Eis auch in Richtung Bad Aussee, von wo es gemeinsam mit dem mächtigen Strom vom Toten Gebirge (Grundlseer Tal) über die Pötschenhöhe weiter nach NW und N abfloss.

Das Koppental wurde weder von diesem noch vom Eisstrom des zentralen Dachsteinplateaus durchströmt. So blieb die durch fluviatile Erosion geschaffene V-Form erhalten und wurde zu keinem U-Tal (wie das Tal des Hallstätter Sees) überformt. Ebenso wurde das Tal des Gosaubaches, zwischen den Haupteisströmen gelegen, nicht durchflossen und vor der Eiserosion weitgehend verschont.

Der breite Eisstrom aus SE erfüllte dann – vereinigt mit dem aus dem vom zentralen Dachsteinplateau (Hallstätter See) – den Bereich südlich Bad Ischl. Hier waren nicht nur die Täler vom Eis erfüllt, sondern auch alle Gipfel (Predigtstuhl, Raschberg, Höherstein) vom Gletschereis bedeckt.

Im Becken von Bad Ischl teilte sich der Eisstrom in drei Ströme. Der Westlichste floss ins Tal der Ischl zum Wolfgangsee und über die Schwarzenseefurche zum

Attersee. Seine Fließrichtung ist sehr schön an den Grundmoränenwällen (Drumlins) im Ischltal zu erkennen (PLÖCHINGER, 1982). Der Mittlere erreichte über das Weißenbachtal ebenso den Attersee. Der Östlichste floss – vereinigt mit den Eis-massen aus dem Einzugsgebiet des Rettenbachtals – im Trauntal zum Traunsee hin ab, wobei das geradlinige U-Tal der Traun geformt wurde (EGGER, 2007).

Eiserosionsformen: Die Eisströme haben in den durchflossenen Tälern und Becken Rundhöcker (z.B. Ischl Kogel westlich Bad Aussee, bei Ramsau und westlich Bad Ischl) und Drumlins (Ausseer Becken) hinterlassen, die diese Abflussrichtungen schön nachzeichnen.

Auffällig ist, dass auf dem Dachsteinplateau in den großen Dolinen (z.B. Gjaidalm, Bärengasse) keine Spuren glazialer Überformung zu finden sind. Die einzige großflächig erhaltene glaziale Zurundung ist an der westlichen Flanke des Krippensteins zu erkennen. Der Grund dafür dürfte darin liegen, dass sich während einer kräftigen Klimaverschlechterung und dem damit verknüpften Anwachsen der Gletscher zuerst die Dolinen mit Schnee und Eis füllen. Die vorrückende Gletscherstirn überfährt dann die Dolinen ohne in diese eindringen und den Untergrund angreifen zu können. Die glaziale Überformung fand somit nur an den größeren Auftragungen statt, die über- und umflossen wurden.

Übertiefte Talbereiche: Im Bereich des Kartenblattes sind durch die Gletschereinflussung einerseits lang gestreckte übertiefte Becken entstanden, die heute von den Seen des inneren Salzkammerguts und deren Sedimenten eingenommen werden. Andererseits ist in einer frühen Eiszeit wahrscheinlich durch die Lösung eines Salzstockes eine eng begrenzte trichterförmige Hohlform entstanden, die als „Loch von Bad Aussee“ bezeichnet wird (siehe Kapitel 12). Nach dem Abschmelzen des Gletschereises war sie von einem See erfüllt, der eine ca. 3 x 1,5 km große, elliptische Form aufwies und mindestens 900 m tief war. Seine Sedimente sind heute von würmzeitlichen Vorstoßschottern und Grundmoräne so gut wie völlig bedeckt (VAN HUSEN & MAYR, 2007).

Die aktuellen Seebecken: Am Fuß der Plateaus sind im Bereich der großen Eisströme übertiefte Talbereiche entwickelt (Altausseer See, Grundlsee und Hallstätter See). Neben den hochglazialen, stark übertiefen Zungenbecken des Traungletschers am Außenrand des Gebirges (z.B. Attersee, Traunsee) bilden diese eine innere Gruppe derartiger Becken, die während der Eiszeiten geformt wurden (VAN HUSEN, 1979). Sie stellen Zungenbecken jener Gletscherstände dar, die von den Plateaus noch die Talböden erreichten, aber das Trauntal nicht weiter erfüllten. Diese Gletschergröße wurde nicht nur im Spätglazial (Tafel 3, Gschnitz) sondern auch am Beginn der Eiszeiten und in den nicht so deutlich ausgeprägten Kaltzeiten zwischen den vier Eiszeiten erreicht (VAN HUSEN, 2000; PILLER et al., 2004). Dabei wurden in diesen Becken offensichtlich hohe Werte an Übertiefung erreicht. Wie die Wasserbohrung Koppenwinkel 1 (GADERMAYR, 2007) mit einer Endteufe von 214 m – ohne den Fels zu erreichen – belegt, beträgt die Übertiefung schon knapp südlich des Ausgangs des Koppentals deutlich über 200 m, sodass für den zentralen Bereich des Hallstätter Sees Werte von 300–400 m nicht überraschend wären. Ob die glaziale Übertiefung im Bereich der Koppenwinkelalm auf den kesselartigen Talschluss beschränkt ist, ist nicht bekannt. Es ist aber anzunehmen, dass auch im Koppental die subglazial druckhaft abfließenden Schmelzwässer aus dem Raum Bad Aussee eine tiefe Rinne erodiert haben, die in das übertiefte Becken mündet.

Die Entwicklung im Spätglazial: Mit dem rapiden Abschmelzen der Eisströme der Alpen (VAN HUSEN, 2000) am Ende des Hochglazials verlor auch der

Traungletscher rasch an Volumen. Mit dem beginnenden Spätglazial waren die Eisströme dann nur noch auf die einzelnen Täler beschränkt.

Aus der Zeit des Zerfalls des Eisstroms sind im Raum Bad Ischl hauptsächlich Eisrandterrassen erhalten geblieben, wogegen die Beckenlandschaften von Bad Goisern und Bad Aussee stark durch die wechselvolle spätglaziale Entwicklung der Gletscherzungen geprägt sind. Diese wurde durch die Klimaentwicklung gesteuert und ist somit regional mit der in den anderen Tälern der Ostalpen vergleichbar (VAN HUSEN, 2000).

Im Bereich des Kartenblattes hat der älteste dieser Gletscherstände den deutlichen Moränenwall unterhalb der Jochwand bei Wildpfad hinterlassen. Die in der großen Kiesentnahme im Liegenden der Moräne erschlossenen Sedimente belegen, dass die Gletscherzunge damals über Flussablagerungen vorstieß, deren Sedimentstrukturen darauf hindeuten, dass zu dieser Zeit noch keine freien Abflussverhältnisse im Trauntal herrschten. Die Behinderung des Abflusses wurde wohl durch noch im Talboden vorhandene Toteisreste eines Gletscherstandes bei Bad Ischl (VAN HUSEN, 1977) bedingt, die nahe legen, dass dieser Vorstoß am Ende der ersten Abschmelzphase sehr früh im Spätglazial erfolgte (Tab. 1).

Wie auch die Moränenreste an der orographisch rechten Talflanke (Posern) belegen, muss die Gletscherzunge bis über Laufen hinaus gereicht haben (Taf. 3). Nicht so deutlich sind die Spuren dieses Gletscherstandes in den anderen Talandschaften erkennbar. Im Bereich von Bad Aussee haben die diesem Stand zugeordneten Moränenwälle durch die lange landwirtschaftliche Nutzung den Charakter einer Endmoräne (kleinkuppiges Relief, große Blöcke) verloren und liegen als breite, weich geformte Wälle vor (Taf. 3).

Nach dem Abschmelzen der Eismassen dieses kurzen Vorstoßes (Steinach) wurden die Täler das erste Mal eisfrei und es stellten sich im Trauntal ungestörte Abflussverhältnisse ein. In diese frei gewordenen Talböden unter den Plateaus erfolgte später ein Vorstoß der Gletscher, der in allen Tälern deutlich ausgeprägte Endmoränen hinterließ (Taf. 3).

Im Vorfeld der Gletscherzunge im Trauntal bei Bad Goisern wurde, durch die deutliche Klimaverschlechterung bedingt, ein gering mächtiger Terrassenkörper geschüttet, der bis über Bad Ischl nach N zu verfolgen ist (vgl. Legendenummer 24). Er ist mit den Endmoränen bei Ramsau verknüpft (VAN HUSEN, 1977). Dieses, bei Drucklegung der Karte lokal noch als Goiserer Stand bezeichnete Ereignis, wird heute dem in den gesamten Ostalpen deutlich erfassbaren Gschnitz Stadial zugeordnet (VAN HUSEN, 2000; IVY-OCHS et al., 2006). Der Gletschervorstoß hat ca. 500 Jahre gedauert und kann aufgrund vieler ¹⁴C-Daten aus den ganzen Ostalpen und Exposure-Dating (Oberflächen-Datierung: GEYH, 2005) an der Typlokalität in den Zeitraum zwischen ~16.500 und ~16.000 vor Heute festgelegt werden (IVY-OCHS et al., 2006).

Nach dem Abschmelzen dieser Gletscherzungen und der deutlichen Erwärmung im Bölling (Tab. 1) blieben die Talböden rund um die Plateaus eisfrei. Nur am Nordrand des hohen zentralen Dachsteinplateaus konnten sich während der Klimaverschlechterung der Älteren Dryas Gletscherzungen entwickeln, die den Talboden im Echerntal und am Miesenbach (Seilbahnstation) noch erreichten (Taf. 4). Danach schmolzen auch am zentralen Dachsteinplateau die Gletscher ab und es wurden auch schon die großen Dolinen am Nordrand des Plateaus eisfrei, so dass bereits im Alleröd organogene Sedimentation möglich wurde (VAN HUSEN, 1977; DRAXLER, 1977).

Simultan mit dem Rückgang der Gletscherströme aus den Tälern und Karen haben die Massenbewegungen eingesetzt, die bereichsweise zu den bestimmten Landschaftselementen wurden. Dabei stellen die heutigen Großhangbewegungen am Sandling und Plassen sicher nur eine Wiederbelebung und Fortsetzung älterer Formen dar, die schon nach früheren Eiszeiten aktiv waren. Eine Abschätzung des post-würmglazialen Anteils ist mangels sicher zuordenbarer Moränen nicht gelungen.

Die deutliche Endmoräne im Taubenkar nördlich des Hallstätter Gletschers wird als Moräne der Jüngeren Dryas (Egesen) angesehen. Spuren dieses Gletscherstandes finden sich im Vorfeld der beiden anderen Gletscher (Schladminger und Gosau Gletscher) nicht.

Seit dem Beginn des Holozäns waren die Gletscher des Dachsteins wie in den gesamten Ostalpen auf die Areale innerhalb der deutlich erkennbaren 1850-er Moränen (VAN HUSEN, 1977) beschränkt.

5.3. Metamorphose

(G.W. MANDL)

Ein Kapitel zur Metamorphose mag bei einem kalkalpinen Kartenblatt ungewöhnlich erscheinen, doch hat sich in den letzten etwa 10 Jahren gezeigt, dass südliche Abschnitte der Kalkalpen eine durchaus beachtenswerte thermische Überprägung erfahren haben. Am Kartenblatt Bad Ischl ist diese zwar nur sehr punktuell zu finden, doch als *ein* Mosaikstein für die Gesamtgeschichte der Kalkalpen sollen diese Daten kurz erwähnt, und auf die entsprechende Literatur hingewiesen werden.

Beispielsweise sind hier sporadische Vorkommen von magmatischen und metamorphen Gesteinen zu nennen, die das permische Haselgebirge örtlich begleiten. Diese werden allerdings in ihrer Genese von verschiedenen Autoren unterschiedlich bewertet:

SCHAUBERGER (1949, 1955) und ZIRKL (1957) sehen in den **basischen Vulkaniten** synsedimentäre Lavaströme und Lapilli-Lagen innerhalb der Evaporitabfolge. Gleiches gilt für die Kissenlava-Brekzien im Gipsabbau Wienern/Grundlsee – vgl. KIRCHNER (1979). Mineralneubildungen (Na-Amphibole und Na-Pyroxene) in den Vulkaniten und im Nebengestein werden von KIRCHNER (1979, 1980) auf den evaporitischen Chemismus der Umgebungsgesteine und eine schwache, **unterkretazische Metamorphose** zurückgeführt, mit Bildungsaltern von 103 +/- 9 Mio. Jahren (Albium) bzw. 118 +/- 9 Mio. Jahren (Aptium).

Ausgehend von Vergleichen mit möglicherweise äquivalenten Vorkommen in den Westkarpaten (KOZUR, 1991: 126ff.; KOZUR & MOSTLER, 1992) vermuten diese Autoren in den Vulkaniten Fragmente aus einer mitteltriassischen Ophiolitabfolge, die erst im Zuge der Gebirgsbildung in das plastische Haselgebirge inkorporiert worden sein sollen. VOZÁROVÁ et al. (1999) sehen in diesem Zusammenhang in den Neubildungen der Na-Amphibole und NaCa-Pyroxene in Metabasalten aus der Salinen-Bohrung BI 4 bei Bad Ischl einen Hinweis auf eine druckbetonte Metamorphose. Der bei diesen Autoren angeführte Mineralchemismus erscheint aber nicht zwingend für eine derartige Interpretation. In vergleichbarer tektonischer Position befinden sich in Blauschieferfazies metamorphe **Gabbros** im Gipshaselgebirge des Steinbruches Moosegg ENE Golling (Blatt 94 Hallein). Hier konnten SCHORN et al. (2010) an phengitischen Hellglimmern ein ⁴⁰Argon/³⁹Argon-Alter von 340–350 Mio. Jahren, also eine **variszische Blauschiefermetamorphose** feststellen. Im selben Steinbruch fanden sich auch Blöcke von **Diorit**, die in sechs Proben Biotite

mit einem $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter von 246–254 Mio. Jahren ergaben, welches das Abkühlalter eines **permischen Magmatismus** repräsentiert.

Mit Mineralneubildungen und der thermischen Geschichte der **permischen Evaporite** beschäftigen sich SPÖTL & HASENHÜTTL (1998) und SPÖTL et al. (1998, 1999). Sie konnten an Flüssigkeitseinschlüssen in Sulphaten im Steinbruch Moosegg eine thermische Überprägung des Haselgebirges bei Temperaturen über 240°C ermitteln. Jüngst konnten LEITNER et al. (2010) an **Anhydrit-Polyhalit-Pseudomorphosen** nach Steinsalzkristallen im „Tonwürfelsalz“ aus Berchtesgaden und Altaussee ebenfalls mit Hilfe von Flüssigkeitseinschlüssen eine Bildungstemperatur des Anhydrites von $150\text{--}200^\circ\text{C}$ und ein $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Bildungsalter des Polyhalits von ca. 235 Mio. Jahren (**–Unteres Ladinium**) feststellen.

Zum anderen sind auch Teile der Karbonatgesteine von einer thermischen Überprägung betroffen, welche insbesondere in den Conodonten führenden **pelagischen Kalken** (Hallstätter Fazies s.l.) mithilfe des Conodont Color Alteration Index (CAI) erfasst werden kann. Diese Methode beruht auf der thermischen Veränderung organischer Substanz, die zwischen den Wachstums-Lamellen in der apatitähnlichen Substanz der Conodonten-Elemente eingeschlossen ist. Abhängig von Temperatur und Einwirkdauer zeichnet ein Farbwechsel die Veränderungen in den organischen Kohlenstoff-Verbindungen nach – vgl. z.B. EPSTEIN et al. (1977).

Einen Überblick zu den CAI-Werten im Mittel- und Ostabschnitt der Kalkalpen geben GAWLICK et al. (1994, 2002a). Die Hallstätter Gesteine des gesamten Kartenblattes Bad Ischl zeigen CAI-Werte von 1.0, liegen also im Bereich der Diagenese. Ein höherer Wert wurde bisher lediglich aus dem Plassen-Gebiet aus einer nicht näher bezeichneten Einzelscholle berichtet; er weist auf eine vergleichsweise hohe thermische Überprägung (CAI 7) vor dem jurassischen Eingleiten hin – siehe bei FRISCH & GAWLICK (2003: 720).

6. Erläuterungen zur Kartenlegende (Gesteine und sonstige Legendenelemente)

6.1. Oberperm bis Paläogen

(G.W. MANDL & H. LOBITZER)

(Perm –) Trias in Hallstätter Fazies

88 Haselgebirge (Tonbrekzie mit Salz, Gips, Anhydrit; ? Perm bis „Skyth“) mit Diabas

Das Haselgebirge (bergmannsprachlich für Hallgebirge = Salzgestein) ist besonders in den Hallstätter Zonen konzentriert und beinhaltet dort die wirtschaftlich und kulturell bedeutenden alpinen Salzlagerstätten. Obertags ist der Salzanteil durch die Niederschlagswässer ausgelaugt, der tonig-sandige Lösungsrückstand bildet das sogenannte „Ausgelagte“.

Neben den großen Salzstöcken ist das Haselgebirge in geringerem Umfang entlang tektonischer Hauptbewegungsflächen im gesamten kalkhochalpinen Raum immer wieder anzutreffen. Die Plastizität des Ton-Salz-Gips-Gemenges führt unter Gebirgsdruck häufig zu einem Einwandern in die Kluff- und Störungssysteme benachbarter Gesteine.

Das Haselgebirge besteht aus bunten Silt- und Tonsteinen, Salz, Gips/Anhydrit und selten Dolomit als Brekzienkomponenten. Sehr untergeordnet finden sich Einlagerungen basischer magmatischer Gesteine (Diabas, „Melaphyr“).

Im engeren, bergbautechnischen Sinne ist das Haselgebirge als pseudokonglomeratisches Mischgestein zu bezeichnen, das in einer Grundmasse aus feinkörnig-griesigem Steinsalz cm- bis dm-große, kantige bis schwach gerundete Komponenten von verschiedenfarbigen Silt- und Tonsteinen und untergeordnet Anhydrit, Polyhalit und Sandstein führt. In der Varietät des Anhydrit-Haselgebirges ist die Salzmatrix durch Anhydrit/Gips ersetzt

Röntgendiffraktometrische Untersuchungen der **Tonfraktion** einiger Proben aus dem Raum Zwerchwand zeigen eine Zusammensetzung aus den Schichtsilikaten Chlorit, Illit und Kaolinit; quellfähige Tonminerale wurden nicht festgestellt – VALTINGOJER (1990).

Die weitere mineralogische Zusammensetzung umfasst nach SCHAUBERGER (1986):

Gesteinsbildende **Salzminerale**: Steinsalz (Halit), Polyhalit, Anhydrit, Gips.

Akzessorisch treten auf: Sylvit, Glaubersalz (Mirabilit), Kieserit, Allenit (Pentahydrit), Epsomit (Bittersalz), Eisenepsomit, Glauberit, Astrakanit, Simonyit, Löweit, Syngenit, Langbeinit, Schönit; fraglich sind Vanthoffit und Glaserit.

Als semisalinales Begleitmineral tritt Magnesit auf.

Nichtsalinare **Begleitminerale** (vorwiegend Erze im Salzton) sind: Melnikowit (im Schwarzen Salzton), Pyrit, Markasit und Hämatit (vorwiegend im Grünen Salzton), Malachit (aus Kupferglanz) sowie bei der Zersetzung prähistorischer Bronzewerkzeuge entstandener Atakamit.

SCHAUBERGER (1986) schuf im Rahmen seiner langjährigen Tätigkeit für die Saline eine Gliederung des Salzgebirges, die auf den unterschiedlichen siliziklastischen Bestandteilen (Ton- und Sandsteinen) aufbaut:

Das **Rotsalzgebirge** besteht unter anderem aus rötlichem Steinsalz, Anhydrit, rotem und schwarzem Tonstein und graubraunem Sandstein;

das **Grüntongebirge** führt weißes Steinsalz, grünen Tonstein und graugrünen Sandstein;

das **Bunttongebirge** enthält als jüngere Bildung Bestandteile der beiden zuvor genannten Gebirgsarten und als Besonderheit die Einlagerung von basischen Vulkaniten („Melaphyre“) und Tuffithorizonten; die Tuffite lassen sich in 8–10 Horizonten nachweisen, die 3 Gruppen (Eruptionsperioden?) bilden sollen;

das **Grausalzgebirge** enthält graues/weißes Steinsalz, grauen Tonstein, Anhydrit, Dolomit, Magnesit; es dürfte eine, unter reduzierenden Bedingungen gebildete, saline Randfazies des Haselgebirges darstellen.

Die bereits genannten **Vulkanite** (Diabas, „Melaphyr“) werden in ihrer Genese von verschiedenen Autoren unterschiedlich gesehen: So sprechen Beobachtungen im Hallstätter Salzberg für synsedimentäre, altersgleiche ehemalige Lavaströme und Aschelagen innerhalb der Evaporitabfolge – SCHAUBERGER (1949, 1955); ZIRKL (1957). Auch die Kissenlava-Brekzien im Gipsabbau Wienern/Grundlsee zeigen nach KIRCHNER (1979) Hinweise auf synsedimentäre Bildung.

Im Gegensatz dazu gaben in jüngerer Vergangenheit großtektonische Überlegungen und Vergleiche mit äquivalenten Vorkommen in den Westkarpaten (KOZUR, 1991: 126ff.; KOZUR & MOSTLER, 1992) Anlass zu einer Deutung als tektonisch aufgenommene Fremdkomponenten. Das gelegentliche gemeinsame Vorkommen von Pillow-Laven mit Serpentiniten und seltenen Gabbros wird dort als Hinweis auf eine Ophiolitabfolge gesehen, die der mutmaßlich mitteltriassischen ozeanischen Kruste jenseits des kalkalpinen Flachscheifs entstammen sollte. Die Gesteine wären erst im Zuge der großen Horizontalbewegungen während der Gebirgsbildung in das plastische Haselgebirge inkorporiert worden.

Neueste Daten zu den Magmatiten und zu Mineralneubildungen im Haselgebirge siehe Kapitel 5.3. „Metamorphose“.

Das Haselgebirge des Hallstätter Salzbergs beinhaltet neben den bisher genannten Gesteinen noch zahlreiche, zum Teil sehr große **Einschlüsse fremder Gesteinskörper**. Es sind dies großteils jüngere Gesteine, die sicher im Zuge der Deckentektonik in das plastische Haselgebirge eingeschleppt wurden (z.B. Werfener Schichten, Allgäuschichten) oder auch später darin einsanken (Hallstätter Gesteine).

Von besonderem Interesse unter diesen Gesteinskörpern ist jener, der als „Nördliche Einlagerung“ im Bergbau lange bekannt ist und der bislang den Werfener Schichten zugerechnet wurde. Eine sedimentologische Untersuchung durch SPÖTL (1987) ließ erkennen, dass in diesem etwa 110 m durchmessenden und mindestens 200 m in die Tiefe reichenden Gesteinskörper eine bisher in den Kalkalpen unbekannte Randfazies des oberpermischen Salinars überliefert ist, die von den flachmarinen Evaporitsenken zum terrestrisch-alluvialen Ablagerungsraum vermittelt haben dürfte.

Bildungsmilieu:

Flachmarine Senken bei hypersalinen Bedingungen infolge starker Verdunstung unter aridem Klima.

Fossilinhalt und Alter:

Das Alter der alpinen Salzgesteine ist aufgrund der komplexen alpinen Deckentektonik aus den Lagerungsverhältnissen her nicht eindeutig abzulesen. Makrofossilien fehlen praktisch völlig und so brachten erst die mikropaläontologischen Untersuchungen von

Pflanzensporen durch KLAUS (1953, 1955, 1965) den Beweis für das oberpermische Alter: Sporenspektren mit *Nuskoisporites*, *Gigantosporites*, *Lueckisporites* und *Klausipollites schaubegeri* zeigen gute Übereinstimmung mit Floren aus fossilbelegten Permserien der Südalpen.

Das stinkdolomitische/anhydritische Grausalzgebirge erbrachte hingegen eine Mikroflora mit *Triadispora*, *Voltziaceae-Sporites* und *Alisporites*, welche ein Alter zwischen oberer Untertrias und basalem Anisium nahelegt. Es gehört damit in das Niveau der Reichenhaller Schichten, die oberflächennahe nur als zellig verwitterte Rauwacke auftreten.

Aus der nördlichen Einlagerung erwähnt SPÖTL (1987: 133) kleine Muscheln der mittel- bis oberpermischen Gattung *Liebea*.

Zahlreiche Schwefelisotopenmessungen durch PAK (1974, 1978, 1982) und SPÖTL (1988a, b) bestätigten schließlich den palynologischen Befund von zwei Altersgruppen der Evaporitgesteine.

Erwähnt werden soll auch, dass aus Steinsalz-Bohrkernen des Ischler Salzbergs von STAN-LOTTER et al. (2002) sowie STAN-LOTTER (2003) Halobakterien isoliert und Bakterienkulturen wieder belebt werden konnten, die nach genetischen Untersuchungen nicht mit heutigen Salzbakterien ident sind. Ob nun diese Halobakterien echte „Lazarus-Fossilien“ sind, also nach 260 Mio. Jahren wieder belebt werden konnten oder doch erst viel später in das Salzgestein eingewandert sind, bleibt noch zu klären.

87 Werfener Schichten (vorwiegend Schiefer, Sandsteine und Konglomerate; „Skyth“)

Werfener Schichten begleiten die Haselgebirgsaufbrüche der Salzlagerstätten von Bad Ischl, Altaussee und um den Plassen, sind dort aber wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse und der tiefgründigen Verwitterung meist mit dem Haselgebirge zusammengefasst.

Im Sattel zwischen Rötengrabenkogel und Schreierkogel sind in kleinen Aufschlüssen rote, gegen Hangend zu graugrüne Sandsteine und schiefrige Tonsteine sichtbar; bei der einstigen Rötengraben-Alm treten graue Kalkbänke mit mergelig blättrigen Zwischenlagen und dünnsschichtige dolomitische Schiefer hinzu – SCHÄFFER (1971: 21).

Knapp westlich der Blattgrenze – an der Forststraße Klaus Hof-Jägerbauer (ÖK 95) – führen die Werfener Kalke auf den Schichtflächen Wühlspuren, Muscheln, Schnecken und Echinodermenspat. Im Profil des Sulzkogels erreichen die Werfener Schichten eine aufgeschlossene Mächtigkeit von etwa 150 m.

Am Weg von der Vordersandlingalm zur Lambacher Hütte sind graubraune Sandsteine mit Tonschieferlagen aufgeschlossen, die reichlich detritären Helliglimmer führen. FRIEDEL (1985: 33) erwähnt hier 5–10 mm große, kubische Steinsalz-Pseudomorphosen auf den Schichtflächen.

Von den im Legendentext angeführten Konglomeraten sind obertags keine Vorkommen bekannt. Die aus dem Hallstätter Salzberg von der „Nördlichen Einlagerung“ beschriebenen Sandsteine führen zwar untergeordnet Resedimente von Karbonatkonkretionen, Tonstein-„Scherben“ und Caliche-Klasten bis zu 3 cm Größe, gehören nach SPÖTL (1987) aber nicht zu den Werfener Schichten sondern in das Perm – siehe oben unter „88 Haselgebirge“.

Bildungsmilieu:

Zum Ablagerungsmilieu erlauben die wenigen guten Aufschlüsse keine genaueren Angaben. Bezieht man die weitere Umgebung mit ein, so weisen die Wellenrippeln auf manchen Schichtflächen auf geringe Wassertiefen innerhalb des Wellenwirkungsbereiches hin. Auf seichtes Wasser verweisen auch die Oolite in den Kalken. Echinodermenreste und

die vereinzelt Ammonitenfunde belegen eine normale Salinität im Bereich des kalkigen Hangendabschnittes, während die Steinsalz-Pseudomorphosen in den Sandsteinen als Hinweis auf zeitweilige Hypersalinität im älteren Abschnitt der Werfener Schichten gewertet werden können. Eine umfangreiche Studie der Werfener Schichten auf Basis mikrofazieller Untersuchungen gaben MOSTLER & ROSSNER (1984).

Fossilinhalt und Alter:

Die Muscheln *Claraia clarai* (EMMR.), *Claraia aurita* (HAUER), *Anodontophora fassaensis* (WISSM.), *Costatoria costata* (ZENKER), *Gervilleia* sp. und die Schnecke *Naticella costata* (MÜNSTER) bilden die Hauptfaunenelemente – vgl. SCHÄFFER (1971); SPENGLER (1919).

Die Claraien belegen ein Hinunterreichen der Werfener Schichten in die ältere Untertrias (Induium). Seltene Funde des Ammoniten *Tirolites cassianus* (QUENST.) und von Conodonten (siehe MOSTLER & ROSSNER, 1977) aus dem kalkigen Hangendabschnitt belegen jüngere Untertrias (Olenekium).

Die früher für die Untertrias gebräuchliche Stufenbezeichnung „Skyth“ bzw. „Skythium“ wurde 1992 in einer Übereinkunft der International Commission on Stratigraphy aufgegeben und durch die Stufen Induium und Olenekium ersetzt – GRADSTEIN et al. (2004: 277).

86 Gutensteiner Dolomit (Anisium)

85 Gutensteiner Kalk (Anisium)

In der Hallstätter Zone zwischen Bad Goisern und Altaussee tritt grauer Dolomit nur zwischen Großem Rosenkogel im Westen und Zwerchwand im Osten sowie auf der Raschberg-Ostseite zutage. Die Mächtigkeit kann hier über 150 m betragen. In beiden Vorkommen folgt im Hangenden eine Dolomitbrekzie, die zu Hallstätter Schichtfolgen überleiten soll – siehe dazu unter „79 Brekzie (Raschberg)“. Wüzig Schollen von vererztem Dolomit und Rauwacken sind auch im Umfeld des Stambaches und des Kleinen Zlambaches zu finden, sie wurden alle ohne Fossilbeleg dem Gutensteiner Dolomit/-kalk zugerechnet.

Isolierte Schollen von dunklem Dolomit begleiten Haselgebirge und Werfener Schichten im Raum Radling/Straubental. Laut SCHÖLLNBERGER (1972: A77) handelt es sich dabei um dunkle Gutensteiner Kalke, die mit geringmächtigen Rauwacken an die Werfener Schiefer grenzen. Sie dürften letzte Ausläufer der großen Hallstätter Deckscholle des Rötels auf Blatt 97 Bad Mitterndorf darstellen.

Ausgedehntere Vorkommen von Gutensteiner Kalk und Dolomit sind in den Hallstätter Schollen um den Plassen zu finden – vgl. SCHÄFFER (1971: 29ff.). Entlang des Weges vom Salzberg zur Sattelhütte folgen über Werfener Schichten mit einem Störungskontakt hellgraue, gut geschichtete Dolomite, die interne Feinschichtung aufweisen und im basalen Abschnitt noch bis zu 10 cm dicke Tonlagen enthalten. Am Schiechlingkamm sind bis zu 7 m mächtige Lagen von Dolomitbrekzien eingeschaltet. Im Hangendabschnitt kann der Dolomit einen massigen Habitus annehmen. Darüber folgt in der Schiechlingwand gebankter, grauer bis brauner, bituminöser Kalk mit ebenen bis welligen Schichtflächen und Fossil-schuttlagen mit Crinoidenstielgliedern, Muschelschälchen und Kleingastropoden. Am Solingerkogel verzahnen diese Kalke in ihrer gesamten Mächtigkeit mit Steinalmkalk, aus dem sie ihre Detrituslagen beziehen. Die Mächtigkeit des Gutensteiner Dolomits erreicht am Südfuß des Solinger Kogels mehr als 200 m, jene des Kalks bis zu 80 m.

Bildungsmilieu:

Feinschichtung (? Algenlaminite) und Brekzien (? Aufarbeitung im Gezeitenbereich) wertet SCHÄFFER (1971: 29) als Hinweis auf seichtes Ablagerungsmilieu, die bituminösen Bereiche entstammen lokalen Senken mit stagnierender Faulschlamm-Bildung.

Untersuchungen an Gutensteiner Schichten des Nachbarblattes Bad Mitterndorf konnten durch Analyse der Kohlenwasserstoffe die Herkunft der organischen Substanz aus Phytoplankton, photosynthetisierenden Bakterien und untergeordneten Landpflanzen (Gymnospermen) nachweisen – vgl. BECHTEL et al., 2005.

Fossilinhalt und Alter:

Aus dem Dolomit sind keine Fossilien bekannt. Die Kalke, welche mit dem Steinalmkalk seitlich verzahnen, beinhalten in den Fossilschuttlagen Crinoiden, Lamellibranchiaten, Kleingastropoden, Ostrakoden, Radiolarien und Foraminiferen. Die Verzahnung mit dem Steinalmkalk ermöglicht für diesen Abschnitt des Gutensteiner Kalks eine Einstufung ins Pelsonium (=mittleres Anisium) – siehe Fossilinhalt Steinalmkalk.

84 Steinalmdolomit (Anisium)

83 Bunte Lutite im Steinalmkalk (Anisium)

82 Steinalmkalk (Anisium)

Der **Steinalmkalk** ist ein massiges, wandbildendes Gestein von heller Farbe – weiß, rosa oder grau. Auf frischen Bruchflächen wirkt er stark rekristallisiert, angewitterte Oberflächen lassen aber oft schon makroskopisch den Reichtum an Biogenen erkennen. Kennzeichnend sind Dasycladaceen (kalkige Grünalgen), deren millimetergroße, ring- oder röhrenförmige Querschnitte lokale Massenvorkommen bilden können. Bis zu 2 cm große Onkoide sind ebenfalls nicht selten.

Eine **sekundäre Dolomitisierung** erfasste insbesondere den Steinalmkalk des Plankensteinplateaus; Ausläufer davon reichen von Westen noch auf das Kartenblatt Bad Ischl herein. Die Dolomitisierung verwischt Sedimentgefüge und Fossilinhalt weitgehend und erzeugt ein feinkörniges Mosaik aus Dolomitekristallen. Dieses äußert sich auch makroskopisch in „sandig“ anwitternden Gesteinsoberflächen.

Eng verknüpft mit dem Steinalmkalk treten am östlichen Plankensteinplateau und in den Gaißwänden „**bunte Lutite**“ auf. Es sind dies ockergelbe und rötliche, welligschichtige, dickbankige Kalke, die sowohl makroskopisch als auch im Dünnschliffbild manchen Hallstätter Kalken ähnlich sind. Wenngleich auch die bei SCHÄFFER (1971: 38) angeführte Conodontenfauna keine genauere zeitliche Einstufung erlaubt, markiert dieses Gestein doch die beginnende Eintiefung des Ablagerungsraumes im Laufe des Pelsonium.

Bildungsmilieu:

Die Massenvorkommen von Dasycladaceen weisen im Vergleich mit heute lebenden Grünalgen auf optimale Lebensbedingungen in gut durchlichtetem, warmem Flachwasser hin.

Fossilinhalt und Alter:

Neben den Dasycladaceen treten Crinoidenstielglieder, Gastropoden und Foraminiferen auf. Für die Altersbestimmung sind die Grünalgen maßgeblich. Ihr Spektrum mit *Physoporella dissita* (GÜMBEL), *Physoporella pauciforata* GÜMBEL, *Diploporella hexaster* PIA und *Macroporella alpina* PIA ermöglicht eine Einstufung in das mittlere Anisium = Pelsonium; Fundpunkte siehe SCHÄFFER (1971: 33ff.).

81–77 Schreieralm Schichten (*Ceratites binodosus*-Zone bis „Cordevol“)

Die Legende fasst unter dem Begriff Schreieralm Schichten verschiedene Gesteine zusammen, die als Gesteine der Hallstätter Fazies der Mitteltrias und basalen Obertrias („Cordevol“) bezeichnet werden können.

Den Beginn der pelagischen Entwicklung machen am Solingerkogel graue Knollenkalke, die gegen Osten rasch an Mächtigkeit verlieren und lateral in gebankte Kalke übergehen. Darüber folgen hell- bis dunkelgraue Plattenkalke, die im Hangendschnitt Hornstein führen. KRYSŦYN (1980: Fig. 13, S. 92) gibt daraus eine mittelanische (Pelsonium) Conodontenfauna mit *Gondolella bulgarica*, *Gondolella excelsa*, *Gladigondolella tethydis* und *Nicoraella kockeli* an. Das Gestein kann als Reiflinger Kalk im weiteren Sinne bezeichnet werden. Dieses Gesteinspaket erreicht laut SCHÄFFER (1971: Beil.1/Karte und Beil.4/Profil) eine Mächtigkeit von etwa 40 m, ist im Kartenblatt Bad Ischl aber zugunsten des unterlagernden Gutensteiner- und Steinalmkalks nicht dargestellt.

Ebenfalls in der Karte nicht dargestellt ist eine vergleichbare dünnbankige Graukalkeinschaltung am nordwestlichen Raschberg, am Fuß der Kleberwand; sie führt auch dort das Zonenleitfossil *Nicoraella kockeli* – vgl. MANDL (1982b: Taf.1, Taf.10).

81 Mergel („Reiflinger Niveau“, Sommeraukogel; Anisium)

Graue Mergel unterlagern am Sommeraukogel die Hallstätter Kalke. Sie gleichen lithologisch den karnischen Halobienschiefern.

Fossilinhalt und Alter:

SCHÄFFER (1971: 49) gibt daraus eine Foraminiferenfauna an, die für unteres Karnium sprechen soll. Aufgrund der Lage zwischen fossildatierten Kalken ist aber ein anisches Alter zu erwarten – vgl. KRYSŦYN (1980: 88ff.).

80 Grauer und graugelber Bankkalk

Der basale Anteil der bunt gefärbten Hallstätter Kalke am Sommeraukogel zeigt graurote bis lila Farben und führt bunte Hornsteine. Dieser Abschnitt wird in der lithologischen Gliederung der Hallstätter Kalke bei KRYSŦYN & SCHÖLLNBERGER (1972: 66f.) als Grauvioletter Bankkalk bezeichnet – siehe auch KRYSŦYN (1980: Fig.13). Zur Diskussion dieses Begriffes siehe auch unter „75 Grauvioletter Bankkalk“.

Die Hauptmasse dieser Gesteinsfolge bilden am Sommeraukogel 20–50 cm dicke Kalkbänke mit glatten bis welligen Schichtflächen und einer von grau über gelb bis ins Rötliche variierenden Farbe. Am Raschberg ist die Bankung auf weite Strecken nicht erkennbar, weshalb im Kartenbild auf großen Flächen eine irrtümliche Gleichsetzung mit dem obertriassischen Massigen Hellkalk erfolgte. Dieser Gesteinstyp ist im Schema auf Abb. 3 entsprechend der Darstellung bei MANDL (1984a: Abb. 5) bzw. MANDL (2000: Fig. 6) als „Hellbunter Massenkalk“ bezeichnet.

Bildungsmilieu:

Submarine Schwelle, siehe auch unter 75–73/Hallstätter Schichten.

Fossilinhalt und Alter:

Die Makrofauna ist spärlich, Ammoniten treten am Sommeraukogel in zwei Niveaus in Erscheinung, wobei *Protrachyceras pseudoarchelaus* einen longobardischen und *Trachyceras aon* einen julischen Anteil belegen.

Unter der Mikrofauna sind vor allem Conodonten für die Altereinstufung hilfreich. Sie belegen beispielsweise in der Leislingwand (Raschberg Südseite) mit dem Auftreten von *Paragondolella szaboi* eine Reichweite des Hellbunten Massenkalks bis in das obere Anisium (Illyrium) hinab – MANDL (1982b: Taf. 5, Taf. 10).

79 Brekzie (Raschberg)

Brekzien sind in den Hallstätter Kalken kein seltenes Phänomen. Sie können insbesondere in den massigen Kalken als monomikte intraformationelle Bildungen

auftreten und wurden von RIECHE (1971: 49ff.) auf submarine Rutschungen zurückgeführt. Polymikte Brekzien an Diskontinuitätsflächen in der Schichtfolge beschreibt SCHÄFFER (1971: 59ff.) aus dem Plassen-Gebiet vom Sommeraukogel und vom Keifeneck.

Im Kartenbild sind an zwei Lokalitäten mächtigere Brekzienhorizonte dargestellt, die dort einen Großteil der Hallstätter Schichtfolge ersetzen sollen und vom unterlagernden Gutensteiner Dolomit zu auflagernden obertriassischen Gesteinen vermitteln:

Die Brekzie im Bereich östlich der Lambacher Hütte (Raschberg Ostseite) wird von Halobienchiefern überlagert. Sie erreicht laut FRIEDEL (1985: 116) eine Mächtigkeit von 15 m. Angaben über das Komponentenspektrum finden sich bei diesem Autor keine.

Die Brekzie zwischen Großem Rosenkogel und Zwerchwand wird dem Kartenbild nach von norischem Hallstätter Kalk überlagert. Die Brekzie entwickelt sich aus dem Mitteltriasdolomit, der anfangs nur intensiv zerbrochen erscheint, wobei die Komponenten noch lückenlos zusammenpassen. Bei zunehmend aufgelockertem Gefüge treten zuerst karbonatische Zemente und schließlich feinkörniger grauer Kalk als Zwickelfüllungen auf. Darüber folgt ein heller Kalk, der noch einzeln Dolomitkomponenten enthalten kann. Fossilien wurden bislang keine gefunden. Es erscheint durchaus möglich, dass es sich bei dem grauen Kalk nicht um Hallstätter Kalk, sondern um Erosionsrelikte der einstigen Überdeckung durch Oberjurakalk wie in den benachbarten Rosenkögeln und in der Zwerchwand handelt. Die hier als Hallstätter Kalk bezeichneten Gesteine weichen nach PISTOTNIK (1972: A57) auch von den typischen Hallstätter Kalken des Raschberggebietes ab und sollen jenen (?) nördlich des Predigtstuhl ähneln, welche Dolomitlaminite, Megalodonten und Korallen enthalten (Dachsteinkalk der tektonisch auflagernden Dachsteindecke?).

Bildungsmilieu:

Weit verbreitete Spaltenbildung sowie lokale Winkeldiskordanzen und Schichtlücken in den Hallstätter Schichtfolgen lassen einen morphologisch gegliederten Ablagerungsraum vermuten, der durch syndesimentären Diapirismus der unterlagernden Haselgebirgsevaporite verursacht sein dürfte. Submarine Brekzien an syndesimentären Bruchstufen und Rutschungen teilverfestigter Sedimentpakete am Rande von Aufwölbungen wären Ausdruck einer derartigen Meeresbodentopographie.

Fossilinhalt und Alter:

Über den Altersumfang wurden bislang keine biostratigraphischen Angaben gemacht.

78 Buntdolomit

Im Bereich des Plankensteinplateaus (südwestliches Plassen-Gebiet, liegt großteils bereits auf ÖK 95 St. Wolfgang) tritt im Hangenden des Steinalmdolomits ein dm-gebankter Dolomit auf, der durch seine Buntfärbung (grünlich, ocker-gelb bis rötlich) und seine höhere Verwitterungsresistenz (bedingt durch diffus verteilten Kieselsäuregehalt) gut vom Steinalmdolomit abtrennbar ist. Im Hangendabschnitt sind die Schichtflächen teilweise wellig bis knollig ausgebildet, die Kieselsäure kann hier zu Hornsteinknollen konzentriert sein.

Vergleichbaren Habitus zeigen die Buntdolomite des Gosaukammgebietes und der Dachstein-Südseite (Rauchek-Gipfel). Als Ursache für den Kieselgehalt und die Buntfärbung vermutet SCHLAGER (1967: 220) die Beimengung vulkanischer Tuffe. Vereinzelt gefundene Conodontenfaunen sprechen für pelagischen Einfluß und lassen in diesen Dolomitgesteinen diagenetisch veränderte Hallstätter Kalk vermuten.

Bildungsmilieu:

Submarine Schwelle, entsprechend ihrer wahrscheinlich diagenetischen Entstehung aus Hallstätter Kalken, siehe dort.

Fossilinhalt und Alter:

Aus der Unterlagerung durch Steinalmkalk/-dolomit und der Überlagerung durch Reiflinger Kalk oder Reingrabener Schiefer ergibt sich ein maximal möglicher Altersumfang von mittlerem Anisium bis unteres Karnium. Die wenigen bisherigen Conodontendaten aus dem weiteren geographischen Umfeld fallen in diese Zeitspanne:

Zwieselalm-Gebiet (MANDL, 1982b): *Gladigondolella malayensis budurovi* KOVACS & KOZUR, *Neogondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV) und *Neogondolella constricta* (MOSHER & CLARK) – Pelsonium.

Raucheck-Gipfel (Dachstein Südseite): *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE) und dessen Multielemente, *Paragondolella trammeri* (KOZUR), *Paragondolella inclinata* (KOVACS), Übergangsform von *Neogondolella transita* (KOZUR & MOSTLER) zu *Neogondolella bakalovi* (BUDUROV & STEFANOV) – basales Longobardium.

Wandstufe unter Hopfürghütte (Gosaukamm): *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE), *Paragondolella foliata* (BUDUROV), *Budurovignathus mungoensis* (DIEBEL), *Metapolygnathus cf. polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV) – oberstes Ladinium, eventuell bereits unterstes Karnium.

77 Schreieralmkalk

Seit MOJSISOVICS (1882) werden rote dickbankige (10–100 cm) Kalke mit reicher, hauptsächlich oberanisischer Ammonitenfauna als Schreieralmkalk bezeichnet. Neben den roten Farbtönen können einzelne Bänke auch auffällige gelb-weiß-rotgefleckte oder gelbgrüne bis violette Färbung aufweisen – TATZREITER (1987: 295, 2003: 509). Die namensgebende Schreieralm (alte Originalschreibweise: Schreyeralm) befindet sich nordwestlich des Plassen. Die nomenklatorische Eigenständigkeit gegenüber dem Hallstätter Kalk beruhte auf der fälschlichen Annahme einer ladinischen Schichtlücke (SPENGLER, 1919: 381; TOLLMANN, 1976a: 96) und eines ausschließlich karnisch-norischen Alters des Hallstätter Kalks s. str. Seit der Erfassung einer Hallstätter Normalschichtfolge durch SCHLAGER (1969), KRYSSTYN & SCHÖLLNERBERGER (1972), KRYSSTYN (1974) ist jedoch klar, dass die Sedimentation der Hallstätter Kalke vom Pelsonium bis Sevatium (heute nach Neudefinition der Unterstufen-Grenzen auch unterstes Rhätium) durchläuft. Der Schreieralmkalk entspricht damit einem roten dickbankigen Hallstätter Kalk mit abschnittsweise starker Kondensation – vgl. Abbildung 3. So sind beispielsweise nach KRYSSTYN & SCHÖLLNERBERGER (1972: 66) in einer nur 5 cm starken Bank mehrere Ammonitenzonen des oberen Anisium vereint.

Der Schreieralmkalk setzt an der Typlokalität mit scharfer Grenze über Steinalmkalk ein (SCHÄFFER, 1971: 3ff., Beil. 13). Nach etwa 3 m Rotkalk folgt eine Subsolutionsfläche, von der schlauchförmige Hohlräume bis zu 1,5 m tief in den Rotkalk ragen. Letztere sind mit relativ fossilarmem Rotkalk verfüllt. Spalten, welche von der Subsolutionsfläche ausgehen und bis in den Steinalmkalk reichen, sind ebenfalls mit Rotkalk verfüllt. Eine ca. 80 cm dicke Bank, welche die Subsolutionsfläche überlagert, ist als Ammonitenlumachelle zu bezeichnen, aus der die klassische Fauna stammt. Vom benachbarten Schiechlingkogel beschreibt SCHÄFFER (1971: 43) eine Kontaktsituation von Schreieralmkalk auf Steinalmkalk, die wahrscheinlich einen synsedimentären Bruch nachzeichnet.

Bildungsmilieu:

Submarine Schwelle mit Mangersedimentation; siehe auch unter 75–73/Hallstätter Schichten.

Fossilinhalt und Alter:

Neben den Ammoniten der klassischen Fundstellen sind aus dem Schreieralmkalk auch Orthoceren, Nautiliden, Gastropoden und Brachiopoden bekannt. Unter den Mikrofossilien sind neben den stratigraphisch wichtigen Conodonten auch Holothuriensklerite beschrieben, ferner Foraminiferen, Ophiurenstachel und Fischzähne. In Dünschliffen sind neben den Foraminiferen auch Radiolarien, Lamellibranchiatenschälchen und die Alge *Globochaete alpina* anzutreffen – Literaturhinweise siehe TOLLMANN (1976a).

Die Ammonitenfauna der klassischen Lokalität der Schreieralm ist bei SPENGLER (1919: 369–371) zusammenfassend aufgelistet. Laut ASSERETTO (1971) stellt sie ein Kondensat der Faunen aus der *Ceratites binodosus*- und der *Ceratites trinodosus*-Zone dar. Wie bei fossilreichen Fundstellen häufig der Fall, ändert sich die Aufschluss-Situation oft dramatisch, da private Sammler auch schweres Werkzeug und Sprengstoff einsetzen und so gezielte Nachbeprobungen vormals existierender Aufschlüsse unmöglich machen. Neuaufsammlungen von TATZREITER (1987, 1988, 2003) ergaben Hinweise auf die *Trinodosus*-Zone und Faunenelemente der „Parakellnerites-Zone“ des oberen Anisium.

76 Halobien-schiefer (Raibler Schichten; ? „Cordevol“)

Halobien-schiefer oder, den lithostratigraphischen Regeln besser entsprechend, Reingrabener Schiefer sind im Bereich der Hallstätter Fazies Ausdruck der karischen Regression und des damit verbundenen Eintrages siliziklastischen Materials vom Europäischen Hinterland auf den kalkalpinen Schelf.

Aufschlüsse sind sehr selten – so z.B. ganz punktuell am markierten Weg Hütteneck–Raschberg Hütte, im Liegenden der Hallstätter Kalke des Roten Kogels, im Bachbett am Ende der Steinbergwiesen-Forststraße und an der Salzbergstraße nahe dem Sandlingberg-Stollenmundloch. Vom Hallstätter Salzberg erwähnt SCHÄFFER (1971) einen größeren Aufschluss im Graben südwestlich des Hohen Schreierkogels (K 1.619 m). Meist sind nur Gelände-Verflachungen und lehmige Verwitterungsböden mit Hornstein-Splittern Hinweis auf die Existenz dieses Gesteines.

Im Wesentlichen handelt es sich dabei um dunkelbraune bis schwarze, blättrige Schiefertone und Mergel. Geringmächtige Feinsandsteinlagen verraten sich nur in Lesesteinen. Nach WEIGERT (1971: 29ff.) zeigen die Sandsteine auf frischen Bruchflächen grünlichgraue, im verwitterten Zustand gelbbraune Farbe. Die Bankdicke betrug vermutlich weniger als 10 cm, ein undeutlicher bankinterner Lagenbau im mm-Bereich wird durch Erzanreicherung nachgezeichnet. Der Mineralbestand umfasst zu etwa 50 % Quarz, 5 % Hellglimmerschüppchen, 5 % Plagioklas, < 5 % opakes Erz und ca. 35 % nicht näher auflösbare limonitisch-serizitisch-karbonatische Grundmasse. Es dominieren Feinsandsteine mit Korngrößen zwischen 50–80 µm; feinkörnige Lagen mit Korngrößen durchwegs unter 63 µm liegen im Grobsiltbereich. Vereinzelt Kalklagen können auf den Schichtflächen Schälchen juveniler Halobiiden zeigen.

Die Untersuchung der Raibler Schichten im Mittelabschnitt der Kalkalpen durch GROTTENTHALER (1978) beschreibt keine Profile in den Hallstätter Schichtfolgen auf dem Kartenblatt Bad Ischl. Das nächstgelegene Profil liegt auf dem Nachbarblatt Bad Mitterndorf in einer Schichtfolge mit Pötschenkalk in der Obertrias: die häufigste Korngröße in den Sandsteinen beträgt dort 150 µm, bei einem gegenüber Quarz erhöhten Feldspat-Anteil (Quarz/Feldspat = 0,7) und einem Feldspat-verhältnis Kalifeldspat/Plagioklas = 0,8.

Bildungsmilieu:

Während eine generelle Meeresspiegel-Absenkung zu einem Absterben der Wetterstein-Riffe führte, könnte ein verstärkter Nährstoffeintrag vom Hinterland zu einer

Planktonblüte und einer dadurch verursachten Sauerstoffzehrung in den verbliebenen Beckenbereichen geführt haben. Die Ablagerung der tonigen bis siltigen Reingrabener Schiefer fand in diesen Becken unter zunehmend anoxischen (sauerstofffreien) Bedingungen statt. Lediglich manche Hallstätter Schwellen ragten bis in oxisches Milieu empor, wo sich zwischen kondensierten Rotkalklagen Fe-Mn-reiche Krusten bilden konnten, siehe HORNING (2008).

Fossilinhalt und Alter:

Nach SCHÄFFER (1971) und FRIEDEL (1985) sind folgende Organismengruppen in den Reingrabener Schiefen des Plassengebietes und des Raschbergs vertreten: Ammoniten, Bivalven, Kleingastropoden (Steinkerne), Crinoiden-Stielglieder, Fischzähne sowie unbestimmte Pflanzenreste WSW der Rossalm. An Mikrofossilien sind zu nennen: Foraminiferen, Ostrakoden, Radiolarien und Conodonten.

MEDWENITSCH (1956) erwähnt aus dem Ausseer Erbstollen bei Meter 440 *Halobia rugosa* und *Carnites floridus*. Sowohl SCHÄFFER (1971) als auch FRIEDEL (1985) konnten aus Kalklagen die Conodonten *Metapolygnathus polygnathiformis* (BUDUROV & STEFANOV) und *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE) gewinnen.

Die Altersangabe „Cordevol“ kann damit aus heutiger Sicht präzisiert werden. Dabei ist vorzuschicken, dass das „Cordevol“ als ursprünglich unterste von drei Unterstufen des Karnium in der Internationalen Geologischen Zeitskala (GRADSTEIN et al. 2004) derzeit nicht mehr als eigenständige Unterstufe aufscheint. Es wurde in das untere Karnium (= Julium) integriert und entspricht dort dem Julium 1 = *Trachyceras aon* Subzone.

Aus der Überlappung der Reichweiten der zuvor angeführten Halobiiden und Conodonten ergibt sich ein Altersumfang von Julium 2 = *Austrotrachyceras austriacum* Zone.

75–73 Schwellenfazies: Hallstätter Schichten

Wie bereits bei den Schreieralm Schichten (Legendennummer 81–77) angeführt wurde, besitzen die Hallstätter Kalke eine recht große lithologische Bandbreite. Sie wurden durch SCHLAGER (1969) erstmals in definierte Einheiten unterteilt, die im Wesentlichen auf den Kriterien Bankungstyp und Farbe aufbauen. Für die Obertrias sind hier der „Grauviolette-“ und der „Rote Bankkalk“, der „Rote Knollenflaserkalk“, der „Massige Hellkalk“ und der „Hangend Rot- und Graukalk“ zu nennen. Daneben gibt es noch eine Reihe von Übergangstypen in die zeitgleichen Pötschenkalke, die teilweise auch eigene Bezeichnungen tragen (z.B. „Draxlehner Kalk“ = „Roter Knollenflaserkalk“ mit bunten Hornsteinknollen). Weitere Daten zur Unterscheidung und zu lithologischen Details trugen WEIGERT (1971); SCHÄFFER (1971); RIECHE (1971); KRISTYN et al. (1971a, b); KRISTYN & SCHÖLLNBERGER (1972); KRISTYN (1973, 1974, 1980); MANDL (1982b, 1984a, 2000) bei.

Der Altersumfang der einzelnen Kalktypen weist nach heutigem Kenntnisstand eine etwas geänderte Bandbreite gegenüber der hier erläuterten Kartenlegende auf, siehe dazu auch Abbildung 3.

Bildungsmilieu:

Aufgrund des Fehlens photosynthetisierender Organismen und der generell offenen marinen, pelagischen Fauna wird eine Ablagerung am tiefermarinen Schelf angenommen. Extreme Mächtigkeitsschwankungen innerhalb kurzer Distanz sind auf syndimentäre Brucktektonik, Schollenkipfung, unterschiedliche Subsidenz, lokale Kondensation und gelegentliche Schichtlücken zurückzuführen. Als Hauptursache dafür wird die Auftriebstendenz (Salzdiapirismus) der unterlagernden permischen Evaporite angesehen. Insgesamt bieten die Hallstätter Kalke das Bild einer mehr oder minder stark reduzierten Sedimentakkumulation über einer submarinen Schwellenzone innerhalb eines Hornsteinkalk-Beckens, erkennbar anhand der seitlichen Übergänge der bunten Hallstätter Kalke in

gleichalte graue Hornsteinkalke – vgl. MANDL (1984a, 2000: Fig.6), chronostratigraphisch aktualisiert in KRYSZYN (2008b: Fig.3).

Gegen eine Ablagerung der bunten Hallstätter Kalke auf einer akzentuierten „Tiefschwelle“ sprechen sich hingegen HORNING et al. (2007: 286ff.) aus, da sie in derartigen Hallstätter Schichtfolgen (Rappoltstein/Berchtesgaden) im oberen Ladinium und unteren Karnium Plattformdetritus in Form von Fragmenten von *Tubiphytes obscurus* finden konnten. Gleiches wurde auch im unteren Norium des Freygutweg-Profiles beobachtet (HORNING & BRANDNER, 2005). Ein Bypass dieser „Riffbioklasten“ durch das Hornsteinkalkbecken hinauf auf die Buntkalkschwelle erscheint diesen Autoren als unwahrscheinlich. Sie selbst bezeichnen aber den triassischen Kalkschlamm in seiner Hauptmasse als Periplattformschlamm, der seinen Ursprung auf den mittel- und obertriassischen Karbonatplattformen (Wettersteinkalk, Dachsteinkalk) haben muss, da in der Trias noch keine nennenswerten (nanno-) planktonische Karbonatproduktion stattfand. Ein gelegentliches Verdriften von derart kleinen Partikeln wie *Tubiphytes* (kleiner gleich 0,5 mm) und „Abregnen“ auch über Schwellenbereichen erscheint nicht ausgeschlossen. Es gibt sogar ein Beispiel, wo auch grober Riffschutt bis an die Tiefschwelle vordringt, nämlich im Hangendgraukalk des Steinbergkogels bei Hallstatt. Neben der im Aufschluss sichtbaren Schüttung von cm-großen Korallen- und Spongienbruchstücken existiert auch ein Handstück mit einem 10 cm großen Korallenstock von *Isastrea* – siehe SCHÄFFER (1971: 88ff., Abb. 40, 41, 44). Hier könnte kurz vor Einsetzen der Zlambachmergel das Pötschenkalkbecken „nördlich“ der Schwelle soweit verfüllt worden sein, dass Riffschutt lokal bis an den Schwellenrand heranreichen konnte – vgl. auch MANDL (1984a: Beil. 8/Kartenskizze).

Fossilinhalt und Alter:

Die Fossilvorkommen der Hallstätter Kalke sind – abgesehen von wenigen, horizontbeständigen Lumachellen (Halobien, Monotis) – an besondere lokale Ablagerungssituationen („Fossilfallen“) gebunden, wie beispielsweise Strömungsschatten zufolge eines akzentuierten Meeresbodenreliefs oder aufklaffende Spalten durch synsedimentäre Bruchtektonik – SCHLAGER (1969); KRYSZYN et al. (1971a); HORNING (2008).

Die Alterseinstufung stützt sich auf die örtlich reichen Ammonitenfaunen der „klassischen“ Fossilfundpunkte im Salzkammergut sowie auf Conodontenfaunen – siehe KRYSZYN et al. (1971a) und KRYSZYN (1980, 1991, 2008a, b). Daneben beinhalten die Hallstätter Kalke noch zahlreiche andere Makrofossilgruppen: Nautiliden, planktonische Bivalven (*Daonella*, *Halobia*, *Monotis*), Brachiopoden, Schnecken, Seelilien, Seeigel, Hydrozoen („*Heterastridium*“), etc. Unter den Mikrofossilien sind Foraminiferen, Conodonten, Radiolarien, Sklerite von Holothurien (Seegurken), Schwebecrinoiden und Ophiurenreste zu nennen. Die Hallstätter Kalke zählen damit zu den fossilreichsten Gesteinen der Kalkalpen – für Literaturübersicht siehe TOLLMANN (1976: 90ff., 176ff.); Fundstellen und Faunenbeispiele siehe z.B. MOOSLEITNER (2004). Bezüglich des Zeitumfanges und der möglichen Mächtigkeit der einzelnen Hallstätter Kalktypen siehe Abbildung 3 entsprechend KRYSZYN (2008b: Fig. 3). Insgesamt reichen die Hallstätter Kalke bis in das untere Rhätium empor, d.h. in die *Paracochloceras suessi* Ammonitenzone bzw. bei den Conodonten bis in die *Epigondolella bidentata* – *Misikella posthernsteini* Intervallzone.

75 Grauvioletter Bankkalk (? Julium)

In der ersten Darstellung eines Hallstätter Normalprofils zeichnet SCHLAGER (1969) eine vertikale Abfolge der verschiedenen Kalktypen. Nur der Massige Hellkalk und der Rote Bankkalk verzahnen während eines längeren Zeitabschnittes lateral miteinander. Mit Fortschreiten der Untersuchungen wurde neben dem karnischen auch ein ladinischer Anteil des „Graugelben und Grauvioletten Bankkalks“ erfasst (z.B. KRYSZYN & SCHÖLLNBERGER, 1972: Abb. 4), sodass sich schließlich das Bild einer lateralen Verzahnung der verschiedenen Kalktypen vom oberen Ladinium bis ins obere Karnium ergab, wie es KRYSZYN (1974: Abb.1) darstellt. Die

vergleichende Untersuchung der Hallstätter Schichtfolgen (MANDL, 1982b, 1984) im Plassengebiet und am Raschberg zeigte jedoch, dass der „Grauviolette Bankkalk“ sensu SCHLAGER (1969) auf das obere Karnium beschränkt ist und stets nur in Begleitung unterlagernder Reingrabener Schiefer auftritt. MANDL bezeichnete daher diesen charakteristischen lithologischen Horizont als „Oberen Grauvioletten Bankkalk“. Der „Untere Grauviolette Bankkalk“ zeigt eher wellige bis selten knollige Schichtflächen und häufig bunte Hornsteinknollen – siehe dazu auch unter „Grauer und graugelber Bankkalk“ (Legendennummer 80).

Es handelt sich dabei um eben geschichtete, teilweise ausgesprochen plattige, 5–15 cm dicke Kalkbänke mit violetter bis olivgrüner Färbung. Dünne mergelige Zwischenlagen mit gleicher Färbung sind nicht selten. Das mikrosparitische bis pelsparitische Interngefüge erzeugt gegenüber den typischen Hallstätter Kalcken fasrig-spröde Bruchflächen. Ein diffus verteilter Kieselsäuregehalt führt nur ausnahmsweise zur Ausbildung von Hornsteinknollen. Das Gestein ist praktisch frei von Makro- und Mikrofossilien und dürfte insgesamt eher den kalkigen Hangendabschnitt der Reingrabener Schichten darstellen denn einen typischen Hallstätter Kalk.

74 Massiger bis gebankter Hellkalk (Karnium bis Norium)

Bereits MOJSISOVICS (1905) fiel dieser wandbildende, undeutlich dickbankige bis massige Typus von Hallstätter Kalk am Raschberg („Wandkalk“) und am Sommeraukogel auf. Die Färbung variiert zwischen weiß, hellgrau, gelblich oder hellrosa. Die mikritische Grundmasse enthält in wechselndem Verhältnis Radiolarien und „Filamente“ (juvenile Muschelschälchen), syndimentäre Brekzienbildung ist nicht selten (RIECHE, 1971) und für den massigen Habitus wohl mit verantwortlich. Makrofossilien treten eher selten in Erscheinung; meist sind es Schillagen von Halobiiden, die über längere Strecken als Leitbänke verfolgt werden können. Aufgrund des Farbkontrastes auffällig sind Spaltenfüllungen, die aus dem überlagernden Rotkalk in den Massigen Hellkalk und noch tiefer in die Schichtfolge eingreifen können – vgl. z.B. SCHLAGER (1969: Abb.7).

73 Knollenflaserkalk (Julium), Hangendrotkalk, Hangendgraukalk (Norium); Roter Bankkalk (Karnium bis Norium)

Der rote **Knollenflaserkalk** weist eine regelmäßige Schichtung mit Bankdicken von kleiner gleich 10 cm bis etwa 30 cm auf; die Schichtflächen sind wellig bis knollig ausgebildet. Die knollig-flasrige Struktur durchzieht auch das Innere der Gesteinsbänke und wird auf eine Überprägung durch Drucklösung zurückgeführt, die durch einen bereits primär erhöhten Tongehalt begünstigt wird – vgl. RIECHE (1971: 69ff.). Die lithologische Bandbreite reicht vom Normaltypus des knollig-schichtigen Bankkalks mit roten Mergelfugen über Knollenkalke bis hin zu isolierten Kalkknollen in einer roten Mergelmatrix. Allfällige Komponenten, insbesondere Halobiidenschälchen („Filamente“), sind zu den Knollengrenzen hin zunehmend parallel zu den Flaserzonen eingeregelt.

Varianten mit roten Hornsteinknollen (Typus Draxlehner Kalk) zeichnen den lateralen Übergang zur Hornsteinkalkfazies (Pötschenkalk) nach, wobei der Farbumschlag zu grau zuerst in den Kalkbänken erfolgt, während die Hornsteine über längere laterale Distanz noch rote Färbung aufweisen.

Der Knollenflaserkalk geht mit Abnahme des Tongehaltes und Zunahme der Bankdicken (20–50 cm und mehr) in den **Roten Bankkalk** über. Schichtflächen sind eher eben ausgebildet, z.T. sind die Bänke durch Subsolutionsflächen mit

starken Fe-Mn-Ausscheidungen voneinander getrennt. Bankinterne Sedimentgefüge sind häufig durch intensive Bioturbation zerstört. Das Gestein ist meist reich an Mikro- und Makrofauna. Der Übergang in den auflagernden Massigen Hellkalk erfolgt allmählich, am Ostende des Sommeraukogels ist auch eine Wechsellagerung der beiden Gesteinstypen erkennbar – siehe KRYSSTYN et al. (1971b: Abb. 3–5). Spaltenfüllungen aus Hangendrotkalk können bis in den Roten Bankkalk hinunter reichen und sind dann meist nur anhand jüngerer Faunen oder randlicher Kalzitrasen als solche erkennbar.

Der **Hangendrotkalk** beschließt die Hallstätter Buntkalkabfolge im Hangenden. Der erneut etwas höhere Tongehalt begünstigt die Drucklösung und Bildung von Knollenfaser-Gefügen, die aber nicht das Ausmaß wie im Knollenfaserkalk erreicht. Es überwiegen wellig-schichtige Bankkalke, deren Mikrofazies von Radiolarien führenden Mikriten bis zu Filamentspariten („Mikrolumachellen“) reicht. Bioturbation ist häufig zu beobachten; Subsolution ist besonders dort ausgeprägt, wo die Bänke in Richtung submariner Schwellen auskeilen – z.B. am Sommeraukogel. Hier zeigt sich auch eine höher diverse Mikro- und Makrofauna mit Foraminiferen, Foraminiferen-„Riffen“ und -Krusten, Ostrakoden, Globochaeten, Crinoiden, Gastropoden, Nautiliden, Bivalvenlumachellen (*Monotis*), Ammoniten und Hydrozoen (*Heterastridium*). Dieses Gestein beinhaltet die meisten der klassischen norischen Fossilfundpunkte.

Der **Hangendgraukalk** ist ein mikritischer, gut geschichteter, etwas mergelreicher Kalk, der den Hangendrotkalk lateral vertreten kann bzw. über ihm folgt. Mancherorts sind stattdessen auch nur mächtigere Mergelzwischenlagen im Hangendrotkalk ausgebildet.

Im Hangendgraukalk des Steinbergkogels bei Hallstatt wird aller Voraussicht nach der GSSP (Global Stratigraphic Section and Point) der Rhätium-Basis definiert werden. Entsprechende Aktivitäten der Subkommission für Trias-Stratigraphie der Internationalen Stratigraphischen Kommission sind derzeit im Gange – vgl. KRYSSTYN et al. (2007a, b); KRYSSTYN (2008a, b). Mit dieser Festlegung wird auch die langanhaltende Diskussion über die Berechtigung einer Rhätischen Stufe zugunsten dieser beendet – siehe dazu auch TOZER (1974); KRYSSTYN (1974, 1980).

72–67 Beckenfazies: Pötschenschichten

72 Pötschenkalk (Karnium bis Norium)

Der **Pötschenkalk** ist ein hell gelblichgrauer, bräunlicher bis selten dunkelgrauer, feinkörnig dichter, dm-gebankter Kalk, mit welligen bis knolligen Schichtflächen und dünnen grünlich-grauen Mergel-Zwischenlagen. Dunkler Hornstein ist in Form von Knollen oder Lagen in den Kalkbänken häufig zu finden. Beispiele zur lithologischen Variabilität gibt PILLER (1981: 200f.). Die Mikrofazies ist als Mikrit mit Filamenten und Radiolarien zu beschreiben.

Im Hangendabschnitt kündigen dicke Mergellagen den Übergang zu der auflagernden Zlambach-Formation an. Lateral zeigt der Pötschenkalk Übergänge in die bunten Hallstätter Kalke – MANDL (2000: Fig. 6), chronostratigraphisch aktualisiert in KRYSSTYN (2008b: Fig. 3), siehe dazu auch Abbildung 3.

Typregion ist das Gebiet um den Pötschenpass, insbesondere der alte Steinbruch auf der Pötschenhöhe und die Pötschenwand. Eine erste Beschreibung gab MOJSISOVIC (1869).

Die Gesamtmächtigkeit kann mit 80–120 m abgeschätzt werden.

Bildungsmilieu:

Marines Becken; aufgrund der seitlichen Verzahnung mit obertriassischen Hallstätter Kalken und der größeren Mächtigkeit dürfte der Pötschenkalk in größerer Wassertiefe als die Buntkalke gebildet worden sein. Die Fauna spricht laut MOSTLER (1978) für Bildungstiefen zwischen 200–300 m, 500 m wurden sicher nicht erreicht.

Fossilien und Alter:

Makrofossilien sind meist schlecht erhalten: Ammoniten, Brachiopoden, Crinoiden-Fragmente, Seeigelstachel. Aus einer reichen Mikrofauna beschreibt MOSTLER (1978) Conodonten, Radiolarien, Foraminiferen, Ostrakoden, Holothuroideen-Sklerite und Kiesel-spiculae.

Die Altersangabe beruht neben wenigen Ammonitenfunden hauptsächlich auf Conodonten. Der Hauptanteil hat norisches Alter, basale Teile erreichen aber auch das oberste Karnium (*Metapolygnathus nodosus* Zone). Die Obergrenze kommt in Zukunft nach der Neudefinition der Rhätbasis innerhalb des Rhätium (*Epigondolella bidentata* – *Misikella posthernsteini* Interval-Zone) zu liegen – KRYSSTYN (2008a, b).

71 Pötschendolomit, Pedatadolomit

Pötschendolomit und Pedatadolomit stellen sekundär dolomitisierte Varianten des primär kalkigen Ausgangssedimentes dar. Insbesondere beim Pötschenkalk dürfte die Dolomitisierung von den tonig/mergeligen Zwischenlagen ausgehen und schließlich das Gesamtgestein erfassen. Bei diesem Prozess gehen ursprüngliche Sedimentgefüge verloren und es entsteht ein poröses, grob „zucker körniges“ Gestein, in dem gelegentlich die Fossilien (meist *Halorella* sp.) noch als Lösungshohlräume erkennbar sind. Über die Ursachen der Dolomitisierung in einem sicher subtidalen Milieu und die Herkunft des Magnesiums gibt es bislang keine Untersuchungen.

Bildungsmilieu und Altersumfang:

siehe bei Pötschenkalk und Pedata-Schichten.

70–68 Beckenfazies: Pedataschichten (? Norium)

70 Mergel und Arenite (Turbidite aus Gesteinen der Dachsteinfazies)

69 Dunkler Kalkmergel

68 Kalk vorwiegend

Die **Pedataschichten** nehmen eine vermittelnde Stellung zwischen Dachsteinkalk und Pötschenkalk ein. Sie zeigen durch ihren Gehalt an mehr oder minder feinkörnigem Riffschutt die Nähe einer Karbonatplattform an.

Lithologisch beinhalten sie bereits in der Erstbeschreibung durch MOJSISOVIC (1905: 26) zwei verschiedene Gesteinstypen:

Der eine Typus umfasst hell gelblich graue bis bräunliche, ebenflächig dm-gebantke Kalke mit arenitischen Kalkturbiditen vom Top und von den Flanken der Dachsteinkalkplattform – REIJMER (1991); REIJMER & EVERAARS (1991); MANDL & KRYSSTYN (2008); KRYSSTYN et al. (2009). Dieser Typus wird seit TOLLMANN & KRISTAN-TOLLMANN (1970: 99) als **Gosauseekalk** bezeichnet. Er entspricht den „hellen Kalkareniten und Bankkalken“ bei FRIEDEL (1985: 70) bzw. hier in der Kartenlegende „**70 Mergel und Arenite**“.

Als Pedataschichten im engeren Sinne versteht man heute dunkle, dünnbankige und plattige, oft kieselige Kalke mit dünnen, mergeligen und bituminösen Lagen einerseits und hellen, mm- bis cm-dünnen, oft gradierten Kalkturbiditen

andererseits. Sie entsprechen den „feinlamellierten Mergelkalken mit Arenitlagen“ bei FRIEDEL (1985: 70) bzw. hier in der Kartenlegende „**69 Dunkler Kalkmergel**“. Lokal sind Resedimentation und Rutschstrukturen zu beobachten. Schichtparallele Drucklösung kann den feinschichtigen Habitus noch verstärken.

FRIEDEL (1985: 69) unterscheidet noch eine weitere Kalkvarietät unter der Bezeichnung „grobbankige, meist wellig geschichtete dunkle Kalke“, die hier in der Kartenlegende „**68 Kalk vorwiegend**“ entspricht. Ein Vergleich der Verbreitung dieses Kalktypes mit eigenen Aufnahmen (MANDL 1982b: geol. Karte) lässt vermuten, dass darunter die beiden erstgenannten Typen sowie auch Anteile des Pötschenkalks zusammengefasst wurden; dies insbesondere in jenen Wechsellagerungsbereichen, wo aufgrund schlechter Aufschlüsse oder oberflächenparalleler Lagerung die Auftrennung im Maßstab 1:50.000 nur sehr schematisch wiedergegeben werden kann. Kurzprofile, welche die lithologische Bandbreite erkennen lassen, gibt PILLER (1981: Fig. 56).

Bildungsmilieu:

Marines Beckensediment mit feinkörnigen Litho- und Bioklasten von der Dachsteinkalk-Plattform. Die dunklen, feinlamellierten Typen dürften dabei distale Turbidite darstellen, die im Beckentiefsten in einem stagnierenden Milieu ohne Bodenleben (fehlende Bioturbation) den Pötschenkalk überlagern. Relativ rasch folgen darüber die gröberen Turbidite des Gosauseekalks – entsprechend der Progradation der Dachsteinkalk-Plattform.

Fossilien und Alter:

An Makrofossilien ist hauptsächlich die namensgebende *Halorella pedata* zu finden. FRIEDEL (1985: 70) erwähnt aus dem dünnplattigen Typus eine Lumachelle mit *Halobia lineata* und *Monotis salinaria* von der Ober- und Unterseite einer kieseligen Bank. Mikro-fossilien umfassen neben Foraminiferen auch Spongiennadeln, Holothuriensklerite und Conodonten.

Das Alter dürfte im Großraum Pötschenpass – Lupitsch im Wesentlichen oberstes Norium bis unteres Rhätium umfassen. Im Gosauseegebiet sind auch etwas ältere Anteile fossilbelegt – vgl. MANDL & KRZYSTYN (2008: Fig. 3).

67 Zlambachschichten (Kalke, Mergel und Tone; oberes Norium bis ? Rhätium)

Die Zlambachschichten dokumentieren den Beginn der terrigen beeinflussten Sedimentation am landfernen Schelf in der obersten Trias. Sie können sowohl die Beckensedimente (Hallstätter Kalke, Pötschenkalk) als auch die Randbereiche der Karbonatplattformen (Dachsteinkalk) überlagern. Beispiele zu Übergängen Hallstätter Kalk – Zlambachschichten im Bereich der Buntkalkschwelle siehe KRZYSTYN et al. (1971a, b).

Die lithologische Bandbreite umfaßt eine Wechselfolge von graubraunen bis dunkelgrauen, weichen Tonen und Mergeln, dünnbankigen fleckigen Mergelkalcken und, mengenmäßig untergeordnet, dunklen Biogenschuttkalken mit Korallen und anderem Riffdetritus, welche von der Dachsteinkalk-Plattform als Turbidite und Schuttströme in das Mergelbecken gelangten – siehe MATZNER (1986).

Bildungsmilieu:

Marines Becken mit terrigenem Sedimenteintrag. Deutliche Unterschiede im Verhältnis der autochthonen Mergelsedimentation zu allochthonen bioklastischen Schuttkalken sind vom jeweiligen Ablagerungsbereich in Karbonatplattformnähe, im Pötschenkalkbecken oder über den Hallstätter Schwellen abhängig. Rutschstrukturen weisen auch auf ein vorgebeugenes submarines Relief des Meeresbodens hin.

Fossilinhalt und Alter:

Die Makrofauna wird von umgelagerten Korallen dominiert. Weniger häufig sind Solenoporaceen, Muscheln, Brachiopoden, Gastropoden, Kalk- und Kieselschwämme,

Crinoiden, Seeigel, Bryozoen und Hydrozoen sowie selten auch Ammoniten – siehe FRECH (1890); HAAS (1909); FLÜGEL (1960, 1961, 1963a, b); ZAPFE (1967); RONIEWICZ (1989). Über Ammoniten aus dem Kleinen Zlambach berichtet KRYSZYN (1987: 23ff.). Spurenfossilien und Bioturbation sind lokal zu beobachten.

Die Mikrofauna beinhaltet Foraminiferen, Ostrakoden, Holothurien-Sklerite, diverse Problematika und Conodonten – siehe KRISTAN-TOLLMANN (1963, 1964); BOLZ (1971, 1974); MATZNER (1986); KRYSZYN (1987: 25ff.).

Die Untergrenze der Zlambachschichten wurde bisher ins obere Norium gestellt, sie kommt in Zukunft nach der Neudefinition der Rhätium-Basis innerhalb des Rhätium zu liegen – KRYSZYN (2008a, b). Die Zlambachschichten umfassen mit den Ammonitenzonen des *Choristoceras marshi* und des *Vandaites stuerzenbaumi* das Rhätium 2 und 3, siehe Abbildung 3. Die exakte Grenzziehung zu den überlagernden Allgäuschichten ist kartierungstechnisch problematisch, da makroskopisch keine auffällige lithologische Änderung des Gesteins erkennbar ist – RAKÚS (1999a).

Trias in Dachsteinkalkfazies

66 Haselgebirge (? Perm bis „Skyth“) mit Diabas

Ausgelaugte Haselgebirgstone treten südöstlich St. Agatha zu Tage, Erdfälle weisen auf leicht lösliche Evaporite im Untergrund hin. Im Graben, welcher zu dem heute aufgelassenen Kreidebruch führt, ist auch ein Diabas-Vorkommen bekannt.

Die Vorkommen von Haselgebirge, Werfener Schichten und Dolomitschollen im Unterlauf des Zlambaches, welche in der Karte als Teil der Hallstätter Schichtfolge dargestellt sind, könnten auch tektonisch auflagernde, weitgehend schon erodierte Ausläufer der Dachstein-Decke darstellen.

Bildungsmilieu, Fossilinhalt und Alter:

siehe unter (88) Haselgebirge der Hallstätter Fazies.

65 Werfener Schichten (vorwiegend Schiefer, Sandstein und Konglomerate; „Skyth“)

Die größeren Vorkommen von Werfener Schichten des Kartenblattes sind entlang der Deckenbasis der Dachstein-Decke ausgewiesen, so etwa westlich der Ramsau, im Bereich St. Agatha, am Nordfuß des Sarstein und im Bereich Straßental/nordwestlich Hohe Radling. Letztere könnten allerdings entgegen der Kartendarstellung auch zur Gänze den Ausläufern der Hallstätter Schollen des Mitterndorfer Raumes angehören.

Die Werfener Schichten der Dachstein-Decke bestehen überwiegend aus sandigen, Glimmer führenden Schiefen von meist roter, seltener grüner oder grauer Farbe. Purpurrote fossilführende Werfener Schiefer sind am Fuß des Arikogels an einem Steig aufgeschlossen, der von den beiden Schurfstollen entlang des Leislingbaches nach Norden führt. Im Hangendabschnitt können dunkle, dünnplattige bis dm-gebantke sandige Kalke den Schiefen zwischengeschaltet sein – so etwa westnordwestlich St. Agatha entlang eines Waldweges. Zu den im Legendentext auch angeführten Konglomeraten finden sich in der Literatur keine Hinweise auf Beispiele aus dem Kartenblattbereich (siehe dazu auch Kapitel 6.1. Trias in Hallstätter Fazies: 87 Werfener Schichten).

Die Gesamtmächtigkeit erreicht bis zu 150 m, wobei 30–40 m auf den kalkigen Hangendabschnitt entfallen.

Bildungsmilieu:

Marines Flachwasser – siehe oben bei (87) Werfener Schichten der Hallstätter Fazies.

Fossilinhalt und Alter:

MOJSISOVICS (1905: 4) erwähnt aus einer Quarzitbank in den obersten Werfener Schichten auf der Nordseite des Arikogels Brachiopoden der Art *Lingula tenuissima* BRONN. Kalkbänke mit der Schnecke *Naticella costata* (MÜNSTER) sind aus dem Raum St. Agatha und von der Trockentann Alm bekannt. Zur Alterseinstufung in die Untertrias siehe oben bei „87 Werfener Schichten“ der Hallstätter Fazies.

64 Gutensteiner Kalk (Anisium)

Gutensteiner Kalk und Dolomit der Dachsteindecke beschränken sich auf kleine Vorkommen südwestlich Bad Goisern/Ramsau und an der Pötschenstraße östlich Untersee. Beide sind in der Karte als Gutensteiner Kalk ausgewiesen. Letzteres Vorkommen zeigt gebankten, mittel- bis dunkelgrauen Dolomit mit gelegentlicher bankinterner Feinschichtung (Hell-/Dunkel-Bänderung) im Zenti- bis Millimeterbereich. Die kumulative Mächtigkeit aufgrund der Aufschlüsse unter- und oberhalb der Straßenkehre beträgt wenige Zehnermeter.

Fossilinhalt und Alter:

Fossilien sind daraus bisher nicht bekannt. Die Alterseinstufung in das Anisium erfolgt in Analogie zu (85) Gutensteiner Kalk der Hallstätter Fazies.

63 Wettersteindolomit (Anisium bis ? „Cordevol“)

Der Wettersteindolomit stellt den dolomitisierten Anteil der Wetterstein-Karbonatplattformen dar. Entsprechend der sekundären, diagenetischen Bildung ist die Abgrenzung zum Wettersteinkalk oft sehr unregelmäßig geformt und besonders in Profilschnitten nur schematisch als Verzahnungsbereich darstellbar. Im Zuge der diagenetischen Dolomitbildung ging das primäre Sedimentgefüge weitgehend verloren, es herrscht heute ein charakteristisch „zuckerkörniges“, feingrusig zerfallendes, meist weißes bis graues, undeutlich geschichtetes bis massiges Sedimentgestein vor. Die Erosion formt darin oft intensiv zerfurchte Hänge oder Schluchten und bildet dabei große Mengen an scharfkantigem Schutt und weißem Dolomitsand. Der häufige Flurname Weißenbachtal deutet im Salzkammergut immer auf Wettersteindolomit hin.

Mit dem Hauptdolomit ist durchaus eine Verwechslung möglich, wenngleich dem Wettersteindolomit der charakteristische Bitumengeruch beim Anschlagen fehlt.

Bildungsmilieu:

Marines Flachwasser; ein Großteil des Wettersteindolomits dürfte ehemals lagunäre Bereiche darstellen; reliktsch erhaltene Sedimentstrukturen, die auf ehemalige Riffbildungen hinweisen würden, fehlen.

Fossilinhalt und Alter:

Im Zuge der Dolomitisierung gingen ursprünglich wohl enthaltene Fossilien verloren. Die Alterseinstufung kann nur ganz generell in Analogie zum Wettersteinkalk gegeben werden.

62 Raibler Schichten (Sandsteine und Tonmergel mit Pflanzenhäcksel; Karnium)

Der Wettersteindolomit des Goiserer Weißenbachtals wird entsprechend seiner Antiklinalstruktur sowohl im Norden (Katrin) als auch im Süden (Ramsaugebirge) von einem dünnen Band von Raibler Schichten überlagert. Dieser terrigene

Leithorizont des unteren Karnium keilt lateral immer wieder aus, sodass Hauptdolomit direkt auf Wettersteindolomit folgen kann. Auf der Nordostseite des Sarsteins markiert beispielsweise nur noch ein winziges Vorkommen von Sandstein, Schieferton und oolithischem Kalk dieses stratigraphische Niveau und gibt einen Anhaltspunkt für die eher schematische Abgrenzung des Wettersteindolomits gegen den Hauptdolomit in den unzugänglich steilen Dolomitflanken.

Ein schlecht aufgeschlossenes, schmales Band von dunkelgrauen, gelb anwitternden oolithischen Kalksteinen quert man auch in etwa 1.250 m Höhe am Touristenweg von Goisern zur Goiserer Hütte.

Südwestlich von Steeg, auf der „Kleinen Gaißau“ (Fossilzeichen in der Karte) beschreibt SCHÄFFER (1972: A67) eine lithologische Abfolge von buntem Dolomit (2,5 m), dunkelgrauen arenitischen Kalken (1,5 m), dunkelgraubraunen Schiefern mit Pflanzenhäcksel (14 m), Oolith-Onkoidkalk mit keulenförmigen Cidarisstacheln, kleinen Korallen und Bivalven (4 m), einer Limonitkruste (5 cm), dunkelgrauen sandigen Schiefern mit Pflanzenhäcksel (1,2 m), gelbem sandigem Ton (5 cm) und rosa gefärbtem Dolomit (1,5 m). Darüber folgt dann mächtiger Hauptdolomit.

GROTTENTHALER (1978) bearbeitete die Raibler Schichten zwischen Salzach und Pyhrnpass, darunter auch ein Profil mit der Bezeichnung Gosauhals – ebenfalls aus dem Ramsaugebirge südwestlich Steeg. Die Abfolge fügt sich in eine recht einheitliche Profilsérie von der Gamsfeldgruppe im Westen, über das nördliche Tote Gebirge bis in die Warscheneck-Gruppe. Diese als „Zentralfazies“ bezeichnete Ausbildung ist charakterisiert durch einen einzigen Schieferhorizont, in dessen oberstem Drittel eine Sphaerocodienkalkbank eingeschaltet liegt. Sandsteinlagen erlangen erst in den Schiefern darüber größere Mächtigkeiten. Die häufigste Korngröße der Sandsteine beträgt hier ca. 50 Mikrometer, das Feldspat/Quarz-Verhältnis beträgt 0,69, wobei Kalifeldspat gegenüber dem Plagioklas um einen Faktor 2–3 klar überwiegt. An Schwermineralen sind in absteigender Häufigkeit Apatit (25 %), Zirkon und Turmalin (je ca. 20 %), Granat (ca. 15 %) und Rutil (ca. 5 %) vertreten, der Rest beinhaltet Einzelkörner verschiedener Minerale, vor allem Opake.

Bildungsmilieu:

Das terrigene Sedimentationsintervall der Nordalpinen Raibler Schichten bildet einen markanten lithologischen Leithorizont zwischen den Gesteinen der Wetterstein-Karbonatplattform einerseits, und der Hauptdolomit/Dachsteinkalk-Karbonatplattform andererseits. Eine generelle Meeresspiegel-Absenkung führte im Laufe des unteren Karnium zu einem weitgehenden Trockenfallen der Wetterstein-Karbonatplattformen. Ein feuchteres Klima und/oder eine Akzentuierung des Reliefs im Hinterland führte zu einem verstärkten Eintrag siliziklastischer Erosionsprodukte auf den kalkalpinen Schelf, wo er sich in den verbliebenen marinen Becken und auf den lokal noch überfluteten Karbonatplattformen absetzte. Über letzteren lässt die Einschaltung des sogenannten Sphaerocodienkalks auf zeitweilig verbesserte Wasserzirkulation innerhalb der sonst schlecht durchlüfteten schwarzen Schiefertone schließen. Der Aufbau der Sphaerocodien aus Fossilenschutt mit inkrustierenden Algen weist auf ein seichtmarines Milieu hin. Ooide belegen zeitweilig stärkere Wasserbewegung.

Fossilinhalt und Alter:

Biostratigraphisch aussagekräftige Fossilien fehlen, die Einstufung in das (untere) Karnium erfolgt im lithostratigraphischen Vergleich zu anderen, fossilführenden Profilen in den Kalkalpen.

61 Hauptdolomit (? Karnium bis Norium)

Der Hauptdolomit wird auf Blatt Bad Ischl bis zu mehre 100 m mächtig. Oftmals unterlagert er den Dachsteinkalk bzw. verzahnt sich, paläogeographisch gesehen

festlandwärts, mit dessen älteren Anteilen. Die Abgrenzung zu dolomitisierten Bereichen des Dachsteinkalks bzw. zum Plattenkalk ist keineswegs einfach und ist oftmals dem Ermessen des Aufnahmegeologen überlassen. Das ausgedehnteste Vorkommen von Hauptdolomit befindet sich am Kartenblatt-Nordrand und nimmt das Gebiet Gspranggupf – Hochjoch – Brennetgupf sowie östlich der Traun den Fuß der Hohen Schrott ein. Weiter östlich besteht auch die Umgebung der Vorderen Gimbachalm und des Mittagkögerls aus Hauptdolomit. Schroffe, deutlich gebankte Hauptdolomitzüge prägen auch die liegenden Partien des Ramsaugebirges östlich von Steeg, die Nord- und Ostabbrüche des Sarsteinstocks sowie die Hänge südlich des Koppentales. Oftmals sind tiefe Gräben in die grauen, tief zerfurchten Felswände der steilen Bergflanken eingeschnitten; sie zeigen die typischen Verwitterungsformen des zu zuckerkörnigen Dolomit-„Grus“ zerfallenden Hauptdolomits.

Lithofaziell können mehrere Typen unterschieden werden, wobei eher untergeordnet feinkörnige Dolomikrite und Dolosiltite, häufig aber grobkörnige bzw. „sandig-zuckerkörnige“ Dolomite zu beobachten sind. Besonders auffallend sind insbesondere die rhythmisch laminierten Dolomite, die auf stromatolithische Cyanobakterien- und Algenrasen zurückgehen. Im Gegensatz zum Wettersteindolomit weisen praktisch alle Hauptdolomit-Typen beim Anschlagen mit dem Hammer einen deutlich bituminösen Geruch auf, der sich allerdings rasch verflüchtigt.

Anklänge an „Seefelder Schichten“ finden sich ganz lokal am Nordrand des Kartenblattes als geringmächtige Einschaltungen von laminiertem und beim Anschlagen stark bituminös riechendem Dolomit mit bis zu mehreren Millimeter dicken Bitumenmergel-Bestegen, so etwa im Bereich des Hasenbachs und des Klausgrabens westlich des Mitterweißenbach-Tales.

Bildungsmilieu:

Der Hauptdolomit entstand im ausgedehnten riff-fernen Gezeiten- bzw. Übergezeitenbereich der obertriassischen Karbonatplattform, d.h. unter intra- bis supratidalen Ablagerungsbedingungen, in einem extrem seichten, tropisch warmen Wattenbereich des Thetysmeeres.

Fossilinhalt und Alter:

Der schon primär geringe Fossilgehalt wurde durch den Dolomitierungsprozess noch weiter reduziert; wenn überhaupt, finden sich nur „Geisterstrukturen“ von Fossilien. Der mögliche Altersumfang des Hauptdolomits kann daher nur nach seiner Position im Schichtstapel als oberkarnisch bis norisch angegeben werden.

60 Dachsteinkalk dolomitisiert, mit Loferit („Plattenkalk“; ? Norium)

Der „Plattenkalk“ im engeren Sinne besteht aus mittel- bis dunkelgrauen oder bräunlichgrauen ebenflächigen Kalkbänken, denen Dolomitlagen vom Typus des Hauptdolomits zwischengeschaltet sein können. Genetisch stellt er einen lateralen Übergangsbereich zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk dar und lässt auch eine ähnliche, wassertiefenabhängige Zyklik wie letzterer erkennen – CZUR-DA (1970).

Im Bereich des Kartenblattes Bad Ischl findet sich eine vergleichbare Übergangsfazies von Hauptdolomit zu Dachsteinkalk sowohl im Gebiet Hohe Schrott – Grünberg, als auch in den Steiflanken entlang des Trauntales und auf der Plateauhochfläche des Dachsteinmassives. Die flächige Abgrenzung dieser Übergangsfazies kann naturgemäß nur recht cursorisch dargestellt werden, da es sich im Wesentlichen um Bereiche mit verstärktem Auftreten von loferitischen Dolomitlagen („Glied B“ sensu FISCHER, 1964) im lagunären Dachsteinkalk handelt.

Bildungsmilieu:

Lagunärer Flachwasserbereich mit häufigem Wechsel zwischen zeitlich aufeinander folgenden intertidalen und subtidalen Ablagerungsbedingungen.

Fossilinhalt und Alter:

Der Fossilinhalt entspricht jenem des lagunären Dachsteinkalks mit stratigraphisch wenig aussagekräftigen Megalodonten und Gastropoden. Entsprechend seiner Position im Schichtstapel ist (unter- bis mittel-) norisches Alter zu erwarten.

59 Kössener Schichten (graubraune Mergel und dunkle, mergelige Kalke; Norium bis ? Rhätium)

Die Kössen-Formation markiert wie die Zlambach-Formation den beginnenden terrigenen Sedimenteintrag während der obersten Trias. GOLEBIOWSKI (1990) unterteilt die Tonstein/Mergel/Kalk-Wechselfolge lithostratigraphisch in einen Liegendabschnitt (Hochalm-Subformation) und einen Hangendabschnitt (Eiberg- und Restental-Subformation).

Die Hochalm-Subformation repräsentiert seichtmarine Ablagerungen mit einem zyklischen Wechsel von Tonsteinen und Mergeln mit Muschelschill-Lagen einerseits, und Seichtwasserkalken vom Typ Plattenkalk/Dachsteinkalk andererseits. Im jüngsten Abschnitt erfolgte eine deutliche transgressive Ausweitung dieses Ablagerungsraumes weit nach Süden. Dieser Teil der Hochalm-Subformation fungiert beispielsweise im Gebiet der Hohen Schrott und im Rettenbachtal als markanter lithologischer Leithorizont innerhalb des jüngeren Abschnittes des lagunären Dachsteinkalks:

Am Südwestabfall der Hohen Schrott zum Rettenbachtal sowie bei der Knerzenalm im oberösterreichisch-steirischen Grenzgebiet sind es dunkle, tonreiche, z.T. beim Anschlag bituminös riechende Mergelkalke mit bis zu einigen Meter mächtigen, z.T. fossilreichen Mergelschiefer-Zwischenlagen. Nach SCHÖLLNBERGER (1967) sind im Hohe-Schrott-Gebiet stellenweise Bivalven-Lumachellen eingeschaltet sowie Pflanzenhäcksel zu erkennen.

Im Unterlauf des Ischler Rettenbachs steht etwa 100 m mächtiger gebankter Dachsteinkalk mit schichtparallel eingeschalteten Kössener Schichten an. HOHENEGGER & PILLER (1975) bezogen diese in ihre Untersuchungen zur Foraminiferenökologie ein.

Aus einer Lage von Kössener Schichten im Dachsteinkalk unweit der Knerzenalm im oberösterreichisch-steirischen Grenzgebiet beschreiben ROSENBERG (1969) und SIBLÍK & LOBITZER (2003) das monospezifische Vorkommen des Brachiopoden *Rhaetina gregaria* (Suess). SIBLÍK et al. (2010) machen aus Lagen von Kössener Schichten, die dem lagunären Dachsteinkalk des Steinbruchs am Starnkogel NNE von Bad Ischl zwischengeschaltet sind, eine artenarme Bivalven- und Brachiopoden-Faunula bekannt. Die Brachiopoden-Faunula besteht aus 3 Taxa, wobei *Rhaetina pyriformis* (Suess) bei weitem dominiert. Selten findet sich auf Schichtflächen die Lebensspur *Thalassinoides*.

Bildungsmilieu:

Nach GOLEBIOWSKI (1991) stellt die *Rhaetina*-Biofazies die seichteste Brachiopodenfazies der Hochalm-Subformation dar. Derartige Kössener Einschaltungen im lagunären Dachsteinkalk des westlichen Toten Gebirges wurden wohl in lokalen flachen Intraplattformbecken auf der Karbonatplattform des zyklisch gebankten Dachsteinkalks abgelagert. Sie sprechen für stagnierende Ablagerungsbedingungen in einem seicht subtidalen Ablagerungsbereich mit Wassertiefen bis zu etwa 20 m.

Fossilien und Alter:

Lamellibranchiaten (oft als Lumachelle), Brachiopoden: *Rhaetina gregaria* (Suess), selten Gastropoden.

Nach der Neufestlegung der Basis des Rhätium (vgl. KRYSZYN, 2008a, b) und den Conodontendaten bei GOLEBIEWSKI (1989, 1990) fällt der hier relevante Hangendabschnitt der Hochalm-Subformation in das Rhätium 2.

58 Dachsteinkalk, gebankt (Megalodontenfazies; Norium bis ? Rhätium)

57 Dachsteinkalk, meist massig (Riffstotzen, Riffschutt, Korallen; Norium bis ? Rhätium)

Die Bankung des Dachsteinkalks ist wohl das auffälligste Phänomen, das diesen schon von weitem sichtbar vom wandbildenden, ungeschichteten („massigen“) Dachstein-Riffkalk unterscheidet. **Gebankter Dachsteinkalk** baut große Teile der bis zu 1.500 m hohen Kalkwände und die weiten verkarsteten Plateauflächen des Dachsteins und des Toten Gebirges auf.

Die Bankung wurde von FISCHER (1964) erstmals auf eine zyklische Wiederholung typischer Lithofaziesabfolgen (Einheiten A, B, C) zurückgeführt, die er als „Loferer Zyklotem“ bezeichnete:

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

Einheit B ist ein karbonatisches Gezeitesediment und wird von häufig dolomitisierten, mm-geschichteten Algen/Bakterienmatten aufgebaut, die Bankdicken bis einige Dezimeter erreichen können.

Einheit C entspricht den meterdicken, reinen hellgrauen Kalkbänken der tieferen Lagune unterhalb des Gezeitenbereiches und führt gelegentlich gehäuft Megalodonten-Schalen und Schnecken.

Regionale Beispiele für die lithologische Ausbildung, den Fossilinhalt und die Genese geben jüngst für das Dachsteingebiet HAAS et al. (2007, 2009). Aus der weiteren Umgebung siehe z.B. für das Tote Gebirge PILLER (1976) und für die Loferer u. Leoganger Steinberge und das Steinerne Meer SCHWARZACHER (2005); letzterer nimmt auch zur Diskussion der Zyklizität Stellung.

Dachstein-Riffkalk im engeren Sinn ist auf dem Kartenblatt nicht anzutreffen. Nicht selten finden sich jedoch im lagunären Dachsteinkalk Bereiche mit Korallen-Riffstotzen und Riffschutt. So etwa erwähnt SCHÖLLNBERGER (1972) vom Teuflingkogel am Westfuß der Hohen Schrott im Wechsellagerungsbereich der massigen Dachsteinkalkbänke mit Kössener Schichten „Oberhät“-Riffkalke, die vielleicht Anklänge an die „*Lithodendron*“-Riffe im Osterhorngebiet zeigen. Auch im Bereich des Hirlatz ist in der Karte Dachstein-Riffkalk ausgeschieden, wobei es sich dabei jedoch lediglich um eine Häufung von Korallenstotzen vom Typ *Rhaetiophyllia* im gebankten Dachsteinkalk handelt. Im Südfuß des Loser sind größere Flächen als massiger Dachsteinkalk mit Riffschutt ausgewiesen. Dieser Kalk unterscheidet sich von der typischen lagunären Entwicklung durch das Fehlen der bunten Auftauchhorizonte und der intertidalen Dolomitlagen. Die Darstellung als Riffkalk soll den etwas größeren Reichtum an Gerüstbildnern (Korallen, Kalkschwämme, *Cheilosporites*, Hydrozoen) symbolisieren. Die Mikrofazies mit Onkoiden sowie das

Auftreten von großen Megalodonten der Gattung *Dicerocardium* weisen das Gestein insgesamt aber einem lagunären Ablagerungsmilieu zu (vgl. KRYSZYN, 1991).

Bildungsmilieu:

Ausschlaggebend für diesen zyklischen Wechsel in den Ablagerungsbedingungen waren wahrscheinlich periodische Meeresspiegelschwankungen mit einer Amplitude in der Größenordnung von 10 m. Als Ursache dafür werden Klimaschwankungen aufgrund der Präzession der Erdachse im 20.000-Jahresrhythmus angenommen. Die Meeresspiegelabsenkungen führten temporär zu einer subaerischen Exposition, also zu einem Trockenfallen riesiger Flachmeerbereiche. Unter dem Einfluß von Niederschlagswässern wurde Kalk gelöst; Lösungshohlräume und korrosive (Mikro-)Karstformen entstanden auf den Bankoberflächen des z.T. noch nicht komplett verfestigten Dachsteinkalks – es kam zur Anlage eines Paläokarst-Reliefs. Vom Festland oder von Inselbereichen wurden in die korrosiv entstandenen kleinen Depressionen und in die Lösungshohlräume rote oder grünliche Verwitterungsböden eingeschwemmt und mit Kalkschlamm vermischt (Einheit A). Die stetige langsame Absenkung des Schelfs führte gemeinsam mit dem nächsten Meeresspiegelanstieg zu einer erneuten Überflutung dieses Reliefs. Es entwickelte sich ein stark von den Gezeiten beeinflusstes extrem seichtes und periodisch trockenfallendes Wattenmeer, in dem üblicherweise 10–30 cm dicke laminierte Dolomite bzw. dolomitische Kalke abgelagert wurden. Im Zuge des sich kontinuierlich fortsetzenden Meeresspiegelanstiegs wurde schließlich eine Wassertiefe von 10–20 m erreicht. Dort wurden Kalkschlamm und Kalksand in Form von 1–3 m mächtigen Kalkbänken abgelagert. Die zyklische Wiederholung dieses Vorganges schuf den mächtigen Stapel von Kalkbänken.

Fossilien und Alter:

Dieses lagunäre Seichtmeer war der Lebensraum der koloniebildenden Megalodonten, im Volksmund als „Dachsteinmuschel“ oder auch „Kuhtritt-Muschel“ bezeichnet. Sie treten häufig gesellig in größerer Zahl und oft noch in Lebensstellung auf – vgl. ZAPFE (1957). Weiters findet man nicht selten Querschnitte verschiedengestaltiger Gastropoden sowie lokal gehäuft Gerüstbildner (insbesondere Korallen) als Bewohner kleiner Fleckenriffe. Eine Besonderheit ist der Fund von Knochen- und Schädelresten mindestens zweier Exemplare der Meeresechse *Mystriosuchus planirostris* (GOZZI & RENESTO) im Toten Gebirge, heute ausgestellt im Naturhistorischen Museum in Wien. Mikropaläontologische Untersuchungen galten bisher hauptsächlich der Foraminiferenfauna, vgl. dazu HOHENEGGER & PILLER (1975); PILLER (1976).

Feinstratigraphisch verwertbare Fossilien fehlen in der Lagune. Da die Dachsteinkalk-Sedimentation mit ersten Riffen im untersten Norium beginnt (RONIEWICZ et al., 2007) sollte im Inneren der Karbonatplattform der lagunäre Dachsteinkalk etwa zur gleichen Zeit einsetzen. Ein rhätischer Anteil ist auf den Karstplateaus wahrscheinlich, da dort anstelle der Kössen-Formation die lagunäre Kalkbildung weiterlief und dann von Jura-Rotkalken überdeckt oder in Form von Spaltenfüllungen durchädert wurde.

Jura

Als Überblick zum zeitlichen Umfang und zur stratigraphisch-faziellen Beziehung der Schichtglieder zueinander, siehe Abbildung 4.

56 Adneter Kalk (A), Hierlatzkalk (H) (Lias); Klauskalk (K) (Dogger)

Aufgrund der meist nur geringen Mächtigkeit der verschiedenen Jura-Rotkalke wurden diese im Kartenbild in ihrer Farbdarstellung zusammengefasst und nur punktuell durch Buchstaben bestimmten Formationen zugeordnet. Manche Vorkommen jurassischer Rotkalke sind auch als Teil der Grünangerschichten (siehe unter „**52 Rotkalk und rote Mergel**“) dargestellt und durch Buchstaben in ihrem Alter präzisiert.

Einige wenige Vorkommen von Rotkalk sind im Kartenbild durch die Signatur „A“ explizit als **Adneter Kalk (A)** gekennzeichnet. Im Einzelnen sind dies im Nordostteil des Kartenblattes geringmächtige Rotkalke westlich und nördlich des Ahornkogels sowie auf einer größeren Fläche („Plagitzer Grube“) zwischen Hangender Kogel und Grünberg. Zu all diesen Vorkommen finden sich in den Aufnahmeberichten aber keine näheren Angaben. Fraglichen Adneter Kalk erwähnt SCHÄFFER (1977: A91) von der Gschwandalm nördlich des Loser.

Eine lithologische Charakterisierung und eine kleine Ammonitenfauna sind hingegen für jene Rotkalke angeführt, die im Bereich des Jaglingbaches zwischen Dachsteinkalk und kieseligen Allgäuschichten eingezeichnet sind. Der knollige Rotkalk kann mit *Vermiceras spiratissimum* (QUENSTEDT) in das unterste Sinemurium gestellt werden – vgl. SCHÄFFER & STEIGER (1986); SIEBER (1975: A72). Nach jüngeren Untersuchungen (PÖTTLER & GAWLICK, 2000) soll dieser Rotkalk nicht Teil einer aufsteigenden Schichtfolge sein, sondern eine Gleitscholle in kieseligen Sedimenten der Radiolarit-Gruppe bilden. Die Kartendarstellung bei PÖTTLER (2001) reicht allerdings gar nicht bis in den Jaglingbach und die erwähnte Gleitscholle liegt räumlich deutlich getrennt davon.

Der **Hierlatzkalk (H)** ist nach der Berggruppe der Hirlatzwand und des Vorderen, Mittleren und Hinteren Hirlatz (heutige Schreibweise) bei Hallstatt benannt (siehe Erforschungsgeschichte). Die Typlokalität liegt in dieser Gipfelgruppe eigentlich am Südabfall des Feuerkogels. Prinzipiell weist der Hierlatzkalk ein frühes Jura-Alter auf, wobei jedoch die Sedimentation dieses Kalktyps – etwa bei der Mitterwand – bis in die mittlere Jura-Zeit andauern kann (siehe bei Klauskalk). Der Hierlatzkalk bildet eine geringmächtige, lückenhafte Bedeckung auf dem lagunären Dachsteinkalk und ist vor allem in Form von Spaltenfüllungen überliefert. Bevorzugt streichen die Dezimeter bis mehrere Meter breiten Spalten im lagunären Dachsteinkalk in NW/SE-Richtung und sollen beispielsweise am Ochsenkogel Tiefen bis zu 300 m erreichen – vgl. HLAUSCHEK (1922); GANSS (1938).

Das Gestein umfasst rote und weiße Crinoiden/Brachiopodenkalke (die Brachiopoden und auch die Seelilien-Stielglieder können beide in gesteinsbildender Häufigkeit auftreten), feinkörnige Rotkalke mit Gastropoden und/oder Bivalven, „Stromatactis“-Kalke und brekziöse Typen, die mit ihren bis zu 3 mm großen gerundeten Lithoklasten an feinkörnigen Adneter Scheck erinnern. Die Mikrofauna der an Peloiden reichen mud- bis packstones enthält auch sandschalige Foraminiferen, kalzifizierte Schwammnadeln, Ostrakoden und Spalten auskleidende Spongien. Auch Bioturbation ist häufig zu beobachten.

Der rote Crinoidenkalk des Unter- bis ?Mitteljura von der Brunnkogel SE-Seite fand zeitweilig unter der Bezeichnung „Fludergrabenmarmor“ Verwendung als Dekorstein – siehe Kapitel 9.2.

Als Kuriosum sei hier noch das Auftreten von Kristallingeröllen im roten Crinoidenkalk erwähnt. Südlich des Brunnkogels, oberhalb der Forststraße zur Fludergrabenalm fanden sich 2007, auf wenigen Quadratmetern verteilt, stark verwitterte Glimmerschiefer, die als teils eckige, teils gerundete Komponenten aus dem Rotkalk stellenweise herausragten. Fünf Exemplare konnten samt umgebendem Kalk geborgen werden, ihre längsten Durchmesser reichen von 2 bis 9 cm. Ein vergleichbares, 20 cm großes Geröll beschreiben BÖHM et al. (1997) aus den Adneter Steinbrüchen, aus dem Scheck-Member des obersten Pliensbachium, und erachten einen Herantransport im Jura-Meer von einem fernen Festland zwischen den Wurzeln von Treibholz als wahrscheinlichste Erklärung.

Unter dem Gesteinsnamen **Klauskalk (K)** versteht man einen feinkörnigen, dickbankigen, meist dunkel weinroten Ammonitenkalk der mittleren Jura-Zeit. Ein

gelegentlich bedeutender Crinoidengehalt kann eine scharfe Abgrenzung gegen den Hierlatzkalk erschweren, so beispielsweise im Bereich der Fludergraben Alm. Die klassische Lokalität des Klauskalks liegt in der Umgebung des Klauskögerls westlich von Hallstatt, ist aber heute nicht mehr auffindbar.

Nach KRYSTYN (1971: 490ff.) durchädert der Klauskalk an der Typlokalität den Dachsteinkalk in zahlreichen Rotkalkspalten. Es sind hier drei Sedimenttypen vergesellschaftet: Im Klauskalk s.str. machen die Biogene etwa ein Drittel des Sedimentes aus und sind in der feinkörnigen roten Matrix regellos verteilt. Es dominieren mit bis zu 50 % *Bositra*-Schälchen, gefolgt von Crinoiden, Brachiopoden, Ammoniten, Kleingastropoden und Seeigelstacheln; charakteristisch ist auch das erstmalige gehäufte Auftreten von planktonischen Foraminiferen (Globigeriniden). Häufig ist der Klauskalk schwarz gesprenkelt, was auf fein verteilte, von Eisen-Mangan-Krusten umhüllte Komponenten (auch Mikrofossilien) zurückzuführen ist. Matrixfreie Lamellibranchiaten-Brachiopoden-Sparite bilden weiße „*Posidonia alpina*“-Lumachellen. Spaltenfüllungen von rotem Crinoidenspatkalk werden von den beiden anderen Varietäten durchschlagen und könnten Hierlatzkalk darstellen.

Im Bereich der Fludergrabenalm sind im Rotkalk örtlich Eisen-Mangan-Konkretionen zu beobachten, die Durchmesser von 1 bis über 20 cm aufweisen können. Letztere sind selten und haben einen kalkigen Kern, der dem Umgebungssediment entspricht; die Fe-Mn-Kruste beschränkt sich auf die äußeren 2–3 cm. Wegen der an Crinoiden reichen Zwischenschaltungen und des Mangels an aussagekräftigen Fossilien ist allerdings unklar, ob dieser Gesteinstyp bereits dem Klauskalk, oder besser noch dem unterlagernden Hierlatzkalk zugeordnet werden sollte.

Bildungsmilieu:

Am Ende der Trias-Zeit starben die Riffe (z.B. des Gosaukamms) ab, die Karbonatbildung ging drastisch zurück und konnte mit der anhaltenden Absenkung des Untergrundes nicht Schritt halten; die großen Dachsteinkalk-Plattformen begannen allmählich zu „ertrinken“. Die Jura-Gesteine dokumentieren dieses Absinken des Meeresbodens in immer größere Tiefen. Die Kalksteinmassive begannen infolge von Dehnungstektonik entlang von Störungen in zahlreiche Schollen zu zerbrechen. Die Rotkalke bildeten sich auf submarinen Hochzonen („Schwellen“), wo Strömungen nur geringmächtige Sedimentanhäufungen erlaubten. Die Hauptmasse des verfügbaren Kalkschlammes sammelte sich hingegen in den tieferen Becken (siehe Allgäuschichten). Auch die Spalten im Dachsteinkalk, die sich bei den dehnungstektonischen Vorgängen öffneten, wurden von eingeschwemmtem rotem Kalkschlamm bzw. Kalksand verfüllt; sie fungierten als Sediment- und Fossilien-„Fallen“. Manganknollen, wie sie im Klauskalk nicht selten auftreten, repräsentieren in Analogie zu heutigen Vorkommen Bildungen auf einem ehemaligen Tiefsee-Meeressboden. Auch die Ammonitenfauna deutet auf einen pelagischen Lebensraum in einem offenen Meeresbereich tiefer als 200 m hin.

Sowohl der basale Kontakt des Hierlatzkalks als auch des Klauskalks wurde von verschiedenen Autoren als sedimentäre Auflagerung auf einem Paläokarstrelief des Dachsteinkalks bezeichnet – vgl. z.B. SPENGLER (1919), WAAGEN (1924: 53 und Hinweis auf weitere Autoren) oder GANSS (1937: 334). KRYSTYN (1971: 490) findet jedoch an der Klauskalk-Typlokalität keine Hinweise auf eine subaerische Exposition der Dachsteinkalk-Grenzfläche und spricht sich für eine rein submarine Bildung aus.

Fossilinhalt und Alter:

Die wichtigsten Fossilien des **Hierlatzkalks** sind die Seelilien bzw. deren Stielglieder sowie sehr häufig Brachiopoden; deutlich seltener sind Ammoniten, Muscheln und Schnecken. Ein Hettangium-Alter ist bislang aus den Rotkalken nicht belegt. Die reichen und verschieden alten Faunen stammen überwiegend aus Fossilseifen, die sich in mehreren Generationen von Spaltenfüllungen ansammelten.

An der klassischen **Lokalität Hierlitz** sind die Crinoiden-Brachiopoden-Sparite als oberes Sinemurium biostratigraphisch belegt. Vor allem grobspätige weiße Lagen sind reich an Ammoniten, während in roten Biomikriten eine Brachiopoden-Assoziation des Pliensbachium nachgewiesen wurde. Eine kurze Erforschungsgeschichte der Brachiopoden des Salzkammerguts gibt SIBLÍK (2005). Zu den Faunen siehe neben den klassischen Arbeiten von SUESS (1852a, b), HAUER (1853, 1854a, b), STOLICZKA (1861), OPPEL (1861, 1863) und GEYER (1886a, 1889) vor allem die neueren Bearbeitungen durch BÖHM et al. (1998; Kurzüberblick), SZENTE (1996; Bivalven), RAKÚS (1999b; Ammoniten, mit Revision des Originalmaterials von HAUER und GEYER) und SIBLÍK (1997, 2003, 2008; Brachiopoden). Eine Neubearbeitung der Gastropoden gibt SZABÓ (2008). Laut RAKÚS (1999b) umfasst der Hierlitzkalk der Typlokalität gemäß seiner Ammonitenfauna älteres Sinemurium (*semicostatum*-Zone) bis ältestes Pliensbachium (*amesoni*-Zone).

Teilweise bankparallele jurassische Spaltenfüllungen aus grauen und bunten Crinoidenkalken im Dachsteinkalk der **Loserstraße** erwähnt LOBITZER (1972: A47). Eine Auflistung daraus gewonnener Brachiopodenfaunen des Sinemurium (bis fragliches Pliensbachium) geben LOBITZER (1994: 4) und SIBLÍK (1997: 366). Im Bereich Schoßboden nördlich des Loser ist aus dem Hierlitzkalk *Securina partschi* (OPPEL) bekannt, vgl. GANSS (1937: 335), eine Brachiopodenart, die im Sinemurium bis Pliensbachium verbreitet ist.

Auf der Karte nicht verzeichnete Crinoidenkalkspalten vom Nordost- und Ostfuß des Wildkarkogels (**Dachsteinplateau** nördl. Simonyhütte) enthalten eine Brachiopodenfauna, die jünger als Sinemurium sein dürfte – siehe SIBLÍK (1997: 366).

Der typische **Klauskalk** führt eine reiche Ammoniten-Fauna des Mitteljura sowie seltener auch Schnecken und Brachiopoden. Die Fauna der nicht mehr auffindbaren **Typlokalität** geht auf ZITTEL (1868) zurück und ist in SPENGLER (1919: 323f.) aufgelistet. Zusätzliches Material aus der Sammlung des Naturhistorischen Museums in Wien konnte KRYSŤYN (1971: 491) in das obere Bajocium (*parkinsoni*-Zone?) einstufen. Ein weiteres Vorkommen von Klauskalk nennt SPENGLER (1919: 324f.) von der **Mitterwand** (Richtung Ursprungkogel streichendes Felsmassiv am Talschluss des Echerntales; Grünanger Schichten auf der Karte). Es ist zufolge seiner Ammonitenfauna nach KRYSŤYN (1971: 492f.) in das obere Bajocium (*subfurcatum=niortense-Igarantiana*-Zone) einzustufen. Die Lithologie weicht hier aber so stark vom typischen Klauskalk ab, dass KRYSŤYN sie als Vilser Kalk bezeichnen möchte. Auch SIBLÍK (2008) kann mit Brachiopoden in diesem bunten Crinoiden-Brachiopodenkalk aus einer ganzen Reihe von Fundpunkten neben Unterjura auch Mitteljura nachweisen; einige kleine Ammoniten aus einem der Brachiopodenfundpunkte belegen hier mit *Nannolytoceras* cf. *polyhelictum* gleichfalls oberes Bajocium. Aus dem Klauskalk im **Brielgraben** (andere Schreibweise: Prielgraben; weiter westlich, knapp außerhalb des Kartenblattes) sind jüngste Anteile des Klauskalks durch Ammoniten als unteres Callovium (*macrocephalus*-Zone) bis ?mittleres Callovium (*jasen*-Zone) und eine darüber folgende Lage eventuell schon als ?oberes Callovium einzustufen – vgl. KRYSŤYN (1971: 493).

Aus dem **Fludergraben** nördlich Altaussee sind Ammoniten aus dem Klauskalk knapp unter dem auflagernden Radiolarit bekannt. Bisher bestimmt wurden von KRYSŤYN *Euaspidoceras* sp., *Holcophylloceras zignodianum* und Bruchstücke von ?*Nebroditis* – vgl. MANDL (1982a). Die beiden ersteren ergeben in Kombination ihrer Reichweiten oberstes Callovium. Von dieser Lokalität erwähnt auch STUR (1871) *Phylloceras kudernatschi* (HAUER), *Phylloceras tatricum* (PUSCH) und *Holcophylloceras zignodianum* (D'ORB.)

Ein als Klauskalk gekennzeichnetes Vorkommen von Rotkalk ist auch noch NW der **Gschwandalm** (Loser-Gebiet) im Kartenbild verzeichnet. Die im Seewiese-Naturhaus in Altaussee ausgestellten Ammoniten von dieser Lokalität sind für eine genauere Bestimmung allerdings zu schlecht erhalten.

Einen rotvioletten Knollenkalk mit *Stephanoceras* sp. des Mitteljura erwähnt LEISCHNER (1959b) aus dem Hangenden der Fleckenmergel südöstlich der **Rettenbachbrücke**.

55 Allgäuschichten (kalkig-mergelig; Sinemurium)

Die graue, mergelreiche Variante der jurassischen Beckensedimente wird als Allgäu-Formation, in älterer Literatur oftmals auch als (Lias-)Fleckenmergel bezeichnet. Die charakteristischen dunklen Flecken zeichnen eine intensive biogene Durchwühlung des Ausgangssedimentes nach. Der lithologische Habitus wird durch das jeweilige Verhältnis Fleckenkalk zu Mergel bestimmt. Dazu kommen gelegentliche Einschaltungen von grauen Crinoidenspatkalken und kieseligen Spongienkalken.

Wie jüngste Ergebnisse der Arbeitsgruppe um GAWLICK zeigten, gehören weite Teile der in der Karte als Allgäuschichten dargestellten Gesteine zur Radiolarit-Gruppe i.w.S., siehe auch unter 54 Allgäuschichten (kieselig). Die wenigen, durch Fossilfunde tatsächlich als Unterjura belegten Vorkommen werden im Folgenden angeführt:

Fossilinhalt und Alter:

Im Bereich der Hallstätter Schichtfolgen gehen die Zlambachmergel ohne auffällige lithologische Grenze in Allgäuschichten über – so beispielsweise westlich des Raschbergs im Stambachgraben und **Kleinen Zlambachgraben**. Aus letzterem beschreibt RAKÚS (1993, 1999a) anhand von historischem Sammlungsmaterial an der Geologischen Bundesanstalt u.a. VON HAUER, MOJSISOVICS, NEUMAYR, STUR und WÄHNER eine Ammonitenfauna des ältesten Jura (Hettangium, *planorbis*- bis *angulata*-Zone) und belegt damit den jurassischen Anteil der Mergelserie.

Allgäuschichten des unteren Jura **rund um den Plassen** sind von folgenden Stellen fossilbelegt: kalkige Mergel mit kieseligen Lagen, reich an Spongiennadeln, sind im **Schlaipfenmoos** (Langmoos) NW der Hohen Sieg zu finden und enthalten nach SPENGLER (1919: 320) *Analytoceras articulatum* SOWERBY des jüngsten Hettangium oder ältesten Sinemurium. Im **Klauskogelbach** bestimmte SPENGLER (1919: 320) aus dunkelgrauem, Crinoiden führendem Mergel *Arnioceras ambiguum* (GEYER), *Arnioceras cf. mendax* (FUCINI), die ebenfalls auf Sinemurium hinweisen. Im **Lauterbach** treten hellgraue Fleckenmergel auf, die mit schwarzen, dünnplattigen Schiefern wechsellagern. Stellenweise enthaltene Korallen sprechen für eine Zugehörigkeit zu Zlambachschichten. Ein Teil ist mit *Arnioceras ceratitoides* (QUENSTEDT) aber bereits in das frühe Sinemurium (*semicostatum*-Zone) zu stellen – SPENGLER (1919: 362). Darüber sollen rote Mergel mit Ammoniten des Mittellias folgen, die aber bereits zu Spengler's Zeit nicht mehr auffindbar waren. Sie sollen völlig den grauen und roten Mergeln „**zwischen den Kögeln**“ zwischen Sommeraukogel und Steinbergkogel gleichen. Diese enthalten laut SPENGLER (1919: 354ff.) Ammoniten des ältesten Pliensbachium (graue Mergel, *jamesoni*-Zone) sowie der *davoei*- und *margaritatus*-Zone (rote Mergel) bis hinauf ins jüngste Pliensbachium (*spinatum*-Zone). Die roten Mergel im Bereich der **Dammwiese** am SE-Fuß des Plassen (auf der Karte nicht dargestellt) beinhalten eine idente Fauna – SPENGLER (1919: 376ff.).

All diese mergeligen Allgäuschichten dürften ursprünglich zu den angrenzenden Hallstätter Schichtfolgen als Hangendes der Zlambachschichten gehört haben. Neuerdings möchten GAWLICK et al. (2001b) diesen mergeligen Jura der Hallstätter Fazies von den Allgäuschichten s.str. unter der Bezeichnung Dürrnberg-Formation abtrennen.

Vertreter von mergeligen Allgäuschichten in den Abfolgen über dem Dachsteinkalk der Hölleengebirge- und der Toten Gebirge-Decke sind spärlich. Am ehesten sind noch die etwa 300 m mächtigen Fleckenmergel im Bereich **Hinterstein-Rettenbachmühle** hierher zu stellen. Sie führen laut SCHÄFFER & STEIGER (1986: 61f.) Ammoniten des Sinemurium. Die cf-Bestimmungen sind allerdings mit Vorsicht zu betrachten, da von den angegebenen Arten *Echioceras cf. raricostatum* ein Zonenfossil für das oberste Sinemurium darstellt, *Zetoceras cf. zetes* für oberes Pliensbachium und die Gattung *Calliphylloceras* eher bereits für Mitteljura spricht. Darüber folgen nach diesen Autoren bei der Rettenbachbrücke und weit im Norden bei der Möselwiese rote Knollenkalke und Mergel mit Ammoniten des

„Unter- bis Mittellias“ bzw. des Pliensbachium. Diese sind in der Karte bereits unter der Nummer 52 als Teil der Grünangerschichten verzeichnet. Möglicherweise sind all diese fossilführenden Gesteine Gleitschollen in Kieselsedimenten des oberen Jura.

54 Allgäuschichten (vorwiegend kieselig; ? Sinemurium bis ? Oxfordium)

Nicht nur Teile der kalkig-mergeligen Allgäuschichten sondern insbesondere die kieseligen Anteile sind nach heutiger Kenntnis ihrer biostratigraphischen Einstufung zu den kieselig-klastischen Abfolgen der Radiolarit-Gruppe im weiteren Sinne zu stellen. Die in der Kartenlegende angeführten Altersangaben beruhen auf Ammoniten aus damit vergesellschafteten Rotkalken, die später als Olistholithe erkannt wurden und daher für Aussagen über den Altersumfang ungeeignet sind. Eng verknüpft mit diesen klastisch beeinflussten Tiefwasserbildungen ist die beginnende tektonische Umgestaltung des ostalpinen Schelfs und die dabei auftretenden Gleitphänome, siehe dazu Kapitel 4.

Lithologie, Bildungsmilieu und Alter der „kieseligen Allgäuschichten“ werden daher im Folgenden zusammen mit „49 Radiolarit, Kieselkalk (? Oxfordium)“ besprochen.

53–50 Grünanger Schichten

Der Begriff wurde von SCHÄFFER (1982) in der Legende des Kartenblattes Bad Ischl erstmals verwendet, in der Folge aber nie genauer definiert. Namensgebend war dem Vernehmen nach der Gasthof „Zum Grünen Anger“ in Hallstatt/Lahn am Ausgang des Echerntales. In diesbezüglichen Aufnahmeberichten verwendete er stets nur lithologisch beschreibende Begriffe, wie sie auch hier in der Legende aufscheinen. Auch im Arbeitstagungsband (GATTINGER et al., 1983) zum Blatt 66 Gmunden (EGGER, 1996), auf dem dieses Gestein als Grünanger Formation ebenfalls verzeichnet ist, findet sich keine explizite Beschreibung. Erst in SCHÄFFER & STEIGER (1986) wird eine zusammenfassende Darstellung bislang verstreuter Einzeldaten gegeben und in diesem Zusammenhang die Grünanger Schichten gemeinsam mit anderen Jurabrekzien der Kalkalpen als Beispiel erwähnt.

Jüngst wird von GAWLICK (2007) der Begriff Grünanger-Schichten im Lichte der zahlreichen neuen biostratigraphischen und sedimentologischen Befunde kritisch beleuchtet und seine Berechtigung in Frage gestellt. Genaueres dazu siehe unter „49 Radiolarit, Kieselkalk“.

53 Begrenzung sedimentärer Gleitmassen (Olisthostrome)

Mit roten Linien wurden im Kartenbild Gesteinskörper ganz unterschiedlicher Größenordnung umgrenzt, die allesamt als jurassische Gleitmassen den kieseligen Jura-Sedimenten auf- oder eingelagert sind.

Im Nordosten ist dies als größte Masse die Totes-Gebirge-Decke, deren Dachsteinkalk zwischen Ischler Hütte und Grünbachgraben an jurassische Beckensedimente grenzt und diese teilweise überlagert, teilweise in Form großer Schollen und begleitender Brekzienmassen in diese einsedimentiert liegt. „Lias-Mergel“ sollen im Augstbach auch unter den Dachsteinkalk des Loser-Südwestfußes einfallen – SCHÄFFER (1975: A68). Eine Fortsetzung dieser Gleitdeckengrenze ist im Kartenbild bis auf die Loser-Südseite angedeutet, sie dürfte aber eher bereits im Antiklinalsystem von Brunnkogel und Ahornkogel auslaufen. Weitere Gleitschollen und Brekzien ziehen nördlich des Sandling aus dem Gebiet des Fludergrabens über die Knerzenalm und Pitzingalm Richtung Grabenbachtal. Hier sind neben Dachsteinkalk und Jura-Rotkalken auch Hallstätter Gesteine an den Gleitmassen beteiligt. Die Raschberg-Nordseite ist nicht als Gleitdeckengrenze gekennzeichnet,

da diese Hallstätter Gesteine im Modell SCHÄFFER's (1976) ja keine Gleitmasse darstellen, sondern das Liegende des Radiolarits repräsentieren. Ein zweiter Bereich mit derart abgegrenzten Gleitmassen konzentriert sich auf das Plassen-Gebiet westlich Hallstatt. Hier dominieren Schollen und Brekzienmassen von Dachsteinkalk und Jurarotkalken.

Als Grundidee seines geodynamischen Modells beschreibt SCHÄFFER (1976: 23 und Abb. 2) ein Zerbrechen der triassischen Karbonatplattformen und Eingleiten (Höllengebirge- und Totes-Gebirge-Decke, Gamsfeldmasse, Dachsteinmasse) samt begleitender Brekzien gegen „Süden“ in das Becken des vormaligen Hallstätter Faziesraumes, der damit zum liegendsten Stockwerk in diesem Gleitdeckenbau wird. Die Hallstätter Kalke um den Plassen befanden sich in diesem Modell in einer Fensterposition in Bezug auf den umgebenden Dachsteinkalk, ebenso wie jene des Raschbergs und Ausseer Salzbergs.

Die Idee einer jurassischen Gleittektonik war ein wesentlicher Schritt, weg von der klassischen Auffassung eines generell kretazischen („vorgosauischen“) „Schubdeckenbaues“ der Nördlichen Kalkalpen und hin zu einem Bauplan, der den komplexen Gegebenheiten im Salzkammergut wesentlich besser gerecht wurde. Der frühe Zeitpunkt und die Richtung der Gleitbewegungen (Trias-Plattformen gleiten nach Süden über vormalige Hallstätter Beckensedimente) sind den neuen Daten zufolge jedoch zu revidieren – mehr dazu bei „49 Radiolarit, Kieselkalk“ und im Kapitel 6.1.

52 Rotkalk und rote Mergel (F=Filamentkalk, K=Klauskalk, OL=Oberlias, P=Pliensbachium)

Diese Gesteine und ihr Fossilinhalt waren für SCHÄFFER maßgeblich für die zeitliche Einordnung der Gleitphänomene. Fossilfunde sind von einer ganzen Reihe von Lokalitäten bekannt, siehe dazu auch die Fossilzeichen auf der Karte. Im Einzelnen sind zu nennen:

Rettenbachbrücke: *Cenoceras intermedium* (SOWERBY), Phylloceraten; „Unter- bis Mittel-Lias“; **Möselwiese:** *Lytoceras cf. fimbriatum* (SOWERBY), *Arietoceras* sp., *Grammoceras* sp.; Pliensbachium; beide Vorkommen nach SCHÄFFER & STEIGER (1986: 62).

Rotkogel knapp südlich des Gipfels: rote Knollenkalke und Mergel mit zwischengeschalteten Brekzienkörpern enthalten umfangreichere Faunen des unteren und des oberen Pliensbachium – SCHÄFFER & STEIGER (1986: 58), MEISTER & BÖHM (1993: Fig. 6). Die Brekzien enthalten laut PÖTTLER (2001) Komponenten von lagunärem Dachsteinkalk, Dolomitiferiten, Kössener Schichten, Adnetter Kalk und Allgäuschichten. Am Weg von der Rettenbachalm zur Hinteralm liegen zwei weitere Fundstellen mit Faunen des Sinemurium bis oberen Pliensbachium – SCHÄFFER & STEIGER (1986: 61).

Ischler Hütte: Hier fand GANSS (1937) mit *Hildoceras bifrons* (BRUGUIERE) eine Leitform innerhalb des unteren Toarcium.

Knerzenalm: Im Liegenden der Dachsteinkalkscholle und der begleitenden Brekzien ist auf der Nordseite des Fludergrabens eine Linse von mergeligem Rotkalk dargestellt. Sie enthielt an der Böschung einer kurzen Stichstraße auf 1.180 m eine individuenreiche Ammonitenfauna des Pliensbachium, siehe MANDL (1982a: 61). Diese Schollen sind heute nicht mehr aufgeschlossen bzw. von Sammlern zur Gänze abgebaut.

Im Umfeld des **Plassen** sind Rotkalk mit den mächtigen Brekzienkörpern verbunden und nur durch das Fossilzeichen und/oder durch altersbezogene Buchstaben ausgewiesen. Es sind dies die unter- bis mitteljurassischen Crinoidenkalke

der Mitterwand (SIBLÍK, 2008; siehe auch bei Hierlatzkalk und Klauskalk), Rotkalk in der Brekzie am Klauskögerl (Pliensbachium) und in dem Schrofengelände NNE davon („Oberlias“). In der Brekzie nahe Klauskögerl konnte mit *Porpoceras verticosum* BACHMANN aus einer Fe-Mn-Kruste auch unteres Toarcium (*bifrons*-Zone) nachgewiesen werden – SCHÄFFER & STEIGER (1986: 53).

All diese Vorkommen sind heute teils als Spaltenfüllungen im Dachsteinkalk, teils als Brekzienkomponenten gemeinsam mit Dachsteinkalk oder als Olistholithe in kieseligen Jurasedimenten zu verstehen.

51 Brekzie, vorwiegend aus Dachsteinkalk (Pliensbachium bis ? Oxfordium)
50 Brekzie, vorwiegend aus Hallstätter Kalk (Pliensbachium bis ? Oxfordium)

Die **Dachsteinkalkbrekzien** mit Beteiligung von Jura-Rotkalken bilden die Hauptmasse der Brekzienkörper.

An manchen Stellen im **Plassen-Gebiet** scheinen sie etwas überdimensional dargestellt zu sein. So besteht dem Kartenbild nach der gesamte Kalkblock („Mitterwand-Scholle“) am Talschluss des Echerntales aus Dachsteinkalkbrekzie mit Einlagerungen unter- und mitteljurassischer Rotkalke. Eine Begehung zeigt dort hauptsächlich gebankten Dachsteinkalk mit lokaler Durchädung durch Rotkalkspalten (SIBLÍK, 2008), eine Situation, die sich am Ursprungkogel und weiter gegen Süden am Grünkogel und Gamskogel wiederholen dürfte. Man gewinnt hier den Eindruck von Dachsteinkalk mit geringmächtiger, lückenhafter Auflage oder spaltenförmiger Einlagerung von unter- bis mitteljurassischen Rotkalken. Das Ganze ist an Brüchen zerlegt und senkt sich treppenartig in mehreren Stufen Richtung Echerntal ab. Die tiefste Stufe ist die Mitterwand-Scholle und ihre Fortsetzung nördlich des Echerntales ist der Dachsteinkalk westlich des Spraterbaches (Schleierfall). Hier ist in der Karte eine Störung verzeichnet, die diese Scholle von der östlich angrenzenden Dachsteinkalkmasse der Hohen Sieg trennt. Im Hangenden der Schollen folgen dann kieselige Gesteine („Allgäuschichten, kieselig“).

Die Dachsteinkalkbrekzien und Großschollen nördlich des **Sandling** und ihre Fortsetzung gegen Nordosten über die **Schwarzenbergalm** bis ins **Möselhorn-Gebiet** scheinen dagegen in ihrer Ausdehnung recht zutreffend dargestellt zu sein.

Westlich von Bad Ischl, nahe dem **Nussensee** knapp westlich der Kartenblattgrenze, wurde jüngst erstmals ein weiteres Brekzienvorkommen dieser Art von AUER et al. (2006) beschrieben.

Brekzien aus Hallstätter Kalk sind nur untergeordnet zu finden. Sie konzentrieren sich auf den Nordfuß des Sandling und des Pötschenstein sowie auf das Gebiet westlich der **Blaa Alm**. Letzteres Vorkommen, auf der Karte zur Gänze als Brekzie dargestellt, zeigt eine etwa 100 m durchmessende Scholle von Massigem Hellkalk und Hangendrotkalk mit obertriassischen Ammoniten und Conodonten, sowie einige kleinere Schollen von Massigem Hellkalk, die stark brekziiert und bereits von radiolarienreichem Kiesel sediment durchdrungen werden. Triasrotkalke finden sich auch als Komponenten im angrenzenden Radiolarit – siehe Detailskizze bei MANDL (1982a: Abb. 4).

Die Brekzien am **Nordfuß des Sandling** erwähnt PISTOTNIK (1972: A57) erstmals. Der norische Hallstätter Kalk löst sich im Hangenden in einen etwa 10 m mächtigen Brekzienhorizont auf, der im kieseligen Bindemittel auch Belemniten enthält. Darüber folgen rote und graue Kieselkalke und -mergel (?Radiolarit-Niveau); diese leiten zu auflagernden Oberalmer Schichten über – vgl. PISTOTNIK (1975: 152f.). Aus einer Brekzienlage innerhalb der Kiesel sedimente im Fludergraben, etwa auf Höhe 1.110 m, beschreiben WEGERER et al. (2001: 73–74) graue und rote Hallstätter Kalke, die nach Ammoniten und Conodonten die Zeitspanne

vom Karnium bis ins Sevatium umfassen (Brekzienlage in der Karte nicht dargestellt). Die meisten nordöstlich des Sandling verzeichneten Brekzien sind jedoch diesen Autoren zufolge Großschollen von karnisch-norischen, selten auch anisischen Hallstätter Kalken.

Bildungsmilieu:

Die Brekzien sind meist auch mit Großschollen aus Dachsteinkalk und Hallstätter Gesteinen vergesellschaftet, sie sind Ausdruck einer großräumigen tektonischen Umgestaltung des kalkalpinen Schelfs. Die Ausbildung von Bruchstufen beim ungleichförmigen Absinken der triassischen Karbonatplattform begünstigt die Ausbildung von submarinen Sturzmassen und eingleitenden Schollen aus der Dachsteinkalk-Fazies. Das Eingleiten von Großschollen aus dem Hallstätter Faziesbereich in diese jurassischen Radiolaritbecken wird ebenfalls von Brekzienschüttungen begleitet.

Alter:

Die angeführte Alterseinstufung der Brekzien orientierte sich im Wesentlichen an den damit vergesellschafteten bunten Jurakalken, siehe „52 Rotkalke und rote Mergel“. Nach heutigem Kenntnisstand handelt es sich dabei jedoch um Brekzienschüttungen innerhalb der kieseligen Oberjurasedimente, also um Schüttungen des unteren Oxfordium – siehe dazu unter „49 Radiolarit, Kieselkalk“.

49 Radiolarit, Kieselkalk (? Oxfordium)

Die Lithologie umfasst gut gebankten dunkelgrauen, graugrünen oder roten Radiolarit und Kieselkalk mit geringmächtigen tonigen Zwischenlagen; die Schichtflächen sind oft wellig-knollig ausgebildet – DIERSCHKE (1980); VECSEI (1986); VECSEI et al. (1989); GAWLICK & DIERSCHKE (2000); GAWLICK et al. (2002b).

Wie bereits oben bei den Allgäuschichten und Grünanger Schichten angemerkt, sind auch Teile dieser beiden Gesteinseinheiten aufgrund ihres Alters in das Niveau des Radiolarits einzuordnen. Diesem wird in Zukunft wohl der lithostratigraphische Rang einer Gruppe zukommen, vgl. GAWLICK & FRISCH (2003: Fig. 4).

Sowohl der lithologische Habitus als auch die Mächtigkeit der Kieselgesteinsabfolge kann durch die Einschaltung von turbiditischen Schüttungen, von Brekzien und von Gleitmassen beträchtlichen Schwankungen unterliegen. Das Komponentenspektrum ist neben dem zeitlichen Einsetzen der kieseligen Sedimentation ein Kriterium für die Definition von distinkten Formationen innerhalb der Radiolarit-Gruppe. Im Bereich des Kartenblattes Bad Ischl sollen nach GAWLICK (2007) und GAWLICK et al. (2007) die Tauglboden-Formation, die Strubberg-Formation und die Sandlingalm-Formation vertreten sein.

Aus den mergelig/kieseligen Juragesteinen rund um den **Plassen** liegen Radiolarienfaunen des Zeitbereiches Callovium bis Oxfordium vor. Brekzien und Gleitschollen stammen aus der Dachsteinkalk- und Hallstätter Kalk-Fazies. Damit wird dieser Gesteinskomplex als **Strubberg-Formation** angesprochen – Details dazu bei WEGERER et al. (1999, 2003); SUZUKI et al. (2001); SUZUKI & GAWLICK (2006); GAWLICK (2007).

Die **Goisern-Ausseer** Hallstätter Zone wird im Norden ebenfalls von kieseligen Jurasedimenten begrenzt. Hier soll eine junge Störungszone die Kieselgesteine zweier unterschiedlicher Jurabecken in unmittelbare Nachbarschaft gebracht haben, siehe GAWLICK et al. (2007: Abb. 4).

Die Gesteine der Liegendschichtfolge des Höherstein-Plateaus (= nördlich der Störung) werden der **Tauglboden-Formation** zugeordnet, entsprechend dem Spektrum ihrer Brekzienkomponenten und Gleitschollen aus Dachsteinkalk mit Kössener Einschaltung, Rotkalken des Adneter- und Klauskalks, grauen Kalken

und Mergeln der Kendlbach- und der Allgäu-Formation sowie kieseligen Resedimenten der Strubberg-Formation. Der Beginn der Kieselsedimentation wird entsprechend der Ammonitenfauna aus dem Klauskalk des Fludergrabens in das untere Oxfordium gestellt – GAWLICK et al. (2007: Abb. 5).

Die Schichtfolge südlich der hypothetischen Störung wird aufgrund ihres Komponentenspektrums aus dem Hallstätter- und dem Zlambach-Faziesbereich einer eigenständigen **Sandlingalm-Formation** zugeordnet, die, anders als die Tauglboden-Formation, bereits im unteren Callovium einsetzen soll – GAWLICK et al. (2007: Abb. 16).

Dagegen sprechen meines Erachtens einige wesentliche Argumente – siehe dazu auch MANDL (2010a) und MANDL (in Vorb.):

- Die Brekzien und Gleitschollen aus der Dachsteinkalkfazies und auflagernden Jurakalken einerseits und aus der Hallstätter Fazies andererseits zeigen nördlich von Raschberg und Sandling eine derart eng verschachtelte räumliche Anordnung, dass sie keinesfalls auf jeweils eine Seite einer Seitenverschiebung beschränkt werden können. Auch wenn man jüngere Störungen zu Hilfe nimmt, welche die Seitenverschiebung abschnittsweise versetzen sollen, ist schwerlich ein mechanisch sinnvolles Störungsmuster vorstellbar, welches eine derartige räumliche Trennung leisten kann.
- Die Angaben zum stratigraphischen Umfang der Radiolarite dieses Raumes gehen von einer zeitlichen Trennschärfe der Radiolarienfaunen aus, die nicht nachvollzogen werden kann. Wendet man die von den Autoren selbst im Laufe der Jahre korrigierten Reichweiten (in Unitary Association Zones) einzelner kritischer Radiolariantaxa auf die publizierten Faunen an, so ist der Beginn der Radiolaritsedimentation beiderseits der hypothetischen Seitenverschiebung mit UAZ 8 anzusetzen – dies entspricht nach BAUMGARTNER et al. (1995) dem Zeitbereich mittleres Callovium bis unteres Oxfordium, innerhalb dessen keine genauere Angabe möglich ist. Um diesem Mangel der Zonierung mittels UAZ abzuwehren, versuchten GAWLICK et al. (2009) die Reichweiten einzelner Leitformen chronostratigraphisch einzuhängen und so eine detailliertere Gliederung in Radiolarienzonen und Subzonen zu schaffen. Abgesehen von der Problematik der chronostratigraphischen Korrelation kann auch daraus kein Unterschied im zeitlichen Einsetzen der Radiolaritsedimentation abgeleitet werden, zumal jüngst die als Leitform gewählte *Protunuma lanosus* auch über der Ammonitenfauna des Fludergrabens gefunden wurde (GAWLICK et al., 2010: 100) und so ihre Beschränkung auf das Callovium einbüßt.
- Eine so bedeutende Seitenverschiebung sollte sich in der streichenden Fortsetzung auch im geologischen Kartenbild zeigen, da sie die gesamte ältere Schichtfolge durchschneiden müsste. Eine derartige Fortsetzung, die auch einen bedeutenden Seitenversatz zeigt, ist nicht zu finden. Abgesehen von dem kurzen Teilstück zwischen Höherstein und Sandling bis zur Fludergrabenalm werden bei GAWLICK et al. (2007, 2010) auch keine konkreten Angaben über den weiteren räumlichen Verlauf gemacht.

Zusammengefasst bedeutet dies, dass die Zuordnung der kieselig-radiolaritischen Juragesteine zu einer **Tauglboden-Formation im Norden** (Beginn im unteren Oxfordium, Brekzien und Schollen in Dachsteinkalkfazies von der Trattberg-Schwelle) und einer **Sandlingalm-Formation im Süden** (Beginn im unteren Callovium, Brekzien und Schollen in Hallstätter Fazies von einem jurassischen Akkretionskeil im Süden der Kalkalpen) nicht nachvollzogen werden kann. Es handelt sich vielmehr um *ein* Radiolarit-Becken, dessen Kieselsedimentation im unteren Oxfordium einsetzt, und das sowohl Brekzien und Gleitschollen vom Beckenrand

in Dachsteinkalkfazies (mit Kössener Schichten) empfängt als auch weit transportierte Decken und Schollen in Hallstätter Bunt- und Graufazies aus einem relativ südlichen Herkunftsgebiet beinhaltet. Auch Komponenten/Schollen vom Randbereich der triassischen Karbonatplattform sind möglich. Damit könnte dieses Radiolaritbecken eine laterale Fortsetzung des Strubberg-Beckens darstellen. Bezüglich des zeitlichen Einsetzens der Strubberg-Formation im frühen Callovium (GAWLICK et al., 2009: 67) gilt ebenfalls die obige Korrekturanmerkung: die betreffenden Radiolarienfaunen in den basalen Abschnitten verschiedener Profile lassen sich nicht genauer als UAZ 7–8 einstufen, liegen also irgendwo zwischen oberem Bathonium und unterem Oxfordium.

Bildungsmilieu:

Mit diesem Sedimentgestein erreichte der kalkalpine Ablagerungsraum seine größte Meerestiefe. Die tiefe Absenkung einerseits und die beginnende tektonische Mobilisierung von Gesteinen des Hallstätter Faziesraumes andererseits sind Auslöser ausgedehnter submariner Massenumlagerungen in Form von Großgleitschollen, Brekzien und Turbiditen, auch von den Rändern der Radiolaritbecken.

Alter:

Die Alterseinstufung (oberstes Callovium bis Oxfordium) stützt sich auf eine Ammonitenfauna aus dem unterlagernden Klauskalk des Fludergrabens, die auch für die chronostratigraphische Korrelation der Radiolarienfaunen herangezogen wird – siehe oben zitierte Arbeiten von WEGERER, SUZUKI und GAWLICK.

48 Oberalmer Schichten (graue, fossilarme mergelige Kalke mit dünnen Tonzwischenlagen; Malm)

Die feinkörnigen, grauen bis hell bräunlichen, mehr oder weniger kieseligen, oftmals dunkle Hornsteinknollen führenden Kalksteine der Oberalm-Formation sind meist im 5–10 cm-Bereich gebankt und zeigen häufig mergelige Zwischenlagen. Örtlich können ihnen Lagen von turbiditischem Barmsteinkalk zwischengeschaltet sein. Im Profil des Loser beim Augstsee sind beispielsweise gelbe, etwa 50 cm dicke Lagen von Hornstein-führendem Barmsteinkalk mit verkieselten Aptychen aufgeschlossen. Genetische, litho- und biofazielle Charakterisierungen der Oberalmer Schichten geben die bereits „klassischen“ Arbeiten von FLÜGEL & FENNINGER (1966), FENNINGER & HOLZER (1972) und STEIGER (1981).

Mit den Oberalmer Schichten verknüpft sind die von NEUMAYR (1873) unter der Bezeichnung „Acanthicussschichten“ bzw. „(St.) Agathakalk“ beschriebenen ammonitenreichen bunten Kalksteine. Sie haben ihre klassische Lokalität im unteren Zlambachgraben nordöstlich von St. Agatha. Nach FENNINGER & HOLZER (1972) dürften diese schlecht aufgeschlossenen Kalksteine des Kimmeridgiums eventuell in das Oxfordium hineinreichen. Auch am Hornkogel sind den Oberalmer Schichten und den Tressensteinkalken nach FENNINGER & HOLZER (1972) lokal Linsen von Acanthicussschichten bzw. Agathakalk eingeschaltet. Nach WEIGERT (1971) ist die Rotkalk-Einschaltung am Hornkogel bis über 100 m lateral verfolgbar, südlich des Wurmkogels nur wenige Meter. All diese geringmächtigen Vorkommen sind von ihrem Umgebungsgestein im Kartenbild nicht abgegrenzt und daher nicht dargestellt.

Bildungsmilieu:

Karbonatisches Sediment eines tiefermarinen Beckens mit karbonatklastischen Schüttungen aus dem Plattform(hang)-Bereich; eine Ablagerungstiefe von 3.000 m und mehr wurde von GARRISON & FISCHER (1969) diskutiert. Die Seltenheit aragonitischer Ammonitengehäuse gegenüber einer relativen Häufigkeit der kalzitischen Aptychen lässt zumindest eine zeitweilige Unterschreitung der Aragonitkompensationstiefe (ACD) vermuten.

Fossilinhalt und Alter:

Makrofauna: Aptychen, selten Ammoniten (insbesondere im „Agathakalk“); vereinzelt wurden auch Spurenfossilien beobachtet. An Mikrofossilien zeigen sich in Dünnschliffen neben Kieselschwammnadeln vor allem pelagische Biogene, wie Calpionellen, Radiolarien und Schwebecrinoiden (*Saccocoma*). Kalkiges Nannoplankton tritt im Oberjura erstmals in gesteinsbildender Quantität in Erscheinung (GARRISON & FISCHER, 1969). In den Barmsteinkalkbänken finden sich Bruchstücke von Stromatoporiden, Korallen und Kalkalgen sowie benthischen Foraminiferen.

Das Alter soll nach Calpionelliden und Radiolarien im Salzkammergut ganz generell oberes Tithonium bis unteres Berriasium umfassen. Auf der Nordseite des **Sandling** setzen nach GAWLICK et al. (2007: Abb. 16) gebankte, hemipelagische Biomikrite vermutlich im Kimmeridgium über der kieseligen Brekzienfolge ein. Ähnliches gilt für den nördlich angrenzenden **Höherstein** (siehe Abb. 5), wobei hier allerdings noch Brekzien und Dachsteinkalkschollen auch innerhalb der basalen Oberalmer Schichten auftreten. Für einen unterkretazischen Anteil konnten hier keine Hinweise gefunden werden. Für die Oberalmer Schichten des **Losser** gibt nur der überlagernde Tressensteinkalk mit einer Ammonitenfauna eine maximale Obergrenze im unteren Kimmeridgium, siehe LUKENEDER et al. (2003). In den Oberalmer Schichten im Sattel zwischen **Trisselwand** und **Tressenstein** fanden SCHLAGINTWEIT & EBLI (1999) hingegen eine Foraminiferenfauna, die auf (? unteres) Valanginium hinweist. Die von NEUMAYR (1873) beschriebene Ammonitenfauna des „Agathakalks“ ist in das mittlere Kimmeridgium zu stellen.

47 Tressensteinkalk (Malm)

Die klassische Lokalität des Tressensteinkalks ist der Tressenstein (1.201 m), wobei der Formationsname von MOJSISOVICS (1905) geprägt wurde. Der Tressensteinkalk ist ein massiger bis dickbankiger, hell grauer bis bräunlicher, feinbrekziöser bis kalziturbiditischer Kalk, dessen Komponenten aus den Flachwasserbereichen des Plassenkalks herzuleiten sind. Er wird daher als Schuttkalk an den Flanken der Plassen-Karbonatplattformen, also als Vorriffbrekzie aufgefasst, die in größerer Meerestiefe in die Turbidite des Barmsteinkalks übergeht – HÖTZL (1966); FENNINGER & HOLZER (1972).

SCHLAGINTWEIT & EBLI (1999) meldeten allerdings erste Zweifel an diesem Modell an, da zwischen dem Riffschutt („Talus“ im Bereich Ahornkogel) des Plassenkalks der Trisselwand und dem Tressensteinkalk der Typlokalität deutliche Unterschiede bestünden. Neueste Untersuchungen durch GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2008, 2009) lehnen nun eine Entstehung des Tressensteinkalks als Vorriffbrekzie dezitiert ab, da an der Typlokalität zwischen den Detritusschüttungen Oberalmer Schichten gefunden wurden, der Tressensteinkalk also mit Barmsteinkalk ident sei. Der Begriff Tressensteinkalk würde damit obsolet, da dem Begriff Barmsteinkalk Priorität gebühre. Gleiches gilt für den Tressensteinkalk des Höhersteins (GAWLICK et al., 2007), der Ewigen Wand (SCHLAGINTWEIT & GAWLICK, 2006) und des Losser (LUKENEDER et al., 2003: 220) und damit wohl auch für alle übrigen Vorkommen von Tressensteinkalk des Kartenblattes.

Zur Unterscheidung Tressensteinkalk – Barmsteinkalk im Bereich des Kartenblattes Bad Ischl nahm bereits HERRMANN (1990) Stellung und fand beide Begriffe berechtigt, da sie zeitlich und faziell unterschiedlichen Entwicklungsstadien der Plassen-Karbonatplattform zugeordnet werden könnten. Neben einer graphischen Darstellung dieser Entwicklung gibt er aber keine konkreten biostratigraphischen Details, die dieses Modell untermauern könnten.

Bildungsmilieu (an der Typlokalität):

Karbonatklastisches Sediment; die Komponenten stammen nur untergeordnet aus dem Flachwasserbereich des Plattformrandes des Plassenkalks, vor allem aber aus der

klastischen Hangfazies und aus den Oberalmer Schichten. Die Komponenten bilden ein klastengestütztes Gefüge; der geringe Matrixanteil besteht aus einem Calpionellen führenden Wackestone und passt in die fazielle Bandbreite der Oberalmer Schichten.

Fossilinhalt und Alter:

Das Gestein enthält entsprechend seinem klastischen Charakter fast nur Bruchstücke von Korallen, Hydrozoen, Echinodermen, Grünalgen und Rotalgen sowie Foraminiferen. Vereinzelt finden sich auch Ammoniten und Aptychen. Eine umfangreiche Darstellung der Makrofauna (Gerüstbildner) geben FENNINGER & HÖTZL (1965). Mikrofazies und -fauna der Trisselwand und des Tressenstein beschreiben SCHLAGINTWEIT & EBLI (1999), des Tressenstein und Hornkogel GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2009), des Höherstein (konsequenter Weise unter der Bezeichnung Barmsteinkalk) und des Sandling GAWLICK et al. (2007).

Altershinweise auf oberes Tithonium geben am Höherstein Calpionelliden und Foraminiferen (GAWLICK et al., 2007: 29).

Bereits 1908 bildet HAAS einen Ammonitenfund aus der Gipfelregion des Loser ab, wo der Tressensteinkalk ein frühes Tithonium-Alter besitzen soll. Nach einer Neubestimmung durch KRYSZYN kann dieser Ammonit nach heutiger Nomenklatur als *Taramelliceras compsum* (OPPEL) identifiziert werden. Dieser spricht für ein Alter nicht jünger als mittleres Kimmeridgium. Von der Basis der Tressenstein-Formation des Loser-Profiles beschreiben LUKENEDER et al. (2003) aus Isodem Blockwerk und wohl auch aus einem stratigraphisch älterem Niveau des Profils, das lithologisch der Agatha-Formation entspricht, eine Ammonitenfauna des frühen Kimmeridgium (*strombecki*- bis *herbichi*-Zone).

Am Tressenstein selbst beinhalten Oberalmer Schichten nordöstlich des Gipfels Calpionelliden des (oberen) Tithonium – SCHLAGINTWEIT & EBLI (1999: 414); GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2009: 18).

46 Plassenkalk (Malm)

Der Plassenkalk ist ein rein weißer, gelegentlich auch blaß gelblicher oder bräunlicher, massiger Kalkstein. Obwohl in der Literatur häufig als Riffkalk bezeichnet, bilden die eigentlichen Riff-Partien nur kleine Fleckenriffe innerhalb einer Flachwasserplattform – FENNINGER & HOLZER (1972).

Die jüngste Bearbeitung der Typlokalität am **Plassen** bei Hallstatt bestätigt und erweitert dieses Modell und gibt einen Einblick in die zeitliche und fazielle Entwicklung der oberjurassischen Flachwasserkalke – SCHLAGINTWEIT et al. (2003, 2005); GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2006); SCHLAGINTWEIT & GAWLICK (2008, mit einer Kartenskizze der Faziesverteilung). In den beiden letztgenannten Arbeiten wurde aus dem nördlichsten Ausläufer des Plassenkalks ein Calpionellen und Radiolarien führendes Gestein beschrieben, welches das Ertrinken der Plattform im späten Berriasium anzeigt. Reliktisch dem Plassenkalk auflagernde oder in Spalten eingefüllte rotbraune Sandsteine könnten eventuell den Roßfeldschichten, eher aber dem Sandstein mit Augensteinen angehören.

Aus dem Gipfelbereich des **Sandling** (Plassenkalk in der Karte) werden von GAWLICK et al. (2007) brekzienreiche Gesteine beschrieben, deren Komponenten zwar einer Plassenkalk-Plattform entstammen, die selbst aber hier nirgends autochthon vertreten sein soll. Bemerkenswert scheint hier die Feststellung, dass Fauna und Flora mit dem „Tressensteinkalk“ (Barmsteinkalk) des benachbarten Höherstein gute Übereinstimmung zeigt.

Der Plassenkalk der **Trisselwand** wird bei SCHLAGINTWEIT & EBLI (1999) im Detail mikrofaziell und (mikro-)paläontologisch beschrieben. Hier konnte eine Gliederung in basale transgressive Klastika, in eine „Innere Plattform“ (mikritischer Plassenkalk = Schlammfazies sensu FENNINGER & HOLZER, 1972), eine „Äußere

Plattform“ (sparitischer Plassenkalk = Rifffazies sensu FENNINGER & HOLZER, 1972) und in eine Plattform-Schuttfazies („Talus“) durchgeführt werden.

Der **Jainzenberg** nördlich von Bad Ischl wird von einem Plassenkalk-Typ aufgebaut, der am Plattformrand im Übergang zum Becken gebildet wurde, siehe SCHLAGINTWEIT & GAWLICK (2008: 217ff.).

Bildungsmilieu:

Karbonatplattform mit Lagune, Rückriff, Riff- und Vorriff sowie Plattformhangedimenten; eine Skizze der flächigen Verbreitung der einzelnen Fazieszonen findet sich in SCHLAGINTWEIT & GAWLICK (2008: Fig. 5/a). Die Darstellung ist aber nur schematisch zu sehen, da die bruchtektonische Zerlegung und die Absetzungen durch subrezente Massenbewegungen nicht berücksichtigt sind. Gezeigt wird auch die Aufeinanderfolge und die zeitliche Reichweite der Fazieszonen – SCHLAGINTWEIT & EBELI (1999: Textfig. 4), SCHLAGINTWEIT et al. (2003: Abb. 4) und GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2006: Fig. 3).

Ersten Einblick in die Diagenesegegeschichte geben RASSER & FENNINGER (2002b) anhand von Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopendaten: Es fanden sich keine Hinweise auf Emerision und Süßwassereinfluss während der Sedimentation und auch die Bildung intraformationeller Brekzien erfolgte unter voll marinen Bedingungen. Erst die jüngsten Klüfte im konsolidierten Gestein beinhalten Süßwasserzemente.

Fossilinhalt und Alter:

An riffbildenden Organismen treten Korallen, Hydrozoen und Tabulozoen in Erscheinung. Riffschutt wird sekundär durch inkrustierende Kalkalgen verbunden. Im Riff- und Riffhang-Bereich treten weiters Echinodermen, Bryozoen, Tubiphyten, Brachiopoden und Foraminiferen auf; Dasycladaceen sind wahrscheinlich aus dem Plattforminneren verdriftet. Im Rückriffbereich und in der Lagune treten Dasycladaceen, Algenmatten, onkoidische Algen/Bakterien-Knollen und Gastropoden auf. Bereits früh erregten unter den Gastropoden die großen Nerineen Interesse, die PETERS (1855) neben anderen Lokalitäten vom Plassen und Sandling beschreibt. Mit Hydrozoen und Tabulozoen beschäftigten sich FENNINGER & HÖTZL (1965). Eine neuere Arbeit von LEINFELDER et al. (2005) über diese Organismengruppe („Stromatoporida“) nimmt auch auf den Plassenkalk Bezug. Weitere Arbeiten legen ihren Schwerpunkt auf die Mikroorganismen (Dasycladaceen, benthonische Foraminiferen und Problematika wie *Tubiphytes*, *Lithocodium*, etc.) – vgl. FENNINGER & HÖTZL (1967); SCHLAGINTWEIT & EBELI (1999); RASSER & FENNINGER (2002a); SCHLAGINTWEIT et al. (2003, 2005); SCHLAGINTWEIT (2004); GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2006); SCHLAGINTWEIT & GAWLICK (2007, 2009).

Eine hochauflösende biostratigraphische Gliederung jurassischer Flachwasserkarbonate ist derzeit immer noch problematisch, da die dafür verwendeten Faunen- und Florenvergesellschaftungen auch Faziesinflüssen unterliegen können, siehe dazu die Diskussion in SCHLAGINTWEIT et al. (2003). Für den **Plassen** ergibt sich nach GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2006) ein zeitlicher Umfang von Flachwasserdetritus führenden Hangedimenten im frühen Kimmeridgium, die von Plattformrand- und Rückriffgesteinen des späten Kimmeridgium und einer Lagunenfazies im Tithonium überlagert werden. Nach dieser shallowing upward Sequenz setzt im jüngsten Tithonium ein umgekehrter Trend ein: Die eingeschränkte Lagune wird von Rückriff- und Plattformrandgesteinen abgelöst, denen im frühen Berriasium Hangedimente folgen. Lokal erhalten sind auch Beckensedimente des späten Berriasium, die das endgültige Ertrinken der Plattform dokumentieren.

Eine ähnlicher Trend dürfte sich im Bereich der **Trisselwand** abzeichnen, deren Abfolge jedoch erst über basalen Klastika mit der Lagune des Tithonium beginnt und sich über Plattformrandsedimente zur Riffschutthalde im Berriasium weiterentwickelt, bevor mit dem Übergang zu Oberalmer Schichten des frühen Valanginium die Plattformentwicklung endet – siehe SCHLAGINTWEIT & EBELI (1999: Textfig. 4). Die geschilderte Abfolge ist jedoch mit der Gesteinsverteilung und den Lagerungsverhältnissen im vorliegenden Kartenbild Bad Ischl kaum vereinbar, insbesondere da hier der Plassenkalk der Trisselwand

(ohne Angabe von Gründen) als deckentektonisch selbständiger Körper dargestellt ist. Hier scheint vor weitergehenden Schlussfolgerungen eine kritische Revision des Kartenbildes empfehlenswert.

45 Bunter Oberjurakalk („Rettenbachkalk“; Malm)

MOJSISOVICS (1905) definierte den Rettenbachkalk als „wolgeschichtete (sic!), weiße, graue und rötliche Kalkbänke ohne oder nur mit sehr untergeordneten Hornsteineinschlüssen“ und betrachtete ihn als Variante der Oberalmer Schichten. Aus der Sicht späterer Bearbeiter dürfte MOJSISOVICS aber auch unterlagernde triassische und jurassische Gesteine miteinbezogen haben, sodass seit Einführung des Begriffes Unklarheit über die Begriffsfassung bestand. Eine Darstellung dieses Umstandes findet sich in der Arbeit von FENNINGER & HOLZER (1971), welche auch die bisher umfangreichste Beschreibung anhand der Steinbrüche am Hubkogel bietet.

Störungsbedingt fehlen in den einzelnen Aufschlüssen Teile der basalen Schichtfolge, sodass beispielsweise im „Oberen“ Steinbruch die dickbankigen Kalke direkt mit einer tektonischen Brekzie dem Radiolarit auflagern. Insgesamt beinhaltet der Rettenbachkalk vom Liegenden ins Hangende folgende idealisierte Abfolge:

- a. Mit scharfer Grenze zum unterlagernden Radiolarit folgen sedimentäre Brekzien mit eingeregelteten, kantengerundeten, bis zu 30 cm großen Komponenten, die im höheren Abschnitt gute Rundung aufweisen; die Komponenten sind ausschließlich rötliche bis grünliche Kieselkalke mit Radiolarien, die Matrix ist mikritisch und enthält Globochaeten, Globigerinen und Foraminiferen.
- b. Rote Knollenkalke mit gelegentlichen Hornsteinwarzen, stark stylolithisiert; gradierte Einschaltungen von Ooiden und Pellets weisen bereits auf die hangend folgenden Oo-Pel-Sparite hin. Die Mikrofazies entspricht ansonst der Mikritmatrix der unterlagernden Brekzien mit einer Dominanz der Globochaeten. Makrofossilien sind kleinwüchsige Cephalopoden, Brachiopoden, Gastropoden und Echinodermaten.
- c. Ooide, Pellets und Klasten führende Sparite, die Kalke können im mm-Bereich gradiert sein. Die Ooide sind meist mehrlagig, wobei Globigerinen den Kern bilden. Klasten sind teils Intraklasten (mehrphasige Resedimente), teils Lithoklasten von Radiolarienkieselkalken.
- d. Dickbankige mikritische Kalke. Sie waren das eigentliche Ziel der Steinbrucharbeiten am Hubkogel und wurden als „Ischler Marmor“ für Bau- und Dekorzwecke verwendet. Das bräunlich-rötliche, feinkörnig dichte Gestein ist stark von Stylolithen und Kalzitadern durchsetzt. Kleinwüchsige Ammoniten und Reste von Echinodermaten (darunter häufig *Saccocoma*) bilden die Fauna. Die hangendste Bank, die wegen ihres Interngefüges als submarine Rutschmasse gedeutet wird, beinhaltet neben Globochaeten und Foraminiferen auch stratigraphisch verwertbare Calpionellen.

Überdeckt wird die Abfolge an zwei Lokalitäten durch dm-gebankte, kieselige Kalkmergel („Rettenbachschichten“) mit Echinodermaten, Schwammnadeln, Radiolarien, Foraminiferen und Calpionellen. Dieses Gestein ist wohl bereits den Schrambachschichten zuzuordnen.

Der Ischler Kalvarienberg ist in der Karte ebenfalls als Rettenbachkalk verzeichnet. Dieser hellgelbliche Kalkstein kann jedoch problemlos dem Plassenkalk zugerechnet werden.

Bildungsmilieu:

FENNINGER & HOLZER (1971: 44) erwägen eine Entstehung in Form von Fluxoturbiditen und sehen in dem Gestein eine „... Annäherung tieferer Ablagerungsräume an Flachwasserbänke (slope deposits) ...“. SCHÄFFER & STEIGER (1986: Abb. 7) stellen das Gestein in ihrem Fazieschema in eine Schwellenposition über einer Dachsteinkalkaufwölbung und zeichnen eine laterale Verzahnung mit den Oberalmer Schichten des tieferen Beckens.

Fossilinhalt und Alter:

Der allgemeine Fossilinhalt wurde bereits oben kurz erwähnt. Genauere stratigraphische Anhaltspunkte liefern bei FENNINGER & HOLZER (1971) nur die Calpionellenfaunen vom Top der Abfolge, die auf unteres Berriasium hinweisen; die überlagernden „Rettenbachschichten“ fallen bereits in den Grenzbereich Berriasium/Valanginium. Der Saccocomen-Reichtum der dickbankigen Kalke spricht für Kimmeridgium bis unteres Tithonium, während der tiefere Abschnitt mit den Knollen- und Ooidkalken aufgrund des Auftretens von *Globigerina oxfordiana* bis in den basalen Oberjura (Oxfordium) reichen könnte.

Kreide

Als Überblick zum zeitlichen Umfang und zur stratigraphisch-faziellen Beziehung der Schichtglieder zueinander, siehe Abbildung 4.

44 Schrambachschichten (Mergel; Berriasium bis ? Valanginium)

Die Schrambachschichten entwickeln sich durch deutliche Zunahme des Mergelgehaltes aus den Oberalmer Schichten, bzw. aus den dm-gebankten, kieseligen Kalkmergeln („Rettenbachschichten“) am Top des Rettenbachkalks (siehe „46 Bunter Oberjurakalk“). Kleinere Ausbisse von gut gebankten Schrambachschichten sind im unmittelbaren Stadtgebiet von Bad Ischl zu finden; größere Vorkommen sind auf den Raum Reiterndorf – Perneck und die Umrahmung der Kolowratshöhe beschränkt.

Die lithologische Bandbreite umfasst gut geschichtete, plattige, helle, oft grau gefleckte, Hornstein führende Mergelkalke bis Kalkmergel, gelegentlich mit weichen Mergellagen und etwas Sandgehalt. In Dünnschliffen sind nach LEISCHNER (1959a: 848) dickschalige Foraminiferen (Textularien) und feinkörnige kohlige oder limonitische Partikel erkennbar. Die Grenze zu den überlagernden Rossfeldschichten verläuft großräumig gesehen heterochron, sie hängt ab vom Einsetzen der gröberklastischen Sand-Schüttungen.

Bildungsmilieu:

Ablagerung eines tieferen Beckens (siehe Oberalmer Schichten) mit zunehmendem terrogenen Sedimenteintrag.

Fossilinhalt und Alter:

Ein spiralig entrollter Ammonit der Gattung *Crioceras* liegt in der Privatsammlung Maherndl/Bad Ischl. LEISCHNER (1959a: 848) erwähnt an Makrofauna neben Aptychen auch Abdrücke bis zu 40 cm durchmessender gerippter, nicht näher bestimmbarer Ammoniten. UHLIG (1888) beschreibt aus dunkelgrauen, sandigen Mergelschiefern vom Pernecker Salzberg eine kleine und schlecht erhaltene Ammonitenfauna, darunter auch die neue Ammonitenart *Haploceras salinarium*. Moderne Fossilauflösungen, welche den Schrambachschichten des Ischler Raumes eindeutig zugeordnet werden können, sind nicht bekannt.

Als Altershinweise für die Basis können daher nur die Calpionellen der „Rettenbachschichten“ (Grenzbereich Berriasium/Valanginium) sowie die reliktsch erhaltenen Beckensedimente (oberes Berriasium) über dem Plassenkalk des Plassen herangezogen werden – siehe Legendennummer 46. Die Hangendgrenze kann noch weniger gut eingegrenzt

werden, da die Ammonitenfauna (oberstes Valanginium) der überlagernden Roßfeldschichten erst relativ hoch in diesen positioniert liegt.

43 Roßfeldschichten (Sandsteine, Brekzien und Mergel; Hauterivium)

In der klassischen Abfolge (Typregion Roßfeld südlich Hallein) folgen über den Schrambachschichten zuerst graue Mergel mit Sandsteinlagen, dann eine turbiditische Abfolge gebankter, dunkelgrauer, harter Sandsteine, mächtige Kieselkalke und schließlich eine grobklastische Sandstein/Brekzienabfolge mit Einschaltungen von dünnbankigen turbiditischen Sandsteinen.

Diese klastische Entwicklung spiegelt den Beginn der kretazischen Deckenbildung innerhalb der Kalkalpen und deren Ablösung vom kristallinen Grundgebirge wider - vgl. FAUPL & TOLLMANN (1979); DECKER et al. (1987); FAUPL & WAGREICH (1992). Darüber liegen dann Großschollen von Gesteinen aus dem Hallstätter und dem Dachstein-Faziesraum, wie beispielsweise die Ischl-Schollen und Ausläufer der Dachstein-Decke im Raum südöstlich Bad Ischl.

Bildungsmilieu:

Submarine Schlammströme und Schuttfächer mit einem reichen Komponentenspektrum. Die siliziklastischen Sandsteinschüttungen erfolgten im Wesentlichen aus einem Liefergebiet südlich der Kalkalpen mit metamorphen und ultrabasischen Gesteinen, wie anhand der Schwermineralspektren mit Hornblende, Chromspinell, Granat und Zirkon gezeigt werden kann - FAUPL & POBER (1991); FAUPL & WAGREICH (1992).

Fossilinhalt und Alter einiger Lokalitäten:

Radgraben beim ehemaligen Salz-Schaubergwerk Bad Ischl

UHLIG (1888) erwähnt aus den Roßfeldschichten des Radgraben-Profiles am Ischler Salzberg eine schlecht erhaltene Cephalopoden-Fauna, die allerdings keine genauere stratigraphische Einstufung erlaubt.

Graue sandige Mergel von der Straßenböschung oberhalb des Maria Theresia Hauptstollens ergaben eine schlecht erhaltene kalkige Nannoplanktonflora mit häufig *Watznaeria barnesae*, *Cyclagelosphaera margerelii* sowie *Nannoconus steinmanni*. Das gemeinsame, wengleich seltene Auftreten von *Cruciellipsis cuvillieri* und dem Genus *Micrantholithus* sowie die relative Dominanz von *Cyclagelosphaera margerelii* macht ein oberes Hauterivium-Alter dieser Probe wahrscheinlich.

Hubkogel

Aus grauen Sandsteinen der Roßfeldschichten des Hubkogels finden sich in der Sammlung WOLFGANG MAHERNDL (Bad Ischl) sowohl der aufgerollte Ammonit *Crioceratites nolani* (det. LUKENEDER), der ein Hauterivium-Alter belegt, als auch der langgestreckte Ammonit *Bochianites oosteri*, den IMMEL (1987) von dieser Lokalität beschrieb.

Kolowratshöhe

Aus den Roßfeldschichten der Kolowratshöhe südöstlich von Bad Ischl berichtet bereits IMMEL (1987) über Funde von Ammoniten. LUKENEDER (2005, 2008) beschrieb aus der etwa 120 m mächtigen turbiditischen Sandstein-Folge der Roßfeldschichten ein Massenvorkommen von Cephalopoden des obersten Valanginium (*Criosarasinella furcillata* Zone mit *Olcostephanus (O.) asterianus* und *Olcostephanus sayni*).

Die „Ischler Brekzie“ im Lauffener Erbstollen

Die klassische Lokalität der Ischler Brekzie (MEDWENITSCH, 1949, 1958) befindet sich im Kaiser-Franz-Josef-Erbstollen (umgangssprachlich „Lauffener Erbstollen“) des Salzbergbaues Bad Ischl. Detaillierte lithologische und biostratigraphische Untersuchungen über die klassischen Aufschlüsse der Ischler Brekzie sind bei LOBITZER et al. (2006) zu finden. Seltene Foraminiferen und sehr schlecht erhaltenes Nannoplankton verweisen hier auf ein spätes Hauterivium-Alter. Die hangenden etwa 20 Profilmeter der Ischler Brekzie entziehen sich allerdings wegen des Stollenausbaus der Beobachtung.

42 Gosauergel und –sandstein; Gosaukonglomerat (Coniacium bis ? Santonium)

Die Sedimentgesteine der Gosau-Gruppe repräsentieren einen eigenen Sedimentationszyklus. Dieser folgte auf die unterkretazische großtektonische Umgestaltung des gesamten ostalpinen Ablagerungsraumes und überdeckte nach einer längeren Erosionsphase transgressiv den zuvor entstandenen Deckenbau; für eine generelle Übersicht siehe WAGREICH & FAUPL (1994).

Auf dem Kartenblatt finden sich ausschließlich Gesteine der Unteren Gosau-Subgruppe, vgl. WAGREICH (1998). Großflächige, aber meist schlecht aufgeschlossene Vorkommen sind auf das Gebiet westlich und nordöstlich von Bad Ischl beschränkt.

Die überwiegend rotgefärbte, grob-konglomeratische **Kreuzgraben-Formation** („Gosaukonglomerat“ der Legende) ist vor allem westlich von Bad Ischl, etwa auf der Leschetitzkyhöhe, in Kaltenbach und in Ahorn gut aufgeschlossen. Sie dürfte eine Mächtigkeit von etlichen Zehnermetern erreichen. Charakteristisch sind das meist rote tonige Bindemittel und eine gute Rundung der Komponenten.

Bildungsmilieu:

Alluviale Schuttfächer, kein mariner Einfluß nachweisbar.

Alter:

Das Alter der Kreuzgraben-Schichten darf wohl trotz fehlender Fossilien entsprechend ihrer Überlagerung durch fossilführende oberturone feinklastische Sedimente heute, älter als bisher vermutet, als Turonium angenommen werden.

Die Konglomerate der Kreuzgraben-Formation werden von bis zu mehrere 100 m mächtigen **grauen Mergeln mit Sandstein-Zwischenlagen der Streiteck- und Grabenbach-Formation** überlagert. Größere Verbreitung besitzen diese im SW des Jainzenbergs sowie in den Gräben nördlich desselben und im Brennetgraben.

In der südwestlichen Umrahmung des Plassen greifen westlich der Durchgangalm kleinräumig Gosauergel und -sandsteine vom Kartenblatt 95 auf Kartenblatt 96 Bad Ischl über; bislang fehlen darüber genauere Daten.

HÄUSLER (1981: 180) erwähnt ein Vorkommen von rotem **Hippuritenkalk** am Möserberg westlich von Lauffen, das jedoch in der Karte nicht ausgeschieden ist. Das massenhafte Vorkommen von *Hippurites cf. colliciatatus* WOODWARD (det. ZAPFE) spricht wohl für ein Santonium-Alter.

Bildungsmilieu, Fossilinhalt und Alter verschiedener Vorkommen:

Am **Kohlbüchl** wurde beim Straßenbau von Ebensee nach Bad Ischl einer der schönsten Ammoniten der Gosau-Schichten gefunden und als *Eupachydiscus isculensis* (REDTENBACHER) nach Ischl benannt.

Beim Tunnelbau der **Nordumfahrungsstraße von Bad Ischl** wurde in den mehrere 100 m mächtigen grauen Mergeln der Grabenbach-Formation eine gut erhaltene Makrofauna mit Ammoniten und Inoceramen gefunden. Die Ammonitenfauna (coll. MAHERNDL, det. SUMMESBERGER) umfaßt Elemente des Coniacium bis Santonium, wird aber von *Forresteria (F.) alluaudi* (BOULE, LEMOINE & THÉVENIN) dominiert, die für ein mittleres Coniacium als Alter (*tridorsatum*-Zone) spricht. Weiters fanden sich *Nowakites savini* DE GROSSOUVRE, *Peroniceras* sp. und *Inoceramus (Volvicerasus) koeneni* MÜLLER.

Der **Brennetgraben** ist der am besten bearbeitete Aufschluss der Gosau-Gruppe auf dem Kartenblatt. Der Graben entspringt in der Mulde zwischen dem Graseck und dem Gstättenberg und mündet bei Kößlbach nordöstlich von Bad Ischl in die Traun, wobei der fossilführende Bereich in grauen Mergeln mit Sandstein-Zwischenlagen des unteren

Grabenabschnitts liegt. Von dieser altbekannten Fossilfundstelle haben SUMMESBERGER & KENNEDY (1996) die Ammoniten *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER) und *Didymotis* sp. bekannt gemacht, die ein jüngeres Turonium-Alter belegen.

Die weichen, schlämbbaren grauen Mergel enthalten Foraminiferen-Faunen mit den Gattungen *Ammobaculites*, *Trochammina* und *Haplophragmoides* und sporadischen Planktonformen, wie *Whiteinella* und *Hedbergella*. Bentonische Taxa, wie *Bolivinopsis praelonga* (REUSS) und *Tappannina eouvigeriniformis* (KELLER), sprechen für ein spätes Turonium- bis frühes Coniacium-Alter. Diese Foraminiferen-Assoziation spricht für seicht-marine Ablagerungsbedingungen - vgl. HRADECKÁ et al. (2006).

Die palynologische Analyse der grauen Mergel zeigt eine reiche Assoziation mariner Dinoflagellaten-Zysten bestehend aus *Oligosphaeridium complex* (WHITE) DAVEY, *Diconodinium* sp., *Dinogymnium* sp., *Spiniferites ramosus* (EHRENBERG) LOEBLICH & LOEBLICH, *Xenascus ceratioides* (DEFLANDRE) LENTIN & WILLIAMS, *Cleistosphaeridium* sp., *Circulodinium distinctum* (DEFLANDRE & COOKSON) JANSONIUS und *Subtilisphaera* sp. Selten sind auch Angiospermen-Pollen der Normapolles-Gruppe, wie *Complexiopollis* sp., *Oculopollis* sp. und *Interporopollenites* sp. Weiters finden sich Pteridophyten-Sporen, wie *Gleicheniidites*, *Cicatricosisporites*, *Echinatisporites*, *Corniculatisporites*, *Laevigatosporites*, *Plicatella*, *Bikolisporites*, *Klukisporites* sowie bisaccate und nicht-saccate Gymnospermen-Pollen (*Corollina*, *Taxodiaceaeapollenites*, *Eucommiidites*, *Vitreisporites*, *Pinuspollenites*, *Cycadopites* und *Ephedripites*). In den meisten Proben finden sich auch umgelagerte Sporen von Pteridophyten und bisaccate Koniferen-Sporen der Permotrias (Haselgebirge) - vgl. HRADECKÁ et al. (2006).

In einem **Graben nördlich des Jainzen**, südlich der Kote 549 erbrachten graue Mergel kleinstwüchsige Exemplare von *Tappannina eouvigeriniformis* (KELLER), was für ein Turonium- bis eventuell frühes Coniacium-Alter spricht - (HRADECKÁ et al., 2006).

Nordöstlich vom **Häuslkogel** (Hahnfeld auf heutiger topographischer Karte) am Fuße der Zinnitz stehen nördlich von Kreutern laminierte graue oder braune, mehrere cm dick gebankten Mergelschiefer an, die beim Anschlagen mit dem Hammer einen sich rasch verflüchtigen bituminösen Geruch aufweisen. Auf den Schichtflächen finden sich inkohlte schwarze Blattabdrücke, wovon LEISCHNER (1959b) eine schlecht erhaltene Blattflora bekannt machte. Neuerdings konnte KVAČEK (in: KVAČEK & LOBITZER, 2008) von dieser Lokalität (coll. MAHERNDL sowie eigene Aufsammlungen) folgende Taxa bestimmen: *Brachyphyllum* sp., *Dicotylophyllum* sp. 1, cf. *Myrtophyllum geinitzii* (HEER) HEER, *Dicotylophyllum* sp. 2, cf. *Myrtophyllum angustum* (VELENOVSKÝ) KNOBLOCH. Ob es sich bei diesen bituminösen Mergeln um Sedimente von brackischen Küstensäumpfen oder von moorigen Süßwasser-Seen handelt, bedarf noch der Klärung!

„Tertiär“

41 Bohnerz

40 Sande mit Augensteinen

39 Augensteine

Auf der verkarsteten Hochfläche des Dachsteinmassivs sind Relikte einer terrestrisch-fluviatilen Sedimenthülle zu finden, welche die mittleren und östlichen Kalkalpen während des Oligozäns überdeckte. Bei der überwiegenden Zahl der Vorkommen handelt es sich um einzelne Gerölle („Augensteine“), die lose oder eingebettet in rotbraune Böden dem Dachsteinkalk aufliegen oder mehrfach umgelagert in das Karstrelief bis in die Höhlen eingespült wurden.

In den Rotböden finden sich neben den Augensteinen gelegentlich auch **Bohnerze**, das sind wenige Millimeter bis selten Zentimeter große, (dunkel-)braune, glänzende Knollen. Sie dürften, so wie die umgebenden Rotböden, auf Verwitterungsprozesse auf der frühholozänen Landoberfläche zurückzuführen sein. Aus

eisenreichen Lösungen, die im Zuge der Gesteinsverwitterung entstehen können, bilden sich im Boden Konkretionen mit oft schalig-konzentrischem Internbau, die hauptsächlich aus Brauneisenstein (= Limonit) und beigemengten Tonmineralen bestehen.

Diese ziegelroten, rotbraunen oder ockerfarbigen **Böden**, sogenannte Kalksteinbraunlehme oder Terra fusca-Böden sind nur in geschützten Lagen anzutreffen, die von der Abtragung insbesondere durch die eiszeitlichen Gletscher verschont geblieben sind, wie z.B. in Dolinen oder in den Kluftgassen. Mineralogische Untersuchungen zeigen, dass diese Böden nur zum Teil Verwitterungsbildungen der unterlagernden Kalksteine sind, z.T. aber wie die Augensteine aus Kristallin-gebieten von Flüssen herantransportiert wurden, also teilweise Relikte der „alt-tertiären“ Augenstein-Formation sein dürften. Ein weiterer Teil dieser verschieden-ältrigen Bodenbildungen wurde zweifelsfrei äolisch transportiert, das heißt z.B. als Löß aus eiszeitlichen Ablagerungen mit dem Wind verblasen. Auch Ferntransport von Saharastaub dürfte bis zum heutigen Tage eine Rolle bei der Bildung dieser Böden spielen. Dem Schutz dieser Rot-/Braunlehm-Bodenbildungen kommt wegen ihrer Staunässe-Eigenschaften besondere Bedeutung zu, da sie eine lokale almwirtschaftliche Nutzung der kargen Karstplateaus ermöglichen.

Aus den **Rotböden** selbst wurden von BEZVODOVÁ & LOBITZER (1990) testweise zwei Proben untersucht, die etwa 700 m nördlich der Feisterscharte linksseitig des markierten Steiges zum „Wasserboden“ entnommen wurden. Dabei zeigte sich röntgendiffraktometrisch in der Kornfraktion $<0,01$ mm überraschenderweise in den beiden Proben ein unterschiedliches Mineralspektrum. In beiden Proben dominiert Quarz, gefolgt von Montmorillonit und Kaolinit. Während in der einen Probe zusätzlich noch Illit, Gibbsit und Hämatit sowie viel amorphe Eisenoxide nachweisbar sind, zeigt die andere Probe lediglich etwas Hämatit und nur geringe Mengen an Eisenoxiden sowie keinen Gibbsit. Es zeigt sich, dass der Aufschluß nicht homogen ist und, wie die Anwesenheit von Gibbsit in der einen Probe schließen lässt, eine intensive Verwitterung stattfand. Dieser Rotboden kann als *terra rossa* klassifiziert werden. In den Korngrößenspektren 0,01–1 mm ist das Mineralspektrum der beiden Proben identisch. In der Schwermineralfraktion dominieren limonitische Konkretionen und Fragmente von Eisen-Inkrustationen. An Akzessorien finden sich Rutil, Turmalin und Zirkon. In der Leichtmineral-Fraktion findet sich ausschließlich ein einziger Typ von Quarz-Körnern. Diese sind weiß oder rosarot, subtransparent, glanzlos und zeigen unebene Bruchflächen, also ein Aussehen wie Kristallzucker. Dieser Quarz-Korntyp ist als Folge intensiver Verwitterung sekundär entstanden.

Nur wenige **Augenstein-Vorkommen** zeigen das ursprüngliche Sedimentgestein im transgressiven Verband zum unterlagernden Kalkstein. Ein derartiges Vorkommen von **Konglomeraten und Sandsteinen** am Dachsteinmassiv („Aug'nstoandlgrueb“ auf der Alpenvereinskarte 1:25.000, Ausgabe 2000) wurde als Typlokalität der Augenstein-Formation beschrieben – siehe FRISCH et al. (2002).

An der Typlokalität liegen kleine Gerölle in stark verfestigten, schlecht sortierten Sandsteinen. Die Gerölle besitzen meist Durchmesser von wenigen Zentimetern und stammen fast ausschließlich aus schwach metamorphen Liefergebieten im Süden der Kalkalpen. Vergleichbare Lithologien finden sich heute noch in paläozoischen Schichtfolgen der Grauwackenzone oder der Gurktaler Decke sowie in der siliziklastischen (lokal auch vulkanitischen) Basis der permomesozoischen Schichtfolge der Kalkalpen und deren schwach metamorphen Äquivalenten in den

Zentralalpen. Vorherrschend sind polykristalline Quarzgerölle, die auf Mobilisate in phyllitischen Gesteinen zurückgehen. Weitere Geröll-Lithologien sind graue und bunte Quarzite, Lydite, dunkle Sandsteine und Konglomerate, Porphyroide, Grünschiefer und selten Karbonate – vgl. dazu auch SEEMANN & NIEDERMAYR (1982).

Apatit-Spaltspuren lassen aufgrund der zu ihrer Bildung nötigen Überdeckung eine überraschend hohe Mächtigkeit des ursprünglichen Gesamtsedimentstapels der Augenstein-Formation von deutlich über 1 km erwarten. Für Details und weitere Literatur siehe FRISCH et al. (2001, 2002).

Bildungsmilieu:

Die Zentralalpen ragten zu dieser Zeit bereits als Hügelland empor und waren der Erosion ausgesetzt. Ein erstes Flussnetz entstand und transportierte den Verwitterungsschutt auf das Tiefland der künftigen Kalkalpen und darüber hinweg nach Norden in das Molassemeer. An Sedimentstrukturen sind an der Typlokalität am Dachsteinplateau kleinräumige Rinnenfüllungen, Gradierung und Schrägschichtung erkennbar; Geröllimbrikationen und nordwärts einfallende Deltaschichtung belegen einen fluviatilen Transport von Süden nach Norden. Mit Einsetzen der großen, frühmiozänen Seitenverschiebungen kam es zu einer Umgestaltung dieses ersten alpinen Reliefs und der Ausbildung eines neuen Entwässerungsnetzes. Die Augenstein-Sedimente wurden weitgehend erodiert und in die marine Vorlandmolasse umgelagert.

Alter:

Die generelle geologische Entwicklungsgeschichte sowie Zirkon-Spaltspurendatierungen weisen auf ein unteroligozänes Alter der basalen Anteile der Augenstein-Formation hin.

6.2. Pleistozän bis Holozän

(D. VAN HUSEN)

Prä-Würm

38 Kristallinreiche Schotter im Trauntal (Prä-Riß)

In einem Seitengraben der Traun südlich Lerchenreith finden sich grobe Kiese, die sich deutlich von den sie umgebenden Vorstoßschottern der Würmeiszeit (vgl. Legendenummer 34) unterscheiden. Es sind gut gerundete Kiese, die neben den lokalen Karbonaten lagenweise einen hohen Anteil (bis 70 %) an kristallinen Geschieben (Gneise, Granatglimmerschiefer, Amphibolite, Grünschiefer, Phyllite, Quarzite) führen. Der Anteil an kristallinen Gesteinen stellt wohl umgelagertes Augensteinmaterial von den umliegenden Plateaus und möglicherweise auch aus Höhlen (z.B. Koppenbrüller Höhle) dar (FRISCH et al., 2001, 2002). Ein ähnliches Vorkommen war noch südlich des Siriuskogels bei Baumaßnahmen aufgeschlossen. Die Kiese sind teilweise verkittet und weisen eine fortgeschrittene Verwitterung auf, die zur Auflösung von Karbonaten (hohle Gerölle) und zur Kaolinisierung der Feldspäte (z.B. in Gneisen) führte. Absolut identische Sedimente wie im Graben bei Lerchenreith wurden 1998 durch eine Bohrung der Salinen Austria AG (Reitern 1) an der Abzweigung von der Bundesstraße zum Hotel Wasnerin (Kote 714 m) aufgeschlossen (siehe Kapitel 12.).

Ebenso führt auch das isolierte Konglomeratvorkommen im Koppental (vgl. Legendenummer 15) – wenn auch deutlich weniger – Augensteinmaterial. Das Vorkommen wurde wegen der fehlenden Verwitterung und seiner exponierten Lage gegenüber der Erosion der Traun als eine Ablagerung der ausgehenden Würmeiszeit eingestuft. Ein gleiches Alter wie die anderen beiden Vorkommen kann aber nicht ausgeschlossen werden.

37 Hangbrekzie (Mindel/Riß Interglazial)

Besonders zwischen Holzwerk- und Schneeegraben sowie weiter südlich sind an der SE Flanke des Sarsteins mächtige Hangbrekzien erhalten. Sie werden randlich von rezentem Schutt und am Fuß von der Grundmoräne der letzten Eiszeit bedeckt. Die durchwegs gut verkittete Brekzie wird von grobem Kalk- (Dachsteinkalk) und Dolomitschutt (Hauptdolomit, Wettersteindolomit) aufgebaut, der lagenweise einen geringen, dann wieder hohen Matrixanteil aufweist. Die Brekzie stellt den Rest einer ehemaligen mächtigen Schuttanhäufung dar, die älter als die Würmeiszeit ist. Position, Aussehen und durchgehende Verkittung entsprechen gänzlich den großen Brekzienvorkommen am Südrand des Dachstein (Ramsau) oder im Gesäuse und dürften gleiches Alter aufweisen (VAN HUSEN, 2000).

36 Grundmoräne

Im Bereich des Kartenblattes sind heute keine natürlichen Aufschlüsse erhalten. Auch die von GÖTZINGER (1936) beschriebenen Moränenablagerungen am Prallufer der Altausseer Traun im Ortsgebiet sind heute im Liegenden des „Ausseer Konglomerats“ nicht mehr aufgeschlossen.

Beim Bau der Krankenanstalt am Beginn der Altausseer Straße wurde in der Baugrube kurzfristig die Grundmoräne im Liegenden der würmzeitlichen



Abb. 5:
Baugrube Krankenanstalt Bad Aussee. 1=Vorstoßschotter Würm, 2=Verwitterungshorizont, 3=Grundmoräne Riß.

Vorstoßschotter („Ausseer Konglomerat“) erschlossen, von denen sie durch eine deutlich ausgeprägte mächtige Zone verwitterten Moränenmaterials getrennt war (siehe VAN HUSEN, 1977, und Abb. 5). Bei der Grundmoräne handelt es sich um einen hoch verdichteten, feinstoffreichen Diamiktit, der viele gekritzte und polierte Geschiebe führt und die identische Korngrößenzusammensetzung wie die würmzeitliche Grundmoräne im Ausseer Becken aufweist. Nur im Feinsand und Grobschluff finden sich 24–46 % nicht karbonatischer Gemengteile (Quarz, Granat, Amphibole, Glimmer), was einen 2–3 fachen Anteil dieser Gemengteile, verglichen mit dem in der Würm Grundmoräne, darstellt. Die Mineralbruchstücke sind völlig unverwittert und weisen auf deutlich unterschiedliche Erosionsverhältnisse an der Gletschersohle in den Eiszeiten hin. So kommen als Liefergebiet ausgedehnte Haselgebirgsareale oder Ferntransport aus dem Ennstal (VAN HUSEN, 1973, 1977) oder lokale Verfügbarkeit von Augensteinsedimenten (FRISCH et al., 2002) in Frage.

35 Terrassenschotter bei Bad Ischl

In Roith, nördlich Bad Ischl, ist am orographisch linken Traunufer ein Terrassenkörper erhalten. Er wird von groben, sandreichen, gut verfestigten Traunkiesen aufgebaut und ist im nördlichen Teil von würmzeitlicher Grundmoräne überlagert. Kleine ähnliche Vorkommen sind noch im Stadtgebiet NW des Bahnhofs und beim Kalvarienberg erhalten. Sie zeigen an, dass wahrscheinlich in der ausgehenden Rißeiszeit eine ausgedehnte Terrasse im Raum Bad Ischl bestanden hat. Für diese zeitliche Stellung spricht auch der Verwitterungsgrad, der sich in veraschten Dolomiten und manch hohlem Geröll manifestiert.

Würm

34 Vorstoßschotter

Im Becken von Bad Aussee sind entlang des Einschnittes der Traun und ihrer Quellflüsse (Altausseer, Grundlseer Traun) fast durchwegs Konglomerate („Ausseer Konglomerat“, GÖTZINGER, 1936) aufgeschlossen. Es sind dies grobe, sandreiche Kiese mit vielen Steinen, die bei Wald (Altausseer Traun) und bei Aschau (Grundlseer Traun) ansetzen und, rasch bis zu 20–25 m Mächtigkeit gewinnend, die Talflanken bis zum Holzwerkgraben am Beginn zur schluchtartigen Strecke des Koppentales begleiten. Sie werden nur aus kalkalpinen Geröllen aus dem Einzugsgebiet der jeweiligen Flüsse gebildet. Die groben und schlecht sortierten Kiese zeigen undeutliche Kreuzschichtung und im Bereich südlich Sarstein lagenweise steileres Einfallen (Deltaschüttung) nach W an, das auf kurzfristige Stausituationen durch eine Behinderung des Abflusses ins Koppental hinweist. Sie stellen durch Talrandvermittlung verfestigte Reste eines Schotterkörpers dar, der die ehemaligen Täler verfüllte, die mehr oder weniger dem heutigen Talverlauf entsprachen.

Die Kiese weisen an den Wurzeln der Schüttungen eher geringere Rundung auf, die aber talabwärts in den liegenden Anteilen zunimmt. Dem Hangenden zu ist aber generell wieder eine Vergrößerung und Abnahme der Rundung der Gerölle zu beobachten. An mehreren Stellen war ein sedimentärer Übergang der groben Kiese in die überlagernde Grundmoräne zu beobachten. Die Kiese sind somit nicht als Bildung des Reiß/Würm Interglazials (GÖTZINGER, 1936) sondern als Vorstoßschotter der Würmeiszeit anzusehen (VAN HUSEN, 1973, 1977). Sie wurden in Front der Gletscherzunge des Toten Gebirges (Altausseer See und Grundlsee) in den prae-würmzeitlichen Tälern sedimentiert und unmittelbar anschließend von den weiter anwachsenden Eisströmen überfahren. Die Stausituation am Eingang zum Koppental wurde wohl durch die ebenso anwachsende Gletscherzunge des

Dachstein im Becken des Hallstätter Sees verursacht, die auch ins Koppental ein-
drang. Ähnliche Stausituationen während der Aufbauphase des Traungletschers
finden sich in mehreren Nebentälern des Trauntales (VAN HUSEN, 1977).

33 Grundmoräne mit Wall

Mächtige Grundmoränenablagerungen der letzten Eiszeit sind in mehr oder
weniger zusammenhängenden Vorkommen in den Becken von Bad Aussee, Bad
Goisern und im hinteren Gimbach anzutreffen. Sonst beschränkt sich ihr Vorkom-
men auf größere Flecken, die als Reste einer ehemals viel weiter verbreiteten Be-
deckung anzusehen sind. Auf dem nördlichen Dachsteinplateau hingegen finden
sich Reste nur in großen Dolinen, die während der Vergletscherung mit Eis erfüllt
aber von diesem nicht durchflossen wurden.

In den Aufschlüssen hauptsächlich entlang der Traun, der kleineren Gerinne und
in kurzfristigen Bauaufschlüssen zeigt sich, dass die Grundmoräne ein feinstoff-
reiches, völlig unsortiertes Sediment (Diamiktit) ist, wobei die größeren Geschie-
be in der tonig-sandigen Matrix schwimmen. Durch die Ablagerung an der Basis
des Eisstromes weist die Grundmoräne eine hohe Verdichtung auf, wodurch ein
sehr kompaktes, homogenes Lockergestein vorliegt, sodass größere Komponen-
ten nur schwer aus dem Verband gelöst werden können. Die größeren Geschiebe
– hauptsächlich dichte Kalke – zeigen oft polierte und gekritzte Oberflächen und
facettenartigen Zuschliff. Die Dolomitgeschiebe weisen eine weit geringere Über-
formung auf, sind aber oft auch zum Teil poliert.

Die Grundmoräne zeigt besonders im Becken von Bad Aussee eine deutliche
wallartige Formung (Druumlins), die die Fließrichtung der Eisströme aus den ver-
schiedenen Einzugsgebieten (Mitterndorfer Becken, Grundlsee) und das Abfließen
über die Senke zwischen Sandling und Sarstein (Pötschenhöhe) nach NW anzeigt.
Hier sind auch die größten Mächtigkeiten in den Grundmoränenablagerungen von
bis zu ca. 20 m erhalten. Die in der Bohrung Reitern 1 der Salinen Austria AG auf-
geschlossenen 68 m Grundmoräne dürften aber aus mehreren Kaltzeiten stam-
men (VAN HUSEN & MAYR, 2007), ohne dass dies aber durch Verwitterungshorizonte
oder unterschiedlichen Sedimentaufbau erkennbar gewesen wäre.

Nur am Ausgang des Engtales der Kainisch-Traun bei Unterkainisch-Eselsbach
wurde primär keine Moräne abgelagert. Hier hat der Gletscherast aus dem Mit-
terndorfer Becken eine Wanne in den Vorstoßschottern ausgeformt und die steile
Böschung nach Lerchenreith geschaffen.

An den steilen Böschungen der nach dem Eisfreiwerden angelegten tiefen Ein-
schnitte sind in den Grundmoränen z.T. tief greifende Rutschungen entstanden,
die die Täler im ganzen Becken von Bad Aussee begleiten (vgl. Legendennum-
mern 11 und 12).

32 Seitenmoränen, Endmoränen

Die Endmoränen sind meist lang gezogene Wälle und Rücken, die immer wie-
der durch ein kleinkuppiges Relief gegliedert sind. Nur im Fall einer langen land-
wirtschaftlichen Nutzung (z.B. Reith, Ramsau) ist dieses Kleinrelief nicht mehr
erhalten. In diesen Bereichen fehlen auch die großen Blöcke, die sonst auf die-
sen Wällen häufig zu finden sind. Ein besonders grobblockiges Erscheinungs-
bild haben die Endmoränen am Fuß der Nordabfälle des Dachsteinplateaus (z.B.
Echerntal, Seilbahnstation Obertraun) oder des Toten Gebirges (Schwarzenbach).

In großen Dolinen am Nordrand des Dachsteinplateaus haben in Schattlage
länger erhaltene Firn- und Eisfelder am Ende des Spätglazials kleine Endmorä-
nenwälle geformt.

Die Endmoränen werden durchwegs von sandigen Kiesen mit Steinen und Blöcken aufgebaut, die einen stark unterschiedlichen Feinstoffgehalt aufweisen. So führen die Endmoränen in den Becken (Bad Goisern, Bad Aussee) mehr Feinstoff als die der kleineren Gletscherzungen. Hier sind auch kaum mehr gekritzte Gesteine zu finden, wie sie in denen der Becken häufiger auftreten.

Die eng gestaffelten Endmoränenzüge im Becken von Bad Goisern (PENCK & BRÜCKNER, 1909) und südlich davon markieren ebenso wie die des Ausseer Beckens spätglaziale Gletscherstände (vgl. Kap. 5.2. Landschaftsgestaltung durch die Eiszeiten).

31 Moränenstreu, verschwemmte Moräne

In manchen Bereichen (z.B. Blaa Alm) sind die Moränenmaterialien durch die lokalen Bäche umgelagert und überformt worden.

Ebenso ist die Grundmoränendecke immer wieder nur in mehr oder weniger ausgedehnten Resten erhalten (z.B. Ziegelbach E Bad Aussee), so dass das liegende Gestein nicht gänzlich verdeckt wird. Diese nicht in ihrer Lage und Ausdehnung in der Karte darstellbaren Vorkommen werden als Moränenstreu bezeichnet.

30 Hangbrekzie

Im Bereich der mächtigen, nacheiszeitlich gebildeten Schutthalden (N Zinkenkogel, Obertraun, NW Hohe Schrott) finden sich ausgedehnte unregelmäßig verkittete Schuttbrekzien. Sie sind offensichtlich nach Akkumulation und Zerschneidung der Schutthalden durch Talrandverkittung entstanden. An keiner Stelle konnte eine Moränenbedeckung gefunden werden, die auf ein Alter vor dem Würmhochglazial hinweisen würde. Die Brekzie ist deutlich geringer verkittet als die wesentlich älteren Brekzienvorkommen NE des Sarstein (vgl. Legendennummer 37).

29 Eisrandstaukörper mit Schluffeinlagerung

Hauptsächlich während des Abschmelzens der Eismassen des Hochglazials bildeten sich in eisfrei gewordenen Bereichen mehr oder weniger ausgedehnte Sedimentkörper, die im Staubereich inaktiver Eiskörper entstanden. Hier waren entweder die Abflussmöglichkeiten für die Schmelzwässer behindert oder es bildeten sich auch kurzfristig Seen, die jeweils in kurzer Zeit mit dem reichlich vorhandenen Schutt verfüllt wurden.

So wurden auch die ausgedehnten Terrassenreste von der Mündung des Rettenbaches südwärts bis Engleithen oder der ältere Körper bei Perneck sowie bei Mitterweißenbach an schwindenden Eiskörpern im Trauntal geschüttet. Sie werden von groben sandreichen Kiesen aufgebaut, die lagenweise gut ausgebildete Deltaschüttung zeigen, die wiederkehrende Stausituationen belegen (VAN HUSEN, 1977).

Ähnlich grobe Kiese sind offensichtlich auch innerhalb der abschmelzenden Eismassen zur Ablagerung (Kames und Osschotter) gekommen und liegen heute als isolierte Hügel, z.B. im Ischtal, vor.

Neben diesen groben Ablagerungen bildeten sich auch feinkörnige in größeren Seebecken, in denen unter ruhigeren Bedingungen feinkörnigere Sedimentabfolgen gebildet werden konnten. Hier entstanden mächtige Seetonablagerungen (bottom set), wie z.B. in der glazialen Wanne bei Unterkainisch, die randlich

noch von gering mächtigen, deltageschütteten Kiesen (fore set) der Kainisch Traun überdeckt werden.

Ein schönes Beispiel einer Verfüllung eines derartigen Stausees war in der ehemaligen Grube von St. Agatha aufgeschlossen (die Bändertone dienten neben ähnlichen Ablagerungen im Mitterweißenbach-Tal als Rohstoff für das Kreidewerk). Hier waren die Bändertone (bottom set) über mehrere Meter aufgeschlossen. Sie zeigten teils Feinlamellierung teils aber auch bis zu 5 cm mächtige massive Lagen, die auf kurzfristig sehr starken Feinstoffeintrag in den See zurück zu führen sind. Unterbrochen wurden diese von Lagen verfalteter oder verkneterter Bänderschluße, die offensichtlich auf Rutschungen und Gleitungen am Fuß der Deltaschüttung (distales fore set) zurückgehen. Ebenso fanden sich mächtige Lagen aus dem Schutt des Deltas (fore set), in denen verfaltete und zerrissene Bänderschluße eingeschlossen waren. Diese Lagen sind das Produkt stärkerer Gleitungen im Deltabereich, die bis weit in den See ausgriffen und die Bänderschluße erodierten und verfrachteten. Abgeschlossen wird die Schichtfolge durch die fore-set- und top-set-Ablagerungen aus wenig gerundetem Kalk- und Dolomitschutt aus der Nordflanke des Sarstein (VAN HUSEN, 1977).

28 Liegendschotter (Ischltal)

Orographisch rechts der Ischl erstreckt sich bis zum Kalvarienberg ein Kieskörper, der nach Osten zu zunehmende Mächtigkeit aufweist, wo er auch von Schluffen unterlagert wird, die auf eine Stausituation hindeuten. Die sandigen groben Kiese werden von Grundmoräne bedeckt. Die Kiese werden einer kurzen Oszillation der Zunge des Traungletschers zugeordnet, die im beginnenden Spätglazial nochmals kurz ins Ischltal vorstieß (VAN HUSEN, 1977).

27 Grundmoräne (Spätglazial)

Im Becken von Bad Goisern sind orographisch links der Traun innerhalb der spätglazialen Endmoräne große Areale mit Grundmoräne bedeckt. Sie ist ebenso wie die Grundmoräne des Hochglazials ein feinstoffreiches, völlig unsortiertes Sediment (Diamiktit), wo die größeren Geschiebe in einer feinkörnigen Matrix schwimmen. Im Gegensatz zu den Ablagerungen des Hochglazials weist die spätglaziale Grundmoräne oft eine etwas geringere Kompaktion auf, was möglicherweise auf die geringe Eismächtigkeit im Zungenbereich zurückgeführt werden kann. Sonst sind Erscheinungsbild (Drumlins) und die petrographische Zusammensetzung völlig identisch mit den hochglazialen Ablagerungen.

26 Kames und Osschotter

25 Stauseetone

Siehe Legendenummer „**29 Eisrandstaukörper mit Schluffeinlagerung**“

24 Terrasse des Goiserer Standes

Die Grundmoräne unterhalb des Endmoränenwalles beim Ort Ramsau wird von groben Kiesen der Traun unterlagert, die sich mit denen des Ramsaubaches von Westen verzahnen. Es sind grobe, sandreiche, schlecht sortierte und gerundete Kiese, die mit den Grund- und Endmoränenablagerungen durch Übergänge verbunden sind. Die Schüttung erfolgte offensichtlich im Vorfeld der vorrückenden Gletscherzunge, die den Terrassenkörper noch ca. 2 km überfuhr. Die

Endmoränen von Ramsau sowie die Grundmoräne bilden somit eine Decke über den Kiesen des Ramsaubaches sowie der Traun bei Gschwandt. Hier tritt auch das Grundwasser des ausgedehnten Schwemmkegels des Ramsaubaches in großen Quellen aus. Der Schwemmkegel staute sich an der Endmoräne so lange bis nach dem Eisrückzug der Ramsaubach wieder direkt in das Zungenbecken abfließen konnte. Der Terrassenkörper, der bis über Bad Ischl hinaus in Resten erhalten ist, stellt somit eine klimatisch bedingte, eigenständige Schüttung dar.

23 Jüngere Terrassen der Traun

Im Trauntal sind ab der Mündung des Weißenbaches immer wieder Terrassenkörper aus groben Kiesen der Traun erhalten, die mehrere Meter über das Niveau der Austufe aufragen. Ob es sich dabei um eine eigenständige Schüttung oder um eine Erosionsterrasse handelt, kann nicht gesagt werden.

22 Schuttstrom

Bei Primesberg und oberhalb Lasern am Ausgang des Stambaches (Kehren der Straße) finden sich mächtige Anhäufungen von Moränenmaterial und verwitterten Mergeln. Es sind dies Schuttströme, die sich aus dem während des Abschmelzens des Eises angehäuften feinkörnigen Schutt gebildet haben. Dieser floss nach Auflösung des Dauerfrostbodens noch so lange in den Tälern ab bis die Entwässerung zu einer Konsolidierung führte (VAN HUSEN, 1976). Die Blöcke im Bereich oberhalb Lasern dürften aus Schuttströmen stammen, wie sie sich offensichtlich schon damals unter der Zwerchwand nach Felsstürzen bildeten (vgl. Abschnitt „Massenbewegungen“).

21 Epigenetische Talstrecke

Im Straßental ist im Scheitelpunkt des Überganges von Kainisch zum Grundlsee eine auffällig scharf eingeschnittene Furche erhalten, die offensichtlich unter dem Eis und während des Eiszerfalls durch Schmelzwässer erodiert wurde.

20 Sanderkegel

Im Vorfeld aktiver Gletscherzungen schließt an die Endmoräne oft ein schwemmkegelförmiger Kieskörper an, der dann in die flachere Terrassenschüttung übergeht. Er wird durch den Gletscherabfluss gebildet und besteht aus groben schlecht sortierten Kiesen. Ein schönes Beispiel stellt der Kegel im Echerntal dar, der in das Becken des Hallstätter Sees vorgebaut wurde.

19 Erratischer Block

Große, auffallende Blöcke, die, vom Eis transportiert, auf fremdem Untergrund liegen, werden als erratische Blöcke bezeichnet. Sie markieren oft den ehemaligen Gletscherrand. Die auffälligsten Blöcke (in der Karte leider nicht eingetragen) sind der Einsiedlerstein am Ostrand des Siriuskogels und der Kreuzstein in der Traun knapp oberhalb der Mündung des Rettenbaches.

Der Einsiedlerstein, durch Frosteinwirkung in mehrere Stücke zerfallen, besteht aus brekziösen, kieselig-sandigen Kalken der Roßfeldschichten. Der Block wurde wohl gegen Ende des Hochglazials aus dem Raum Kolowratshöhe – Leckenmoos bis zum Siriuskogel transportiert.

Beim Kreuzstein, der nach einer Sage vom Teufel vom Jainzenberg geschleudert (LOBITZER, 2004) worden sein soll, handelt es sich nicht um einen Block aus Plassenkalk, sondern nach LOBITZER & SCHLAGINTWEIT (2008) um Dachstein

– Riffkalk, womit sein Liefergebiet doch eher im süd- bis südöstlichen Einzugsgebiet der Traun zu suchen sein wird.

18 Rundhöcker

Als Rundhöcker werden lang gezogene, abgerundete Felsrücken bezeichnet, die ihre Form der schleifenden Wirkung des Gletschereises verdanken. Sie zeigen ebenso wie die Grundmoränenwälle (Drumlins) die Eisflussrichtung an. Im Bereich des Kartenblattes sind schöne Rundhöcker westlich von Bad Ischl, im Becken von Bad Goisern bei Ramsau und Herndl (vgl. Legendennummer 11) und um die Pötschenhöhe zu finden.

17 Toteisloch, Toteiskante

Wenn im Zuge des Abschmelzens des Gletschereises größere isolierte Eiskörper von Sediment überschüttet werden und erst abschmelzen, wenn der Sedimentationsprozess abgeschlossen ist, entstehen durch das Nachsacken der Sedimentdecke sogenannte Toteislöcher, die nicht mehr verfüllt wurden und daher erhalten geblieben sind (z.B. Kößlbach, Ödensee).

16 Ehemaliger Abfluss, Trockental

Entlang der spätglazialen Gletscherzunge im Becken von Bad Goisern wurden durch den Ramsaubach periphere Täler angelegt. Sie liegen heute als völlig wasserlose Täler vor, die teilweise eine recht breite Talsohle aufweisen. Das ältere der Täler wird vom Bach bei Unterjoch durchschnitten.

15 Augenstein führendes Konglomerat

Im Koppental ist im Niveau der ersten tiefer liegenden Bahntrasse ein kurzer Tunnel ausgebrochen, der einen Konglomeratpfeiler durchörtert. Gebildet wird das Konglomerat von mehr oder weniger gut verkitteten, gut gerundeten sandigen Traunkiesen, die mit Geröllen des Augensteinmaterials vermengt sind (Mühlwerkstein, SIMONY, 1869). Dabei kann es sich am ehesten um eine isolierte Ablagerung zwischen schwindenden Eismassen handeln, wo nennenswerte Sedimentmengen wie beispielsweise aus der Koppenbrüller Höhle (Augenstein-sedimente) beteiligt waren.

14 Deltasedimente

Parallel zum Eisfreiwerden der übertieften Becken des Hallstätter, Altausseer und Grundl sees bildeten sich randlich der Eiskörper erste Seen aus. Auf diese Phase mit Eiskörpern im Seebecken deuten die hohen Kanten der Schuttbildung um die Becken von Altausseer und Grundlsee hin. Nach dem endgültigen Verschwinden des Eises stellten sich die Schwemmkegel auf das heutige Seenniveau ein.

Im Hallstätter See hingegen bildeten sich gleich im heutigen Niveau an den großen Zuflüssen (Traun, Wald-, Gosau- und Leislingbach) große Deltas aus. An der Wurzel des Deltas von Obertraun war zu Beginn der Schüttung noch ein Eisrest im Bereich der Koppenwinkelalm erhalten, der anzeigt, dass die Schüttung auch hier offensichtlich parallel zum Abschmelzen der Eismassen nach dem Gschnitz, knapp nach 16.000 BP einsetzte. Seither entwickelte sich das Delta bei Obertraun wahrscheinlich zeitlich ähnlich wie das bei Ebensee am Traunsee (EGGER, 2007). Die Wasserbohrung Koppenwinkel 1 in der Talmitte ca. 400 m südlich des Ausgangs des Koppentals (GADERMAYR, 2007) schloss rund 130 m sandige Schotter

über einer ca. 25 m mächtigen Grundmoräne auf, die wohl während der Eisbedeckung der letzten Eiszeit bis zum Gschnitz gebildet wurde. Die darüber folgenden, zuerst schluffigen, dann gröber werdenden sandigen Kiese stellen offensichtlich das fore set und bottom set des aktuellen Deltas dar. Welcher älteren Eiszeit die unter der Grundmoräne erschlossenen ca. 50 m hochverdichteten Kiese entstammen, kann hingegen nicht gesagt werden.

Massenbewegungen (bis Holozän)

Im Bereich des Kartenblattes treten weit verbreitete und auch großflächige Massenbewegungen auf, die einerseits auf die Auswirkungen der Eisströme, andererseits auf die Mobilität und Löslichkeit der großen Evaporit-Vorkommen zurückzuführen sind.

Nach dem raschen Abschmelzen der hochglazialen Eismassen (Taf. 3), die das Trauntal und die Nebentäler bis in 1.400 und über 1.700 m Höhe völlig erfüllten, sowie später der spätglazialen Gletscherzungen, entstanden neue morphologische Verhältnisse. Diese, gepaart mit dem Einsetzen der raschen Erosion der Flüsse, führten zu mehr oder weniger ausgedehnten Zonen von Instabilität, die Massenbewegungen nach sich zogen. Diese Ausgleichsbewegungen setzten wohl bald nach dem Verlust der stützenden Wirkung des Eises ein und sind teilweise bis heute aktiv. Zu dieser Gruppe sind die Felsgleitung im Wettersteindolomit bei Herndl und die großflächigen Rutschungen in den Zlambachschiechten und ihrer Moränenaufgabe südlich und westlich des Raschbergs sowie die zahlreichen Rutschungen in der Grundmoräne des Beckens von Bad Aussee zu zählen.

Der Grund für die großflächigen und verschiedenartigen Massenbewegungen an der Ostflanke des Plassen, am Sandling, Predigtstuhl-Zwerchwand und an der Westflanke des Rötelstein südlich des Grundl sees liegt wiederum in den großen Haselgebirgsvorkommen und den eingelagerten Salzstöcken. Die hier einerseits durch die großen Unterschiede im mechanischen Verhalten (weiches, plastisches Haselgebirge zu hartem, spröden Kalk), andererseits durch die Beweglichkeit der Salzstöcke bedingten Massenbewegungen sind bis heute deutlich aktiv. Inwieweit die Mobilität der Salzstöcke durch die Be- und Entlastung beim raschen Auf- und Abbau der Eisströme angeregt wurde, kann nicht abgeschätzt werden. Die Änderungen der Spannungen in den Talflanken im Zusammenwirken mit den geänderten Bergwasserverhältnissen während der Eisbedeckung in allen Eiszeiten haben aber sicher zur Aktivierung beigetragen.

13 Bergsturzmasse, Felssturz, vereinzelt Blöcke

Im Hang oberhalb Gschlößl sind drei Zungen groben Kalkblockwerks entwickelt, die mit steiler Stirn bis knapp oberhalb der Straße Kainisch – Grundsee reichen. Es sind dies Ablagerungen kleinerer Bergstürze, die sich aus der Westflanke des Rötelstein gelöst haben. Hier ist eine starke Auflösung des Gebirgsverbandes zu beobachten, die zu einzelnen großen, abgesessenen Felsschollen und Felsstürmen sowie zu einer anhaltend großen Schuttproduktion führt. Offensichtlich kam es knapp nach dem Abschmelzen der ersten spätglazialen Gletscherstände (VAN HUSEN, 1977) zum Absturz derartiger Felspartien und zur Ausbildung der Sturzströme, die fast den Talboden erreichten. Es ist anzunehmen, dass es danach noch zu einem Kriechen der Felsmassen auf dem weichen Untergrund (Werfener Schichten) aufgrund der noch anhaltenden Dauerfrostbodenverhältnisse kam.

Im Bereich von Zwerchwand und Predigtstuhl–Ewige Wand finden sich ausgedehnte Felssturzblokkmassen, die offenbar von immer wiederkehrenden Felsstürzen stammen.

So fanden an der Zwerchwand in den Jahren zwischen 1974 und 1983 sechs Felsstürze an verschiedenen Stellen und in sehr unterschiedlichem Ausmaß statt (SCHÄFFER, 1983a) – siehe Tafel 4. Sie sind hauptsächlich durch die Unterlagerung der massigen starren Tressensteinkalkplatte der Zwerchwand durch die weichen duktilen Materialien der Zlambachschichten und des Haselgebirges begründet (POISEL & EPPENSTEINER, 1988, 1989). Das führt auf allen Seiten der Platte zu Instabilitäten, die wahrscheinlich auch noch durch die Mobilität des Salzstockes im Liegenden verstärkt wird. So sind weiterhin starke Bewegungen im Felsbereich der Zwerchwand mit weiterem Lösen großer Felsstürme zu beobachten, die zu weiteren Felsstürzen führen werden (ROHN, 1991). Diese Mobilität ist wohl auch für die Zerlegung (vgl. 9 Aktive Zerrspalte) der Kalkplatte des Predigtstuhl verantwortlich, wogegen der randliche Abtrag durch Felsstürze hauptsächlich auf die Unterlagerung durch die Mergel der Zlambach- und Allgäuschichten zurückgeht.

Die gleichen Lagerungsverhältnisse sind auch der Grund für die Felsstürze am orographisch linken Ufer des Zlambachs aus der Nordflanke des Hornkogels. Unmittelbar mit dem Abschmelzen der Gletscherzungen sind die Bergstürze vom Hochkogel am Nordrand des Toten Gebirges (Teufelskirche) und von der Trisselwand (Ostersee und Steinfeld) in Verbindung zu bringen. Die beiden Toteislöcher im Steinfeld belegen, dass der Bergsturz auf die Reste der Gletscherzunge vom Plateau des Toten Gebirges aus dem Bereich Augtwiesen vor knapp 16.000 Jahren niedergegangen sein muss.

12 Mure

Kleine Bergstürze und große Felsstürze haben immer wieder mehr oder weniger weit reichende Murenströme ausgelöst. Durch die schlagartige Auflagerung der Massen des Bergsturzes wird in den Wasser gesättigten Verwitterungsprodukten (ausgelaugtes Haselgebirge, toniger Mergelschutt) der Porenwasserdruck erhöht und eine Bewegung ausgelöst, die in Muren (Erd- und Schuttströme) übergeht.

So hat der Bergsturz vom Sandling von 1920 einen starken Erd- und Schuttstrom im Michlhallbach ausgelöst, der gut 2,5 km bis zum Leislingbach vordrang (LEHMANN, 1920, 1926). Dass das Ereignis an der Südseite des Sandling kein singuläres war, geht aus den Archiven des Museums von Bad Aussee (1546 Bergsturz Michlhallbach) und aktuellen Beobachtungen kleinerer Erdströme (KOHL, 2000) hervor.

Die Felsstürze aus der Zwerchwand haben durch den dabei entstehenden Porenwasserüberdruck im Stambach ebenso Murenschübe ausgelöst. So entstand unmittelbar nach dem Felssturz 1980 ein Erd- und Schuttstrom, der offensichtlich durch das Ereignis 1981 wieder belebt wurde und sich als dünnflüssiger Schlammstrom im Stambach rasch bis knapp oberhalb Riedln ausbreitete. Weitere Untersuchungen ergaben, dass sich der im Mittel ca. 25 m mächtige Erd- und Schuttstrom noch langsam kriechend bewegt. Dass das nicht die ersten (SCHÄFFER, 1983a; ROHN, 1991) derartigen Ereignisse im Stambach waren, belegen Ablagerungen von Erd- und Schuttströmen mit großen Blöcken (vgl. Legendenummer 22 Schuttstrom) oberhalb von Lasern. Drei ¹⁴C Datierungen an Holzresten aus den Erd- und Schuttströmen belegen ebenso eine wiederholte Aktivität – siehe Kapitel 11.1. bei der Stambach-Mure.

Auch im Bereich des Hallstätter Salzbergs im Einzugsgebiet des Mühlbachs sind Erd- und Schuttströme und Muren häufige Erscheinungen. Sie entwickelten sich hauptsächlich im ausgelaugten Haselgebirge und der hier verbreitet auftretenden Moränen (EHRET, 2002).

In der nördlichen Umrahmung unterhalb des Hühnerkogels sowie des Kessels südlich des Sattels bis zu den Roten Kögeln entwickeln sich aus Rotationsrutschungen und als Folge von Felsstürzen Erd- und Schuttströme, die sich vereinigend im Talboden bis gegen den Dachsteinkalk-Riegel beim Rudolfsturm vordrängen. Die mächtigen Sedimentmassen dieser Schuttströme sind auch der Grund dafür, dass der Bach aus dem Bereich der Roten Kögeln lange parallel zum Mühlbach abfließt, bevor er in diesen münden kann. Er bildete sich wahrscheinlich seit dem Eisfreiwerden des Salzberg-Hochtales durch viele Ereignisse aus.

So wurde in der Mitte des 4. vorchristlichen Jahrhunderts der Hallstätter Salzberg offensichtlich durch einen großen Murenstrom verschüttet, der dünnflüssig genug war, auch in das damalige Grubengebäude einzudringen (BARTH UND LOBISSER, 2002; KERN et al., 2008).

11 Abrissnische und Rutschmasse

10 Zerglittene Masse

9 Aktive Zerrspalte

Die mit diesen Ausscheidungen erfassten Erscheinungen sind hauptsächlich im Bereich Predigstuhl – Raschberg – Sandling und um den Plassen zu finden. Sie sind Ausdruck lang anhaltender und teilweise aktiver Felsbewegungen in den starren Karbonaten im Zusammenhang mit dem mobilen Haselgebirge und den darin enthaltenen Salzstöcken und deren Mobilität.

Zu den durch diese geologische Situation bedingten Instabilitäten und deren heutigen Aktivität hat sicher auch die Dynamik der letzten Eiszeit beigetragen. Sie sind aber sicher in ihrer Anlage wesentlich älter und auch durch die älteren Eiszeiten und die dazwischen liegenden Erosionsperioden stark geprägt.

Plassen

Am Plassen ist die Beeinflussung durch Massenbewegungen am augenscheinlichsten an den ausgedehnten frischen Schutthalden und weithin erkennbaren Felsverstellungen zu sehen. Der Gebirgsstock wird im östlichen Teil von einem mächtigen Haselgebirgsvorkommen unterlagert, in dem auch der Salzbergbau von Hallstatt liegt. Im westlichen Teil liegen die Plassenkalke dann offensichtlich auch auf Zlambach- und Allgäuschichten. Während der letzten Eiszeit war der Gebirgsstock vom Eis umflossen, wobei seine östliche und südliche Flanke am meisten der Erosion ausgesetzt waren, da hier der Eisstrom vom Dachsteinplateau geteilt wurde und einerseits nach NW andererseits nach N ins Trauntal abfloss. Die nordwestlichen und nördlichen Abfälle lagen eher im Lee dieser Eisbewegung, da das W-E verlaufende Tal des Gosaubaches eher mit Eis erfüllt als von diesem durchströmt wurde (Taf. 3). Der über das Eisstromnetz als Nunataker aufragende Plassen selbst trug in den Karen Gletscher. Hier wurde die durch die Massenbewegungen hervorgerufene Auflockerung verstärkt, wogegen in den tieferen Bereichen die aufgelockerten Felsanteile erodiert wurden.

Infolge dieser beiden Umstände (Erosion, Haselgebirge + Salz) entwickelten sich im Ostteil des Plassen die stärksten Bewegungen. Die in der geologischen Karte eingetragenen N-S verlaufenden Störungen werden heute als Bewegungsflächen eines Einsinkens und Auseinandergleitens der Plassenkalkmasse angesehen (EHRET, 2002).

Der Rücken vom Plassengipfel über den Lahngangkogel zeigt eine immer stärkere Auflösung. Sind es anfänglich noch riesige geschlossene Schollen, so zeigt z.B. der Lahngangkogel schon intensive Bewegungen durch Kippen des dickbankigen Kalks nach E (toppling), wobei die Bewegung an den SS-Flächen

stattfindet. Weiter talwärts nimmt die Gefügeauflösung in der Plassenkalkplatte bis zum Höhenfeldkogel rapide zu. Daran anschließend ist aber auch die Hallstätter Kalk Scholle des Bereichs Steinbergkogel – Rote Kögeln von diesen Auflockerungserscheinungen stark betroffen. Aus dem groben Kalkschutt entwickelt sich, vermengt mit dem verwitterten Haselgebirge, ein Schuttstrom (vgl. EHRET, 2002; ROHN et al., 2005). Dabei kam es in der Vergangenheit wohl durch Felsstürze (z.B. 1985 Einsturz eines der Roten Kögeln) zu beschleunigten Bewegungen des Schuttstromes.

Auf der Südseite des Lahngangkogels bei der Dammwiese führen W-E streichende Klüfte in Verbindung mit den N-S streichenden Bewegungsflächen und der Bankung zu einer spektakulären turmartigen Auflösung der Felsmassen (EHRET, 2002).

Die wesentlich geringeren Bewegungsbeiträge an der Nordseite werden von EHRET (2002) auf die geringe Distanz zur stabilen Umrahmung (Steinalmkalk, Schreieralmkalke) zurückgeführt, die auch als das Produkt der geringeren Eiserosion angesehen werden können. Starke Auflockerung zeigt auch der Kamm des Vd. Plassen, die zu riesigen Schutthalden in den Karräumen führte nachdem die Gletscher im Spätglazial verschwunden waren.

Sandling – Raschberg

Bei beiden Bergen liegen, ebenso wie auf dem Plassen, mächtige Karbonatgesteinsplatten über Haselgebirge (mit dem Salzbergbau Altaussee), das im Bereich des Sandling den Kern einer steilen Antiklinale bildet – siehe Tafel 2/Schnitte C–E. War die Hallstätter Kalk-Platte des Raschbergs von 200–300 m mächtigem Eis bedeckt, so hat der Gipfel des Sandling noch etwas als Nunataker aus dem Eisstrom der letzten Eiszeit aufgeragt. Der isoliert aufragende Gipfelaufbau aus Jurakalken wurde von den Eisströmen vom Toten Gebirge umströmt, für das er ein deutliches Hindernis darstellte (Taf. 4). Dadurch dürfte auch die Kalkplatte in allen Eiszeiten in ihrem östlichen Teil stark erodiert und das Haselgebirge frei gelegt worden sein.

Nach dem Abschmelzen der Gletscherströme setzte dann auf dem mobilen Untergrund ein Auseinandergleiten der Kalke ein, wobei die Platte in große Einzelschollen zerlegt wurde, die sich hauptsächlich nach SE bewegten (SCHNEIDER, 1998; ROHN et al., 2004). Die anhaltenden Bewegungen führten zu tiefen Zerrgräben, die das Plateau durchziehen. Auch hier werden die auf der Karte neben den Zerrgräben als Störungen eingetragenen Strukturen heute dem Formenkreis der Massenbewegung zugezählt. Am SW-Abfall ereignete sich der Bergsturz, der den Erd-/Schuttstrom im Michlhallbach initiierte (LEHMANN, 1926).

An der Südseite manifestierten sich die anhaltenden Bewegungen auch in einem Absacken Anfang der 1970er Jahre im Schaffleck, das bis heute als hellerer Streifen in der Schutthalde zu erkennen ist. Diese Bewegungen, auch durch die Salzgewinnung (Sinkwerk Lobkovicz) begünstigt, führte zur Ausbildung eines Schlotaufbruchs, der eine aufwändige Sanierung erforderlich machte (DONEL & FEDER, 1981; WIMMER, 1982).

Eine der auffälligsten und spektakulärsten Erscheinungen des Auseinanderdriftens der starren Kalkplatten über plastischen, weichen Gesteinen stellt der „Usinini Kira“ an der Südseite des Sandling in unmittelbarer Nachbarschaft zum Michlhallbach dar – siehe Abb. 23. Der ca. 60 m hohe Felsturm mit einer annähernd quadratischen Grundfläche mit ca. 20/25 m Kantenlänge, hat sich als Monolit an orthogonal zueinander stehenden Klüften aus der Felswand gelöst und wandert in einer langsam kippenden Bewegung nach Süden.

Auch die Hallstätter Kalk-Platte des Raschbergs zergleitet, wobei sich hier offensichtlich im Scheitel der Antiklinale die E-W streichenden Zerrgräben (in der Karte ebenso als Störung eingetragen) ausbildeten. Auffällig ist hier auch das gehäufte Auftreten großer Dolinen südlich des Sonntagkogels, deren Bildungen durch diese Bewegungen begünstigt werden.

Predigtstuhl

Deutliche Bewegungen und Gebirgszerlegung sind um den Predigtstuhl – Mittelberg über dem ehemaligen Ischler Salzbergwerk zu beobachten. Die Tressensteinkalk Platte des Anzenbergs liegt über mächtigem Haselgebirge.

Das Gebiet wurde während des Hochglazials von mindestens 500 m Eis überlagert, das am Ende der Eiszeit wieder sehr rasch abschmolz. Die durch diese rasche Spannungsänderung ausgelösten Bewegungen führten zu einem Zerbrechen der vom Predigtstuhl steil zum Trauntal hin abfallenden, tortenstückartigen Platte aus Tressensteinkalk. Die zu beobachtenden Zerrspalten und Abrissnischen zeugen von differenziellen Hebungen und Senkungen. Sie können nur durch Veränderungen im liegenden Haselgebirge und nicht durch gravitative Bewegungen in den Karbonaten zum Tal hin verursacht werden, da diese hier die Felssohle des Trauntales bilden und keine interne Deformation der Gesteine zu erkennen ist. Das wird auch durch den ca. 20 m hohen Kolk an der Bundesstraße oberhalb Lauffen belegt, der keine Deformation zeigt.

Herndl

Nördlich St. Agatha ist der Hang unterhalb Herndl durch eine Massenbewegung betroffen, die nach dem Abschmelzen der gschnitzzeitlichen Gletscherzunge (siehe Taf. 3) im Becken von Bad Goisern eintrat. Der hier über Haselgebirge liegende Ramsaudolomit ist in zwei große Schollen zerlegt, wobei in der Äußeren bei der Bewegung eine derartig starke Gefügauflockerung des Dolomits eintrat, dass dieser früher händisch abgebaut werden konnte. Die schön glazial überprägte Kuppe bei Herndl ist durch die Bewegung mit einer scharfen ca. 10–20 m hohen Abrissnische zerteilt, so dass die durchschnittenen Rundhöcker auf der abgeglittenen Scholle weiter verfolgt werden können. Weiter nördlich setzt sich die Abrissnische oberhalb der Straße bis Solbach fort.

An der **West- und Südflanke des Raschbergs** sind im Bereich der Zlambach- sowie Allgäuschichten großflächige Massenbewegungen weit verbreitet. Sie betreffen hauptsächlich die ausgesprochen veränderlich festen, verwitterten Mergel und ihre Moränenauflage. Diese seichten Massenbewegungen sind darauf zurückzuführen, dass die veränderlich festen Gesteine bei Wasseraufnahme starken Konsistenzänderungen unterliegen. Es sind dies nur einige 10er Meter tief eingreifende Bewegungen, die nicht zuletzt auch eine Folge der nacheiszeitlichen Erosion der Gerinne sind und deren Einschnitten folgen (z.B. Kleiner Zlambach).

Auch im **Becken von Bad Aussee**, entlang der Traun und ihrer beiden Quellflüsse (Altaussee, Grundlseer Traun), sind derartige Massenbewegungen in der Grundmoräne sehr häufig.

Holozän

8 Erosionskante

Erosionskanten entstehen durch die Zerschneidung von Terrassenkörpern durch Tiefen- und Seitenerosion der Gerinne. Sie markieren als auffällige morphologische Form den Rand der Terrassenfläche.

7 Hangschutt

Besonders in den kalkalpinen Bereichen sind an manchen Hängen mächtige Schuttdecken entwickelt. Am stärksten ist die Schuttbedeckung unter Wandstufen, wo vornehmlich durch die Frostverwitterung auch mächtige Schutthalden entstehen. Hier sind oft unter Rinnen in der Wand auch steile Schuttkegeln entwickelt.

6 Doline, Erdfall, Schwinde

Die auf den Kalkplateaus allgegenwärtigen Dolinen sind auf der Karte aus Gründen der Lesbarkeit nicht eingetragen.

Das Nachsacken von Lockergesteinen in Hohlräume, die durch die Lösung meist von Gips (Haselgebirge) entstanden sind, führt zu Erdfällen. Sie entwickeln sich, solange Gips und frisches Grundwasser vorhanden sind. Schöne Beispiele solcher Hohlformen finden sich südlich des Siriuskogels bei Bad Ischl (verlandende Wasserfläche) in denen das Haselgebirge zu Tage tritt. Ausgedehnte Dolinenformen sind am Raschberg südlich des Sonnkogels entwickelt, die durch das Auseinandergleiten der Kalkplatte bedingt sind. Ob dabei auch Lösungsvorgänge im liegenden Haselgebirge eine Rolle spielen, kann nicht gesagt werden.

Ein schönes Beispiel einer Schwinde stellt der Abfluss des Augtsees am Loser dar.

5 Quelltuff

Beim Austritt karbonatgesättigter Grundwässer wird das Karbonat hauptsächlich durch die Assimilation der überströmten Pflanzen gefällt, wodurch diese mit Kalk überzogen werden und absterben. Dadurch entstehen die hohlraumreichen Quelltuffe, die früher als gut gewinnbarer Leichtbaustein verwendet wurden. Ein ausgedehntes Kalktuffvorkommen findet sich SE des Tressenstein in einem Nebenbach der Grundlseer Traun. Die hier austretenden Wässer sind durch den hohen Feinstoffgehalt der Moräne sehr stark karbonatisiert.

4 Hochmoor, alter Torfstich, palynologisches Profil

In abflusslosen Wannern (z.B. Bad Aussee) bildeten sich meist über Grundmoränen nach dem Abschmelzen der Gletscher Wasserflächen. Nach deren Verlandung entstanden dann im Spätglazial und Holozän mächtige Hochmoorkörper, die teilweise in früheren Zeiten zur Torfgewinnung abgebaut wurden (Ramsau, Ödensee). Diese mächtigen Torfkörper stellen wichtige Archive zur Klimageschichte der letzten ca. 15.000 Jahre dar (DRAXLER, 1977) – siehe auch Kapitel 13.2. Moore.

3 Sumpf, feuchte Wiese, anmooriger Boden

In Bereichen mit stauender Nässe, auf sumpfigen Wiesen, die oft durch Schilfbestände charakterisiert werden, entwickeln sich anmoorige Böden und teilweise auch Braunmoostorf.

2 Schwemmkegel, Schuttkegel

Am Ausgang vieler Gräben zu den größeren Gerinnen sind durch die Bäche oder perennierende Gerinne kegelförmige Ablagerungen des bei Hochwässern mitgeführten Schuttes entstanden. Die Neigung der Kegel hängt hauptsächlich vom Gefälle des Gerinnes und der Korngrößenzusammensetzung des Schuttes ab.

1 Jüngste Flussablagerung und Wildbachschutt

Dabei handelt es sich um die jüngsten Ablagerungen kleinerer 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.

7. Seismotektonik

(W.A. LENHARDT)

Erdbeben in Oberösterreich sind vergleichsweise selten (DRIMMEL, 1980). Das stärkste bekannte Erdbeben ereignete sich in Oberösterreich in der Breitenau bei Molln am 29. Jänner 1967. Das Beben wurde bis nach Wien verspürt und im Epizentrum traten sogar Gebäudeschäden auf (HAMMERL & LENHARDT, 1997).

Der Raum Bad Ischl ist hingegen nur für Erschütterungen geringeren Ausmaßes bekannt. Schadensbeben – als solche werden Beben bezeichnet, die wenigstens zu leichten Gebäudeschäden entsprechend der Europäischen Makroseismischen Skala (GRÜNTAL, 1998) führen – gab es hier bislang keine. Dennoch scheint das Gebiet nicht ganz stabil zu sein – insbesondere wenn man an Bergzerreibungen denkt.

Erdbeben im Raum Bad Ischl

Die Gegend um Bad Ischl wird im Durchschnitt alle zwei Jahre von einem kleinen Erdbeben erschüttert, das eine Intensität vom Grad 3 aufweist. Das bedeutet, dass das Beben von vielen Leuten wahrgenommen wird. Deutlicher wahrgenommen – d.h. Intensitätsgrad 4 – werden Erdbeben alle 12 Jahre. Stark – aber immer noch ohne Gebäudeschäden – werden Erdbeben jedoch nur alle 50 Jahre verspürt. Ursache der intensiveren Erschütterungen sind stärkere Erdbeben, deren Epizentren sich außerhalb des Kartenblattes befinden, wie z.B. 1976 im Friaul. Die Ursache der meisten dieser Ereignisse liegt einerseits in der fortschreitenden Nord-Süd-Kompression der Alpen (REINECKER & LENHARDT, 1999), die zu Erdbeben in ca. 7 ± 3 km Tiefe führt (LENHARDT et al., 2007), und andererseits in oberflächennahen Ereignissen, die auf Bergzerreibungen zurückzuführen sein könnten. Solche Bewegungen sind denkbar, wenn die spröde-karbonatische Deckplatte auf dem duktil-feinklastischen Auslaugungsdach eines Salzstocks abgleitet (siehe LOTTER et al., 2001). Jedenfalls deuten die Seismogramme einiger der Beben auf oberflächennahe Massenbewegungen hin. Das Ereignis am 15. Dezember 2006 ist bislang das am Besten untersuchte, das zu dieser Kategorie zählt, da eine Vielzahl an Aufzeichnungen zur Verfügung standen. Immerhin konnten die Erschütterungen bis 200 km weit von Messgeräten aufgezeichnet werden. Verspürt wurde das Beben hingegen nur im unmittelbaren Umkreis von Bad Ischl.

Messtechnische Erfassung der Bodenerschütterungen

Der Österreichische Erdbebendienst verfügt über eine größere Anzahl von Erdbebenstationen in Österreich, die der Bestimmung des Epizentrums, der Magnitude und der Abschätzung der möglichen Auswirkungen an der Erdoberfläche dienen. Hinzu kommen Erdbebenstationen der Nachbarländer, die heute gemeinsam mit den eigenen Stationen zur Auswertung genutzt werden. Dazu zählen in diesem Fall Erdbebenstationen in Tschechien und Stationen in Deutschland. Diese Stationen sind besonders für die Eingrenzung des Hypozentrums und die Bestimmung von Herdmechanismen äußerst 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 Bad Ischl nächstgelegene Erdbebenmessstation befindet sich 50 km entfernt bei Molln in Oberösterreich, gefolgt von der Station in der Kölnbreinsperre in Kärnten, die bereits 75 km entfernt liegt.

Deren Messwerte können mit der gültigen Baunorm (ÖNORM, 2006), der Bodenbeschaffenheit und mit den Fühlbarkeits- und Schadensmeldungen korreliert

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 voran zu bringen, 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 in Zukunft des Erdmagnetfeldes mit noch nie zuvor erreichter Genauigkeit durchzuführen erlaubt. Registrierungen der momentanen Bodenbewegungen, wie sie gerade am Conrad Observatorium aufgezeichnet werden, sind im Internet unter „geoweb.zamg.ac.at“ jederzeit verfolgbar. Berichte über beobachtete Erdbeben sind erwünscht und können über das Internetformular unter „www.zamg.ac.at/bebenmeldung“ an den Erdbeben dienst gesendet werden.

Eine aktuelle seismotektonische Studie für den Raum Bad Ischl gibt MAYRHOFFER (2012).

Datum	Zeit (UTC)	Mag	lo	Epizentrum
19.10.1909	19.30	2,8*	4	Bad Ischl
02.02.1928	02.15	3,1*	4–5	Hallstatt
28.11.1934	22.45	2,1*	3	Hallstatt
08.04.1952	23.46	2,8*	4	Bad Ischl
24.08.1975	12.23	2,1	4	Bad Ischl
27.11.1989	21.22	2,6	3–4	Altaussee
27.06.1994	14.32	3,3	3	Hallstatt
22.10.1994	08.38	2,9	4–5	Hallstatt
22.11.1994	03.20	2,6	3–4	Bad Aussee
14.07.2003	03.24	2,9	4	Bad Goisern
12.04.2004	12.55	0,7	4	Hallstatt
08.05.2004	10.23	1,5	3–4	Bad Aussee
22.02.2006	03.38	3,0	4	Altaussee
22.08.2006	00.44	2,3	3	Hallstatt
15.12.2006	13.44	2,9	3–4	Bad Ischl

Tab. 2.

Verspürte Erdbeben und erdbebenähnliche Erschütterungen auf dem Kartenblattbereich ÖK 96.

Legende: Zeit (HH = Stunde, MM = Minute) in Universal Time Co-ordinated (UTC) = Sommerzeit-2 Stunden oder während der Normalzeit-1 Stunde, Mag = Magnitude, lo = Epizentralintensität, „*“ = geschätzt.

Kleines Glossar

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

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

Herdtiefe: *Tiefe des Hypozentrums*

Magnitude: *Die von möglichst vielen Erdbebenstationen registrierten Bodenbewegungen ermöglichen u.a. nicht nur eine genaue Ortung des Erdbebenherdes, sondern auch die Bestimmung der Lage und Ausdehnung der aktiven Bruchfläche sowie der Größe und Richtung der an ihr erfolgten Verschiebung. Die instrumentellen Erdbebenaufzeichnungen sind auch die Grundlage für die Bestimmung der Magnitude, die in den 1930er Jahren von Charles Richter 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 gleich aus den Aufzeichnungen eines Erdbebens ermittelt werden kann.*

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“) bezeichnet wird. Die Sammlung der Information 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 Internet – geht dies schneller.*

8. Geophysikalische Untersuchungen

(P. SLAPANSKY & A. AHL)

Geophysikalische Untersuchungen am Kartenblatt 96 Bad Ischl liegen flächendeckend einerseits in Form der Aeromagnetischen Vermessung Österreichs (AMVÖ) (HEINZ et al., 1987a; SEIBERL, 1991) vor, andererseits in Form gravimetrischer Untersuchungen, die hauptsächlich im Zuge der Kohlenwasserstoffexploration der OMV (ZYCH, 1988) und der gravimetrischen Landesaufnahme, wie auch anderer Detailuntersuchungen durchgeführt wurden (ZYCH & MEURERS, 2006a, b).

Diese Daten wurden im Rahmen der von der GBA herausgegebenen Themenkarten „Molassezone Salzburg – Oberösterreich“ überarbeitet, z.T. neu berechnet und in Karten 1:200.000 dargestellt (MOTSCHKA et al., 2006; ZYCH & MEURERS, 2006a). Die Abschnitte über regionale Magnetik und regionale Gravimetrie stützen sich vor allem auf diese Karten sowie auf die zugehörigen Erläuterungen (KRÖLL et al., 2006a, b; MOTSCHKA & SLAPANSKY, 2006; ZYCH & MEURERS, 2006b).

Ein dritter Abschnitt widmet sich kurz Aspekten der angewandten Geophysik, bzw. der Montangeophysik.

8.1. Aeromagnetik

Die Aufnahmen zur Aeromagnetik (AMVÖ) wurden in den Jahren 1978 bis 1982 mittels eines Kernpräzessionsmagnetometers, das in einer Sonde unter einem Tragflächenflugzeug mitgeführt wurde, durchgeführt. Die Befliegung erfolgte im Gebiet von ÖK 96 Bad Ischl in konstanter Höhe von 3.000 m über Adria Null mit Messprofilabständen von etwa 2 km. Angaben zur Mess- und Auswertemethodik finden sich bei HEINZ et al. (1987a) sowie GUTDEUTSCH & SEIBERL (1987).

Die Ergebnisse wurden in Form von Isanomalienkarten der magnetischen Totalintensität in den Maßstäben 1:200.000, 1:500.000 und 1:1.000.000 dargestellt (HEINZ et al., 1987a, b; GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987; SEIBERL, 1991; MOTSCHKA et al., 2006).

Abbildung 6 zeigt die Anomalien der magnetischen Totalintensität, das heißt, die Feldabweichungen des gemessenen Magnetfeldes vom globalen Erdmagnetfeld, welches durch das „International Geomagnetic Reference Field“ (IGRF) definiert wird. Die Anomalien sind meist durch die magnetischen Eigenschaften der oberen Erdkruste bedingt. 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 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 k (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 k 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.

Mittelwerte der magnetischen Suszeptibilitäten für geologische Großeinheiten des Nordteils des vorliegenden Untersuchungsgebiets wurden von ZYCH (1985) ermittelt (Tab. 3).

Geologische Einheit	Magnetische Suszeptibilität
Kristallin (Molasseuntergrund)	50×10^{-5} (SI)
Molassezone	6×10^{-5} (SI)
Flyschzone	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.

Das Muster der magnetischen Anomalien ist im betrachteten Bereich äußerst monoton. Das Blatt 96 Bad Ischl liegt an der Ost- bis Südost-Flanke des Maximums der regional wirksamen Berchtesgadener 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 von Anfang an im kristallinen Untergrund unter den alpinen Deckenkörpern und der subalpinen „tertiären“ Molasse vermutet wurde. Weitere Bearbeitungen sahen entweder basische bis ultrabasische Gesteine der Böhmisches Masse, die sich bis weit unter den Alpenkörper erstrecken, oder aber ophiolitische Gesteine einer Suturzone, eventuell Reste eines alten Ozeanbodens der Tethys am Südrand der Europäischen Platte, als mögliche Störkörper (BLEIL & POHL, 1976). PUCHER & HAHN (1979) zogen ultrabasisches bis basisches ophiolitisches Material oder eventuell auch den Einfluss eines jungen (triassischen) plutonischen Körpers als Ursache der magnetischen Anomalie in Betracht.

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 Ophiolitserien gedeutet, die Resten einer nordpenninischen 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).

Generelle Charakteristika dieser magnetischen Struktur sind ein relativ flacher Feldgradient und eine hohe Störamplitude (SEIBERL et al., 1993). Der Feldverlauf

ist im kleineren Maßstab wesentlich unruhiger, was möglicherweise auf überlagerte kleine Anomalien durch lokale Störkörper zurückgeführt werden kann. So werden hochgeschürfte und obduzierte Anteile von serpentiniertem Ophiolithmaterial als Ursache für lokal erhöhte Magnetisierungen betrachtet (HEINZ et al., 1987a). Aus der Bohrung Grünau 1 sind Serpentinite der Klippenzone (Ultrahelvetikum) an der tektonischen Basis der Nördlichen Kalkalpen mit über 500 m Mächtigkeit bekannt (HAMILTON, 1989; WESSELY & ZIMMER, 1993; WAGNER, 1996). Diese verursachen wahrscheinlich das lokale Maximum bei Grünau im Almtal (NE Ecke der Abb. 6).

2D Modellberechnungen des magnetischen Störkörpers durch REISNER (1988) und HÜBL (1991) wurden 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 S einfällt. Die magnetischen Suszeptibilitätswerte für die Modellierungen wurden für vermutetes serpentiniertes ultrabasisches Material angenommen (REISNER, 1988; HÜBL, 1991).

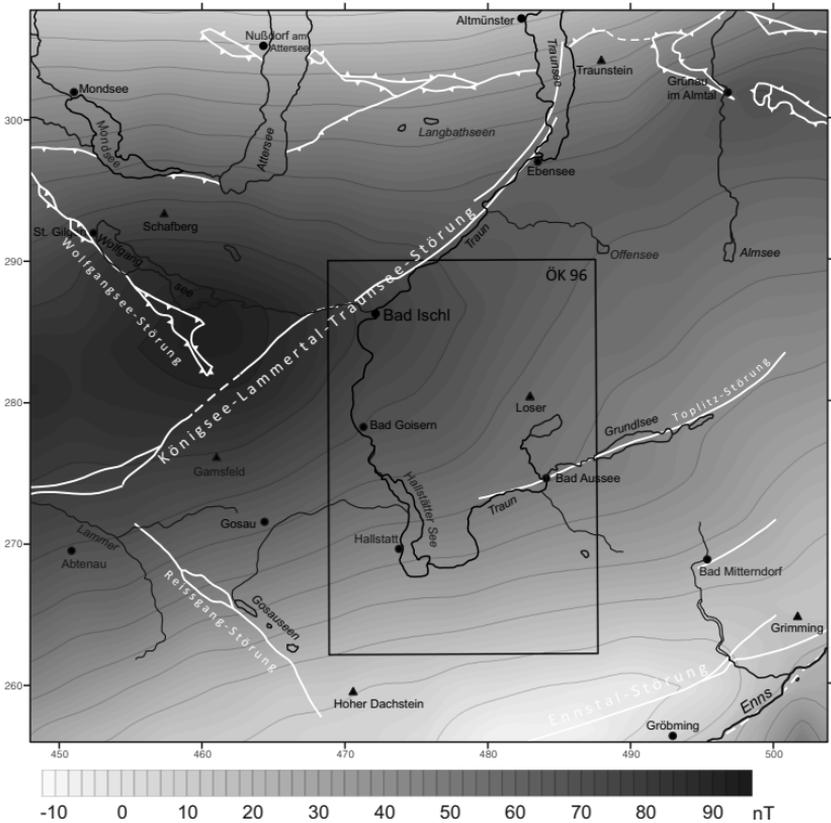


Abb. 6.

Anomalien der magnetischen Totalintensität ΔT im Bereich von Blatt ÖK 96 Bad Ischl und seiner Umgebung, anhand der Daten der AMVÖ, polreduziert neu berechnet von ANDREAS AHL. Es sind die Überschiebungsgrenze der Nördlichen Kalkalpen über die Flysch-Hauptdecke, die Fenster von Ultrahelvetikum und Klippenzone, sowie die wichtigsten tektonischen Lineamente eingetragen. Zu Details der Tektonik siehe auch Abbildung 7. Das Koordinatensystem ist österreichisches BMN M31.

Die nördliche Begrenzung des Modellkörpers nach REISNER (1988), die schräg zu den Isolinien des Abtauchens des Molasseuntergrundes streicht, liegt nördlich von Blatt Bad Ischl in 12 bis 13 km unter Adria Null, während die Oberkante des Molasseuntergrundes hier zwischen etwa 4 und 5 km unter Adria Null liegt. Der Nordrand des Störkörpers liegt somit 7 bis 9 km unter der Molassebasis, bei einer wahrscheinlichen Mächtigkeit des autochthonen Mesozoikums von < 200 m (KRÖLL et al., 2006b, Profil) somit innerhalb des Kristallins der gegen Süden unter den Alpenkörper abtauchenden Böhmisches Masse. Der Modellkörper selbst taucht mit 5 bis 20° gegen Süden ab, seine südliche Begrenzung wird hier 10 bis 15 km südlich des Ennstales in etwa 15 bis 20 km Tiefe unter Adria Null erwartet (REISNER, 1988).

Aufgrund der tiefen Lage des magnetischen Störkörpers entzieht sich die magnetische Anomalie einer direkten Interpretation anhand von bekannten, kartierten oder eventuell durch Bohrungen erfassten geologischen Strukturen.

Das im Bereich des Ennstales in der SE Ecke der Abbildung 6 auftretende lokale Maximum und lokale Minimum gehören zu einer langgestreckten Zone zumeist positiver magnetischer Anomalien mit hohen Störamplituden, die sich entlang der Grauwackenzone, des Ennstaler Phyllitkomplexes und des Nordrandes des Ostalpinen Kristallins von Zell am See bis Leoben erstreckt (SEIBERL, 1991). Die Störkörper sind unterschiedlichen Gesteinstypen in verschiedenen geologischen Einheiten zuzuordnen (MOTSCHKA & SLAPANSKY, 2006) und können, wie 2D-Modellrechnungen zeigen (HEINZ et al., 1987b), z.T. bis in mehrere km Tiefe reichen. HEINZ & HÜBL (1988) und HEINZ (1989) vermuten hier einen magnetischen Einfluss penninischer Ophiolithe in größerer Tiefe.

8.2. Gravimetrie

Die in Abbildung 7 dargestellte Schwerekarte (Isanomalien der Bouguerschwere) von Blatt 96 Bad Ischl und Umgebung ist ein Ausschnitt aus der Schwerekarte von ZYCH & MEURERS (2006a) in leicht modifizierter Darstellung.

Gravimetrische Daten aus verschiedenen Datensätzen, überwiegend aus der Kohlenwasserstoffexploration der OMV (ZYCH, 1988), ergänzt durch Messungen der gravimetrischen Landesaufnahme und verschiedener Detailuntersuchungen wurden von ZYCH & MEURERS (2006a) in Form einer Übersichtskarte („Schwerekarte 1:200.000 der Molassezone Salzburg–Oberösterreich und angrenzender Gebiete“) zusammengeführt dargestellt. Teilaspekte der Daten werden in den Karten der „Bougueranomalie nach Subtraktion des Schwereeffekts der Krusten-Mantelgrenze (Moho)“ und „Horizontalgradient der Bougueranomalie des Molasseraumes (Ö) und angrenzender Gebiete“ (ZYCH & MEURERS, 2006b, Taf. 2, 3) hervorgehoben.

Die Auswertemethodik ist bei ZYCH & MEURERS (2006b) beschrieben.

Eine Übersicht über Durchschnittswerte der Gesteinsdichten für die wichtigsten Gesteinstypen im Bereich des Kartenblatts 96 Bad Ischl sowie auch dessen tieferen Untergrund ist in Tabelle 4 angegeben. Diese Tabelle ist inhaltlich recht

Tab. 4.

Schwerewerte für die wichtigsten das Blatt 96 Bad Ischl betreffenden Lithologien, die zumeist anhand von Handstücken bestimmt wurden, nach ansteigender Dichte (g cm^{-3}) geordnet. Da die Häufigkeitsverteilung oft stark von einer Normalverteilung abweicht, ist vielfach nicht der Mittelwert sondern der Median angegeben. (nach STEINHAUSER et al., 1982 (1); STEINHAUSER et al., 1985b (2); RADINGER, 1996 (3); ARNDT et al., 1996 (4); ARNDT & MAYR, 2003a (5) und 2003b (6); ZYCH & MEURERS, 2006b (7)).

Gesteinstyp, bzw. geologische Einheit	Dichte [g cm ⁻³]	Streubereich [g cm ⁻³]	Standardabweichung	Anzahl der Proben	Autoren
Kalialz		1,6–1,99			(1)
Salz	2,15	2,12–2,26	0,042	10	(2)
Salz		2,14–2,24			(1, 4)
Steinsalz	2,16				(5, 6)
Haselgebirge		2,20–2,40			(5, 6)
Gips		2,20–2,40			(1, 4)
Gips		2,31–2,33			(3)
Haselgebirge	2,24	2,09–2,47	0,098	16	(2)
Geschiebemergel/-lehm	2,40				(4)
Mergel	2,54	2,53–2,55	0,01	2	(1)
Sandstein	2,56				(5, 6)
Haselgebirge	2,60				(7)
Roßfeldschichten	2,60	2,49–2,82	0,08	28	(1)
Schiefer-ton	2,63	2,46–2,73	0,07	33	(1)
Werfener Schichten	2,64	2,46–2,78	0,09	32	(1)
Mergelkalk		2,65–2,73			(3)
Gaultflysch	2,66				(5, 6)
Schrambachschichten	2,66	2,62–2,69	0,02	6	(1)
Kalkgesteine *	2,67				(2)
Kalk	2,68	2,65–2,84	0,06	47	(1, 4)
Hallstätter Kalk	2,68	2,66–2,72	0,02	17	(1)
Oberalmer Schichten	2,69	2,68–2,69	0,01	2	(1)
Gosaukonglomerat	2,69				(5, 6)
Plassenkalk	2,69				(5, 6)
Dachsteinkalk	2,69				(5, 6)
Kalk	2,70				(7)
Plattenkalk	2,70				(5, 6)
Sandstein	2,73	2,49–2,80	0,08	22	(1)
autochthones Mesozoikum	2,75				(7)
Hauptdolomit	2,75				(7)
Hauptdolomit	2,76				(5, 6)
Anhydrit	2,78	2,72–2,93	0,09	4	(2)
Anhydrit		2,96–3,0			(1)
Dolomit	2,80	2,68–2,85	0,06	21	(1)
Dolomit		2,80–2,90			(3)
Wettersteindolomit	2,88	2,85–2,95	0,07	2	(1)
Kristallin des Molasseuntergrundes	2,80	2,60–2,90			(7)

*Durchschnittswert für Kalkgesteine Salzburgs und der Steiermark (2)

inhomogen, da z.T. ganz allgemeine Gesteinsarten, z.T. aber auch ganz spezifische Schichtglieder angeführt sind, je nach den unterschiedlichen Zielsetzungen der Originalarbeiten. Es wurden auch, so vorhanden, statistische Daten wie Probenzahl, Streubereich, Standardabweichung, etc. in die Tabelle aufgenommen.

Gravimetrische Anomalien können theoretisch auf rein strukturelle Ursachen, wie auch auf lithologisch bedingte Dichteinhomogenitäten zurückzuführen sein. Anomalienscharungen werden oft mit tektonischen Störungen in Zusammenhang gebracht (ZYCH, 1988).

Abbildung 7 zeigt das Blatt 96 Bad Ischl als Ausschnitt aus der Karte von ZYCH & MEURERS, 2006a. Ein Verständnis der geophysikalischen und geologischen Zusammenhänge ist aber nur im größeren Überblick möglich. Deshalb ist hier ein Bereich, der deutlich über das Blatt Bad Ischl hinausgeht, betrachtet.

Die Isanomalien der Bouguerschwere zeigen auf Abbildung 7 einen generellen Trend der Abnahme der Werte zwischen -76 mGal im NE und -124 mGal im SW, wobei dieser Trend lokal durch markante positive und negative Anomalien überlagert wird. Der in der Karte erkennbare regionale Trend spiegelt die Abnahme der Bouguerschwere zum Minimum des Tauernfensters hin wider, somit den Einfluss der Moho. Dies ist anhand der Schwerekarte Österreichs (BEV & IMG, 2006; MEURERS & RUESS, 2007) gut nachvollziehbar.

Die gesamtösterreichische Dichteverteilung der Oberflächengesteine (ZYCH, 1988) weist für den betrachteten Bereich einen Dichtesprung von 2,50 g/cm³ in der Flyschzone zu einem Durchschnittswert von 2,70 g/cm³ in den Nördlichen Kalkalpen aus. Diese Grenze ist in der Schwerekarte auch in Form von Isolinienscharungen gut erkennbar. Sie wird insbesondere auch im Horizontalgradientenverlauf und in der bezüglich der Moho-Wirkung korrigierten Schwere (ZYCH & MEURERS, 2006b: Taf. 2, 3) deutlich.

Unmittelbar südlich der Kalkalpenstirn treten markante Schweremaxima auf. Diese gehören einer Gruppe von WNW-ESE streichenden positiven Schwereanomalien am Nordrand der Kalkalpen (SE Kufstein, SE Salzburg, S Gmunden, S Steyr) an, die von ZYCH (1988) auf Grundgebirgsstrukturen zurückgeführt werden. Modellierungen ergaben Tiefenbereiche von 5.000 bis 7.000 m, die z.T. durch Bohrungen verifiziert werden konnten (ZYCH, 1988). Von ZYCH & MEURERS (2006b) wird allerdings auch der Zusammenhang mit dem Dichtekontrast zwischen Flysch und Kalkgesteinen betont, wobei die engen Isolinienscharungen Bruchtektonik als Ursache nicht ausschließen lassen. Bereichsweise ist die Begrenzung durch Störungssysteme (Wolfgangsee-Störung, Königssee-Lammertal-Traunsee-Störung) evident. Auffällig ist allerdings, dass auch die Grenzen zwischen tirolischen und juvavischen Einheiten durch Dichteunterschiede und bereichsweise durch Isolinienscharungen gekennzeichnet sind.

Die lithologisch recht einheitlichen großen Dachsteinkalkplateaus der Gamsfeldmasse, des Dachstein und des Toten Gebirges zeigen entsprechend ruhigen Isolinienvorlauf, allerdings tritt am Südrand der Totes-Gebirge-Decke ein deutlicher Schweregradient zur Hallstätter Decke auf. Einzelne Bergstöcke, wie z.B. der Sarstein, der Zinken SE Bad Aussee, der Grimming und der Gosaukamm sind als lokale Maxima erkennbar.

Die Gosausedimente von St. Wolfgang-Strobl und von Gosau bewirken zusammen mit quartären Tafüllungen deutliche Schwereminima. Das markante Minimum zwischen Abtenau und Gosau liegt allerdings in der Lammermasse in einem quartär überformten Bereich, wo vor allem Haselgebirge und Werfener Schichten anstehen.

Weitere lokale negative Schwereanomalien treten in quartär übertieften Talbecken auf, im Trauntal zwischen Bad Goisern und dem Hallstätter See sowie im Bereich des Ausseer Beckens. Die in mehreren Arbeiten (u.a. STEINHAUSER et al., 1982, 1985a, b) geäußerte Vermutung, dass das markante Schwereminimum bei Bad Aussee durch steinsalzreiches Haselgebirge im Untergrund verursacht wäre, hat sich nicht bestätigt (VAN HUSEN & MAYR, 2007) – vgl. Kapitel 12 „Bohrung Reitern 1“.

Für das Minimum im Bereich der Gosauseen könnten eventuell Auflockerungen des Untergrundes in Störungszonen verantwortlich sein, da hier keine wesentliche Sedimentbedeckung des Talbodens vorliegt.

Die beiden Minima am SW Rand der Abbildung 7 entsprechen dem Tal des St. Martinsbaches und des Fritzbaches, das kleine Maximum dazwischen deckt sich mit dem Gipfel des Gerzkopfes.

Die Bedeutung des Minimums S Bad Mitterndorf erscheint derzeit unklar, da nur sein Nordabschnitt junge Sedimente des Mitterndorfer Beckens umfasst, der Großteil hingegen liegt im Bereich von Dachsteinkalk.

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

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

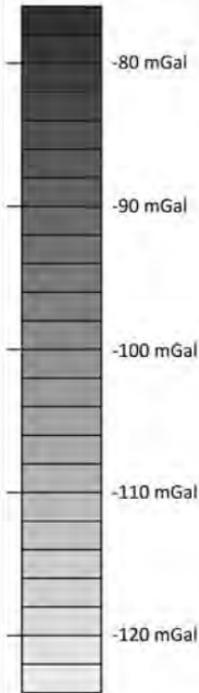
Das direkt vor der Kalkalpenstirn im Flysch N des Mondsee und Attersee gelegene Schwereminimum könnte auf Massenbewegungen zurückzuführen sein, die in der geologischen Karte ÖK 65 Mondsee (VAN HUSEN, 1989) als tiefgreifend aufgelockerter, stark bewegter Felsbereich eingetragen sind. Ebenso sind mit großer Wahrscheinlichkeit die lokalen Minima beim Offensee und um den Almsee durch aufgelockertes Gestein und Anhäufungen von Schutt bedingt.

Eine Deutung fehlt derzeit noch für zwei lokale Schweremaxima direkt im Trauntal, 3 km bzw. 6,5 km NE von Bad Ischl.

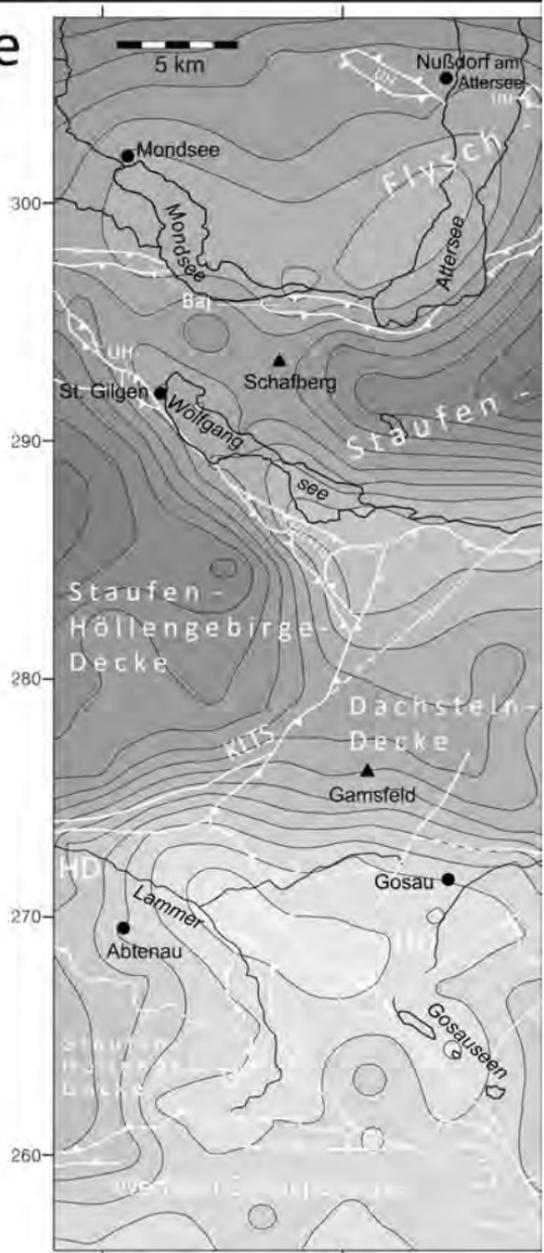
Die Salzlagerstätten von Hallstatt, Bad Ischl und Bad Aussee sind in der Schwerekarte nur als lokale Minima in Form von Einbuchtungen der Isolinien erkennbar.

In dem hier relevanten Kartenmaßstab können die wesentlichen gravimetrischen Strukturen des Kartenblatts sehr gut mit an der Oberfläche kartierten geologischen und morphologischen Strukturen korreliert werden, im Gegensatz zu den magnetischen Strukturen, welche hier überwiegend auf den tieferen Untergrund zu beziehen, und somit auch nicht anhand direkter Beobachtungen interpretierbar sind.

Schwerekarte (Isanomalien der Bougierschwere)



- UH Ultrahelvetikum
- Fiv Flyschzone
- YKZ Ybbsitzer Klippenzone
- CRS Cenoman-Randschuppe
- Baj Bajuvarikum
- S-HD Staufen-Höllengebirge-Decke
- HD Hallstätter-Decke
- KLTS Königsee-Lammertal-Traunsee-Störung



- Decken- und Schuppengrenze
- Decken- und Schuppengrenze vermutet
- Störung
- Störung vermutet

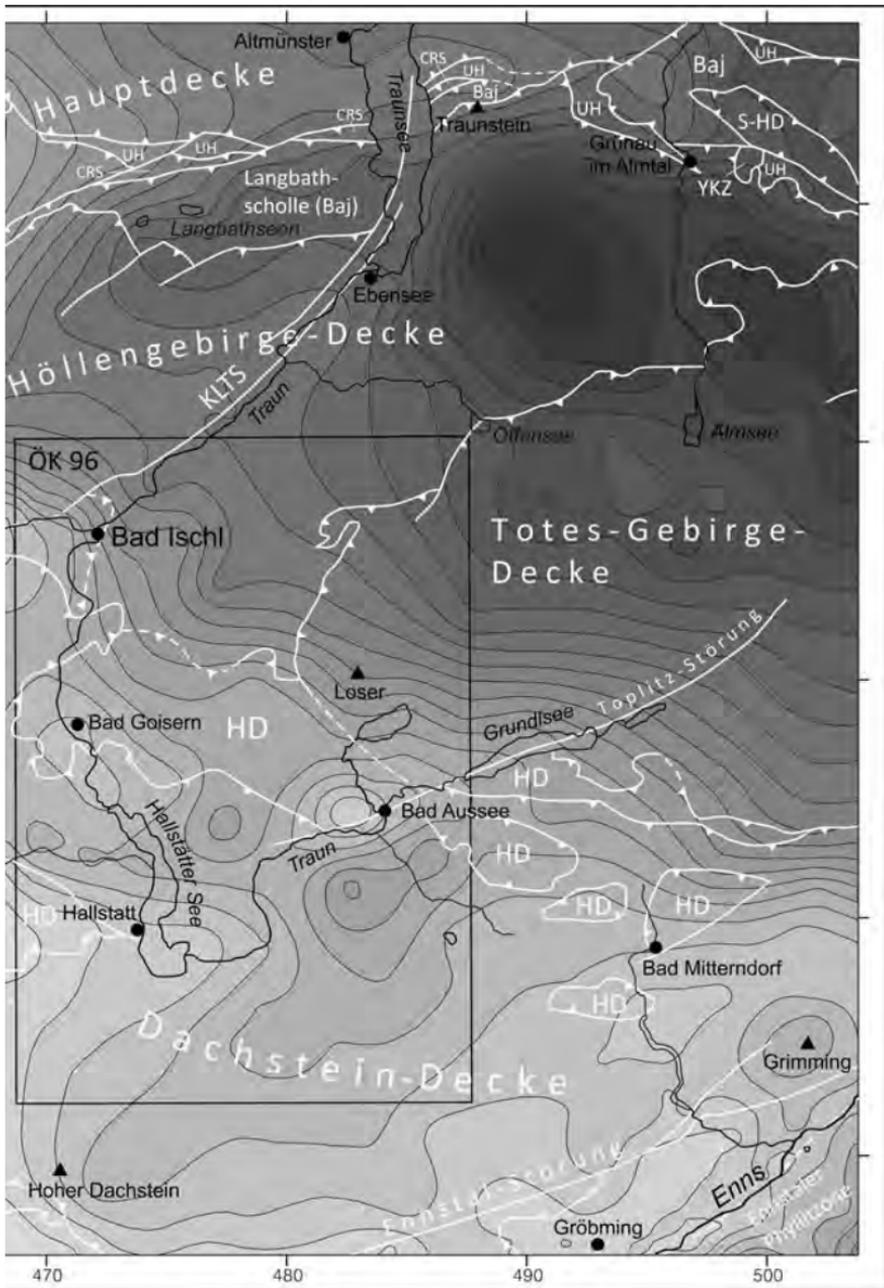


Abb. 7.

Schwerekarte: Isanomalen der Bouguerschwere Blatt 96 Bad Ischl und Umgebung. Die Karte ist ein Ausschnitt aus der Schwerekarte von ZYCH & MEURERS, 2006a, umgezeichnet und durch topographische Anhaltspunkte ergänzt. Das Koordinatengitter ist BMN M31. Die geologischen Grenzen sind weitgehend von der tektonischen Übersichtskarte von Oberösterreich 1:1.000.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) übernommen, z.T. leicht verändert.

8.3. Angewandte Geophysik, Montangeophysik

Im Bereich des Kartenblattes Bad Ischl wurden zahlreiche lokale geophysikalische Untersuchungen im Rahmen der Prospektion auf Salz durchgeführt. Zur Abschätzung von Lage und Volumen einer potentiellen Lagerstätte werden bevorzugt die Methoden der Gravimetrie und der Seismik (Reflexions- und Refraktionsseismik) angewendet. Salzführende Gesteine zeigen im Vergleich zu ihren hier auftretenden Nebengesteinen meist geringe Dichte und relativ hohe seismische Wellengeschwindigkeit. Gravimetrie gilt in ihrer Anwendung als relativ rasche und billige Methode, die flächig angewendet werden kann, während Seismik als eher langwierig und teuer gilt, und auch meist nur linear profilmäßig eingesetzt wird (wenn flächig angewendet, ist die Methode sehr teuer). (MAYR, 2003; ARNDT & SCHMID, 2003).

Probleme können dabei die schwierigen topographischen Verhältnisse, z.T. starke Dichteinhomogenitäten in salzführenden Schichten, bzw. die starke Tektonisierung bilden (RADINGER, 1996). Grundsätzlich sei hier auch darauf hingewiesen, dass die Gravimetrie als Potentialfeldmethode stets mehrdeutige Resultate liefert, was Form, Dichte oder Tiefenlage der errechneten Modellkörper betrifft. So kann z.B. ein größerer leichterer Störkörper dieselbe Anomalie bewirken wie ein kleiner schwerer Körper. Dasselbe gilt sinngemäß bezüglich der Tiefe, etc.

Salz und Haselgebirge unterscheiden sich im Medianwert der Dichte nur wenig (etwa 2,20 g/cm³). Zu den üblichen Kalkgesteinen (etwa 2,67 g/cm³) ergibt sich ein deutlicher charakteristischer Dichtekontrast von -0,4 bis 0,5 g/cm³ (STEINHAUSER et al., 1985a, b; RADINGER, 1996). Interpretationsschwierigkeiten können sich allerdings bei Schwereminima in Talbereichen ergeben. Da Täler häufig entlang von Störungszonen verlaufen, können tiefgreifende Auflockerungszonen mit geringerer Gesteinsdichte vorliegen, bzw. Einlagerung leichter Alluvionen von z.T. beträchtlicher Mächtigkeit, die eine geringe Dichte ähnlich dem Haselgebirge besitzen können (RADINGER, 1996).

Seismisch lassen sich die wesentlichen Gesteinstypen anhand unterschiedlicher Wellengeschwindigkeiten i.A. gut charakterisieren (ARNDT & MAYR, 2003a, b; MAYR, 2003): Umgebungsgesteine (Kalk, Dolomit, Mergel): 6.000 bis 7.000 m sec⁻¹, Haselgebirge 4.000 bis 5.500 m sec⁻¹, ausgelaugtes Haselgebirge 3.000 bis 3.500 m sec⁻¹, quartäre Kiese und Sande zumeist etwa 2.000 m sec⁻¹.

Der Ablauf einer geophysikalischen Aufsuchungsstrategie wird von ARNDT & MAYR (2003a, b) näher beschrieben. Ausgehend von einem geologischen Detailkonzept, über profilgebundene Schweremessungen, flächige Schweremessungen und hochauflösende 2-D Seismik (zumeist Vibroseismik) folgt schließlich die Erstellung eines Bohrprogrammes.

9. Mineralische Rohstoffe

(H. LOBITZER)

9.1. Steinsalz

Alle drei Salzabbau des Salzkammerguts, Hallstatt, Altaussee und Bad Ischl befinden sich auf dem Kartenblatt Bad Ischl und sind an das Haselgebirge in den Hallstätter Zonen gebunden – vgl. Kapitel 6.1.

An allen Bergbaustandorten wird das Steinsalz seit dem Mittelalter fast ausschließlich durch Lösungsbergbau gewonnen. Dieses Verfahren ist durch die relativ niedrigen Salzgehalte von ca. 50 bis 65 % bedingt. Die derzeitige Solegewinnung unter Tage mittels des Bohrlochsondenverfahrens ist wirtschaftlicher als jene aus bergmännisch angelegten Laugkammern, den „Tiefenkern“.

Nach der Privatisierung der Salinen im Jahre 1997 erfolgten intensive Investitionsschübe, wobei die Produktionskapazität von 500.000 t/a auf ca. 1.100.000 t/a mehr als verdoppelt wurde. Die größte Förderleistung hat mit ca. 55 % der Salzbergbau Altaussee, gefolgt vom Sondenfeld Bad Ischl (ca. 30 %) und dem Salzbergbau Hallstatt (ca. 15 %). Seit Jänner 2012 hat sich die Förderleistung etwas zu Lasten von Altaussee und zu Gunsten von Hallstatt verändert. Die Produktion des Untertage-Bergbaues in Bad Ischl wurde im Februar 2011 eingestellt.

Im Wirtschaftsjahr 2010 wurden aus den genannten Bergbauen 3.555.475 m³ Sole produziert. Vergleichsweise geringe Mengen werden für Heilzwecke – als „Kursole“ in der Kaiser-Therme in Bad Ischl und Sole aus dem Altausseer Salzberg im Sole-Mineral-Hallenbad VitalBadAussee – verwendet. Die Sole weist an der Quelle einen Salzgehalt von etwa 27 % auf. Für Badezwecke muss sie auf 2 % verdünnt werden. Weiters werden etwa 30 m³ Schwefelwasser aus dem Lauffener Erbstollen pro Jahr in der Kaiser-Therme für Kurzwecke benötigt. Bis vor wenigen Jahren wurden entlang von Störungen aufsteigende Wässer, die im Haselgebirge mineralisiert wurden, im Jodschwefelbad Bad Goisern balneologisch genutzt.

Mit Hilfe von Bohr- und Schießarbeit wird in Altaussee zusätzlich Bergkern in einem eigens dafür hergerichteten Steinsalzwerk aus Steinsalzzügen gewonnen. Bergkern findet als gemahlene und gesiebte Natursalz für diverse Zwecke Verwendung. Die Abgabe an Bergkern-Fertigware (Steinsalz) betrug im Wirtschaftsjahr 2010 90 t und im Wirtschaftsjahr 2011 150 t. Lecksalz für Vieh und Wild wird zugekauft.

Salzlager im Traun- und Ischltal

In den Tallandschaften um Bad Ischl liegt salzführendes Haselgebirge vergleichsweise oberflächennahe unter quartären Lockersedimenten bzw. kretazischen Gesteinen der Gosaugruppe. Im Jahre 1967 wurde im Trauntaler Salzlager südlich von Bad Ischl mit der Bohrlochsolegewinnung, der Technologie des 20. Jahrhunderts begonnen (HATTINGER, 2004). Die Aufschließung dieser südlich des Siriuskogels beginnenden und bis an die Lauffener Enge heranreichenden Salzlagerstätte wird von NEUHOLD et al. (1985) dokumentiert. Im Bereich des Sondenfeldes Sulzbach wurde eine Serie von Kernbohrungen niedergebracht, wobei die mittleren Mächtigkeiten der geologisch relevanten Schichtserien folgendes Bild ergaben: Quartäre Überlagerung durch Kies und Sand: 40 m; darunter „Ausgelaugtes“, das heißt salzarmes bis -freies Haselgebirge: 275 m; sowie Salzgebirge: 225 m. Ein Großteil der Sole wird aus dem Anhydritischen Grausalzgebirge ausgelöst, gefolgt vom unterlagernden Bunten Salztongebirge; die beiden stellen das produktive Salzgebirge dar. Unterlagert wird das Salinar von Mergelkalken, die der Oberalm-Formation (Oberjura) und/oder der Schrambach-Formation (Unterkreide) angehören – vgl. Kapitel 12 und Tafel 2.

Weiters wurden im Ischltal von ARNDT & MAYR (2003a, b) reflexionsseismische Untersuchungen mit dem Ziel durchgeführt, die Ausdehnung und Mächtigkeiten gewinnbarer Salzlager abzugrenzen. Nicht zuletzt gab dafür auch die Salzföhrung der Wässer der Maria-Luisen-Quelle im Westen von Bad Ischl Hinweise auf verdeckte Salzvorkommen im Ischltal.

9.2. Baurohstoffe, Werk- und Dekorgesteine

Auf dem Kartenblatt findet sich eine Vielzahl von Fest- und Lockergesteinen, die aufgrund ihrer physikalisch-technischen Eigenschaften, aber auch wegen ihrer mineralogisch-chemischen Zusammensetzung in der Bauwirtschaft Verwendung fanden bzw. auch heute noch finden (können). Darunter fallen feste Natursteine, insbesondere diverse Kalksteine, aber auch Kies, Sand, Ton und Lehm.

Kalksteinbruch Starnkogel

Am Starnkogel wird – durch den Kulissenabbau fast unsichtbar – sehr grob gebankter (1,5–3 m dicke Bänke) lagunärer Dachsteinkalk als Baurohstoff abgebaut (MOSHAMMER et al., 2007). Die hangenden Anteile des Dachsteinkalks sind im Allgemeinen chemisch reiner, als seine oftmals dolomitreichen liegenden Partien. Der gegen SSW einfallende Kalkstein ist mit über 98 % CaCO₃ hochrein, zeigt aber stellenweise dunkle Ton/Mergelstein-Einschaltungen, die den Kösse-ner Schichten angehören und auch von Dolomit, die nach dem Absprengen aussortiert werden müssen. Diese Einschaltungen sind in der nordwestlichen Totes-Gebirge-Decke paläogeographisch bedingt. Zu hohe Dolomitgehalte waren der Grund für die Schließung des Abbaues Kerschbaumebene in direkter Nachbarschaft des Kalkwerks. Der Kalkstein wird zur Herstellung einer breiten Baustoff-Produktpalette verwendet, wie für Branntkalk, Fertigputze und -mörtel sowie Klebmassen. Somit wurde das ehemalige Kalkwerk weitgehend in ein Trockenmörtelwerk umfunktioniert.

Der „Fludergraben-Marmor“

Der „Fludergraben-Marmor“ ist das Charaktergestein des Ausseerlands und war auch lange Zeit der beliebteste Dekorstein des oberösterreichischen Salzkammerguts. Schon seit dem Mittelalter wurde er unweit von Altaussee in kleinen Brüchen an der Südostflanke des Brunnkogels unmittelbar nördlich der Fludergrabenalm abgebaut (KERNDLER & KERNDLER, 1999). Zahlreiche profane und sakrale Bauwerke und Kleindenkmale wurden aus diversen Spielarten dieses blasserötlichen bis tief wein- oder purpurroten Steins gefertigt. „Fludergraben-Marmor“ ist eine lokale Bezeichnung für „Hierlatzkalk“. Es ist dies ein fein- bis grobkörniger, manchmal auch knolliger Kalkstein der frühen Jura-Zeit (hauptsächlich des Sinemurium). Häufig ist er im Bereich von mehreren dm gebankt und – so es seine Klüftigkeit erlaubt – in Platten gewinnbar (siehe Abb. 8). Die partienweise nahezu in gesteinsbildender Häufigkeit vorkommenden und bis zu kleinfingerdicken weißen Einsprengsel von Crinoiden geben dem Gestein seinen unverwechselbaren Charakter. Auch Anhäufungen von Brachiopoden finden sich gelegentlich, selten auch Ammoniten, Belemniten, Muscheln und Schnecken. Brückenelemente der Postbrücke und der Bahnhof von Bad Aussee, das Kirchenportal der Altausseer Kirche, Grabsteine und -kreuze auf dem Altausseer und Bad Ausseer Friedhof, Fenster- und Türrahmen monumentaler Bauten in Ortschaften des Ausseerlands sowie alter Bauernhöfe zeugen von der vielseitigen Nutzung dieses Dekorsteins. Zahlreiche Marterl und Bildstöcke im gesamten Salzkammergut sprechen für die besondere Akzeptanz dieses Steins in weiten Kreisen der Bevölkerung – siehe auch KERNDLER & KERNDLER (1999).



Abb. 8.

Historische Abbau-Spuren im Fludergabenmarmor auf der Brunnkogel-Südostseite, Alt-aussee. Insertbild mit Werner Kerndler (Kustos am Kammerhofmuseum Bad Aussee).

Der „Ischler Marmor“

Der lebendig gemusterte, feinkörnige und gelegentlich exzessiv mit Kalkspat geäderte „Ischler Marmor“ wurde bis in die 1990er Jahre am Hubkogel in Bad Ischl gebrochen – vgl. FENNINGER & HOLZER (1971). Die Abbaue dieses etwa an der Jura/Kreide-Grenze in einem tieferen Meeresschelf abgelagerten Dekorsteins sind „rekultiviert“. Überlagert wird der Ischler Marmor von Sandsteinen und schiefrigen Mergeln der Schrambach- und Roßfeldschichten der frühen Kreide-Zeit. Vielerorts tragen polierte Kalksteinplatten, die unter der Handelsbezeichnung „Ischler Rehbraun“ oder „Ischler Rötlich“ vertrieben wurden, wohltuend zum Stadtbild von Bad Ischl bei. So manches architektonische Kleinod, wie z.B. die Eingangshalle des Theater- und Kongresshauses, aber auch zahlreiche Fassaden, wie jene der Esplanaden-Apotheke, von „Textil Quell“, vom „Goldenen Ochsen“ und der ehemaligen Konditorei „Urban“ sowie der Sockel des Kriegerdenkmals und auch Grabsteine am Ischler Friedhof sind stumme Zeugen dieser erloschenen Steinmetztradition.

Weitere Kalksteine fanden temporär als „Marmore“, d.h. polierfähige Kalksteine, Verwendung und wurden sogar im Katalog der Wiener Weltausstellung im Jahre 1873 beworben:

Dazu zählt der **Pötschenkalk**, der früher im aufgelassenen Steinbruch an der klassischen Lokalität nahe dem Pötschenpass als Platten- und Dekorstein, für Stiegen (z.B. in der Ischler Stadtpfarrkirche), Gehsteige sowie Grabsteine, Tür- und Fensterstöcke gewonnen wurde. Etwas nordöstlich davon werden in einem großen Steinbruch neben den Brecherprodukten Sand und Kies (siehe dort) auch Lagensteine für Mauerwerk, Wasserbau- und Ziersteine gewonnen. Auch der Pötschenkalk des etwa 100 m hohen Westteils der Pötschenwand wurde für den Forstraßenbau abgebaut; hier wäre nach wie vor eine Plattengewinnung möglich.

Unweit des Altausseer Salzbergwerks wurde an der Südflanke des Presslwieskogels blasser **Hallstätter Kalk** als Baustein für lokale Salinenbauten, wie das Knappen- und das Steinberg-Meisterhaus gewonnen. Auch im Bad Ischler Stadtteil Kaltenbach wurde in einem kleinen Bruch unter der Sortenbezeichnung „Wildensteiner Marmor“ am Nordfuß der Katrin rötlicher Jurakalk (früher als Hallstätter Kalk angesehen) gebrochen. Auch der graue gebankte Hallstätter Kalk des Siriuskogels fand lokal als Baustein Verwendung, so etwa bei der Errichtung der Aussichtswarte. Am Raschberg bei Bad Goisern wurde in einem Steinbruch der Österreichischen Bundesforste am Nordende der Leislingwand blasser Hallstätter Kalk abgebaut und als „Raschberger Marmor“ bzw. „Marmor von Goisern“ für Steinmetzarbeiten vermarktet, ebenso am Törlstein NW von Altaussee.

Spektakulär verfaltete, 10–15 cm dick gebankte **Oberalmer Schichten** wurden SE von Perneck im Steinbruch Tauern für den Forststraßenbau gebrochen. Ein kleiner verbauter Steinbruch an der Bundesstraße unweit von Lauffen erinnert ebenfalls an einen Abbau von Oberalmer Schichten.

Plassenkalk wurde in mehreren Brüchen am Stadtrand von Bad Ischl, so am Jainzen und am Kalvarienberg, abgebaut und für den Wasser-, Bahn- und Brückenbau verwendet. Wie MOSHAMMER & LOBITZER (2000) berichten, würden sich theoretisch einige Plassenkalk-Vorkommen, z.B. an der Plassen-Ostseite, auch als hochreiner bis reinsten Kalk für diverse industrielle Zwecke eignen, wobei jedoch hinsichtlich des Weißgrads die geringere Helligkeit und der markante Gelbstich zu beachten wären. An einen Abbau ist selbstverständlich aus Umwelt- und Touristik-Gründen nicht zu denken.

Im Osten von Bad Ischl wurden im Kroissengraben in Steinfeld-Rettenbach in einem Plattenbruch dünngebantke Sandsteine der **Schrambachschichten** abgebaut und als Boden- und Deckplatten bei Kanalbauten verwendet.

Dolomit

Reiner und reinsten, oftmals kleinstückig brekzierter oder vergruster, weißer Wettersteindolomit, der – vorbehaltlich weiterer Untersuchungen – für die Glaserzeugung verwendet werden könnte, findet sich im Bereich des Goiserer Weißenbachtals, so etwa 1,5 km westlich vom Gasthaus „Zur Chorinskyklause“ entlang der Forststraße sowie am Mühlkogel etwa 2 km südwestlich von Bad Goisern. Der Flurname „Weißenbach“ deutet oft auf weißen Wettersteindolomit.

Gips

Die bereits lange erschöpften Gipsvorkommen, die an mehreren Stellen südlich (Sulzbach, Obereck) und nordöstlich (Roith) von Bad Ischl abgebaut wurden (AUBELL & MARCHETTI, 1991), sind an das Haselgebirge gebunden. Details zur Rohstoffqualität und Vermarktung finden sich bei SCHULTES (1809).

Sand und Kies

Unmittelbar südlich der Pötschenpass-Höhe wird ein riesiger Hangschuttkegel abgebaut und Körnungen vor allem zur Schotterung von Straßen und Wegen abgetrennt. Der Grobsand/Feinkies-Anteil wird als „Pötschensand“ vertrieben.

Im großen Steinbruch oberhalb der Pötschenwand werden neben Lagensteinen aus Pötschenkalk (siehe dort) vor allem (Streu)Splitt sowie Kies und Sand verschiedenster Körnungen erzeugt. Die gleiche Firma betreibt auch eine Kiesgrube im Goiserer Weißenbachtal. Der dort gewonnene Kies eignet sich wegen seiner klebrigen Eigenschaft besonders als Wegschotter.

In der Schottergrube im Ortsteil Wildpfad von Bad Goisern wurden bis vor kurzem z.T. spektakulär schön kreuzgeschichtete fluviale Kiese und Sande des

frühen Spätglazials abgebaut. Diese werden von der Grundmoräne eines spät-glazialen Gletscherstands des Traungletschers überlagert.

Bei der großen Kiesgrube am nördlichen Abhang des Bad Ischler Kalvarienbergs wechsellagern z.T. kreuzgeschichtete fluviatile Sande und Rollsteinschotter, die in verschiedener Richtung einfallen. Nach GÖTZINGER (1939: 37) handelt es sich dabei „... sicher um die Bildung eines Os, ...“. Diese werden von Kristallingeröllen-führender Grundmoräne überdeckt. Kiesgruben finden sich vielerorts, so u.a. auch in Bad Ischl-Ahorn sowie in Hallstatt-Lahn.

Unweit vom Bahnhof Kainisch sind in einer großen Kiesgrube z.T. kreuzgeschichtete Schotter und -sande aufgeschlossen (VAN HUSEN, 1977), die nun von der Fa. STRABAG abgebaut werden.

Gelegentliche Sand- und Kiesentnahme durch die lokale Bevölkerung war und ist entlang von kleineren Bachläufen nach wie vor üblich, wie z.B. am Zimnitzbach sowie auch aus Grundmoränen(streu), wie etwa südöstlich der Landheralm.

Ziegelton und keramische Rohstoffe

Etwa 1,5 km westlich des Stadtzentrums von Bad Ischl wurden am Katereck in kleinem Maßstab eiszeitliche Grundmoränen-Schluffe als Ziegelrohstoff und für keramische Zwecke abgebaut. Im Bereich des Ödensees sind Vorkommen von Seeton bekannt.

„Ischler Bergkreide“

Die „Ischler Bergkreide“ ist ein Erbe der Eiszeit. Es ist dies ein weißer, schluffig-toniger Kalkabrieb, der an der Basis des Gletschers von den Dachsteinkalk-Plateaus abgeschürft wurde. In der Folge wurde das kreidige Sediment mit der „Gletschermilch“ in einem kurzlebigen (natürlichen) Stausee am Rand des abschmelzenden Eiskörpers als feinlamellierter Bänderton bzw. -schluff abgelagert. Dieser wurde ab 1875 im Kreidebruch unweit von St. Agatha, Gemeinde Bad Goisern, von der Fa. Ramsauer abgebaut. Ferdinand Ramsauer und insbesondere sein Sohn Josef nutzten den Rohstoff hauptsächlich zur Erzeugung von Glaserkitt und machten die „Ischler Bergkreide“ zu einem monarchieweit bekannten Markenprodukt. Der Abbau ist bereits seit Jahrzehnten eingestellt.

Kohle und Gagat

In der ausklingenden Monarchie wurde in den Mergeln und Kohleschiefern des Gosau-Vorkommens (Turonium) des Brennetgrabens (besser wohl „Brennergraben“) im Nordosten von Bad Ischl ein unbedeutendes Kohle-Flözchen abgebaut sowie im 15. und 16. Jahrhundert auch Gagat gewonnen. Dieser seltene Schmuckstein ist ein matt-schwarzes, polierfähiges Kohle-ähnliches Gestein, eigentlich ein fossiles Treibholz mit hohem Gehalt an bituminösen Substanzen, die von Koniferen (Taxodiaceae oder Cupressaceae) stammen (BECHTEL et al., 2001). Gagat wurde zur Herstellung von sakralem Trauerschmuck verwendet.

Torf

Zum behutsamen Trocknen des in den Sudpfannen gewonnenen Steinsalzes wurde Torffeuer verwendet. Am Kartenblatt ist insbesondere die seit 1742 von der Saline Aussee betriebene und 1926 eingestellte Torfgewinnung im Ödensee-Moor zu nennen (MATZ, 2001).

9.3. Erze

In den Nördlichen Kalkalpen stellen kleinräumige (poly)metallische Vererzungen keine Seltenheit dar.

Das Bleiglanz-Vorkommen am Arikogel

Eine polymetallische kluft- bzw. gangartige Vererzung wurde über Jahrhunderte, vermutlich bereits seit prähistorischer Zeit, am Arikogel in Untersee am Hallstätter See im Stollenvortrieb beschürft. Die stark brekzierten Basisschichten des Gutensteiner Dolomits sind mit Bleiglanz, brauner Zinkblende, Siderit, Pyrit bzw. Markasit und Fahlerz mineralisiert. Als Nebenelement kommt auch Silber im Derbyer vor, das vermutlich zu früheren Zeiten das Hauptziel der Begierde war. Von Mineraliensammlern wird auch über das Vorkommen von Chalkopyrit (CuFeS_2), Sphalerit, Galenit sowie auf Klüften Azurit und Malachit berichtet. GÖTZINGER (1985) konnte fünf Erztypen unterscheiden und erwähnt zusätzlich Cerussit- und Anglesitbildung, die ebenso wie Azurit und Malachit, auf eine ausgeprägte Oxidationszone hindeuten. HASLINGER (1962) nimmt eine submarin-exhalatit-sedimentäre Entstehung der Vererzung an, wobei die Bindung an Klüfte durch Mobilisation erklärt wird. Zu sehen sind am Arikogel noch zwei historische Stollenvortriebe entlang des Hallstätter-See-Ostufer-Wanderweges gleich westlich des Großen Zlambachs. Ein ausgeerzter Schurfstollen ist noch mehrere Meter begehbar; das Betreten ist jedoch bergpolizeilich verboten! Erzstufen sind keine mehr auffindbar. LAMPL et al. (2008) erachten die vererzten Dolomite des Arikogels möglicherweise für jünger als Mitteltrias, da die den Dolomit überlagernden Kalksteine Mikrofossilien der späten Trias führen. Nach der Meinung des Autors dieser Zeilen stellen die Kalkblöcke am Arikogel-Plateau jedoch eiszeitlich verfrachtete Findlinge von Dachsteinkalk dar, die in keinem Zusammenhang mit der Vererzung stehen.

Reinfalzalm

Unweit der etwa 5 km SSE von Bad Ischl gelegenen Reinfalzalm liegt die ausgeerzte Kleinlagerstätte „am Eisenarz“. Dort wurde im 15. bis Mitte des 16. Jahrhunderts und mit Unterbrechungen bis 1866 Brauneisenerz (Siderit bzw. Limonit) abgebaut, ein Verwitterungsprodukt eines Spateisen-führenden brekziösen Gutensteiner Dolomits („Hauptdolomit“ bei FREH, 1949a, b) im Grenzbereich zu den unterlagernden Werfener Schichten. Die nahezu saiger einfallende linsenförmige Vererzung liegt in der Sudhüttenwand, die sich zwischen dem Rosenkogel bzw. dem Arzmoos SW der Reinfalzalm befindet. Die Vererzung wurde auch im Pernecker Salzbergbau bei der Stampferkehre angefahren und auch abgebaut. Die hydrothermale Begleitmineralisation besteht aus Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit und Cerussit. Der Eisengewinnung war auch eine Vitriolsiederei angeschlossen.

Weitere Klein(st)vorkommen von Eisenerz

Im Gebiet der **Blaa-Alm** verrät noch der Flurname, dass hier – wie auch am nahe gelegenen **Schoßboden** (auf älteren Karten auch Schafs- oder Schaßboden) – offensichtlich Eisenmanganerze abgebaut wurden. Hier treten nach LECHNER & PLÖCHINGER (1956) im gebankten Dachsteinkalk rote, tonige Lagen mit geringem Fe-Mn-Gehalt auf, die im Streichen auf längere Erstreckung anhalten. Örtlich finden sich auch faust- bis kopfgroße Erzknollen. Nach einer Analyse von LECHNER & PLÖCHINGER (1956) enthielt eine Erzprobe 18,6 % Mn und 25,2 % Fe (siehe auch SCHWARZ, 1938).

Über klein(st)räumige sideritische und limonitische Vererzungen im Gebiet der Hallstätter Zone von Bad Goisern berichten AUBELL & MARCHETTI (1991), so vom Rehkogel, der Vordersandlingalm und in Riedln im Mittellauf des Stambachs. Eine kleinräumige Eisenvererzung ist am **Jainzen** bei Bad Ischl bekannt und eine Bleiglanz-Vererzung am Anzenberg oberhalb von Lauffen, siehe AUBELL & MARCHETTI (1991).

Vom Bergwerkskogel im Gebiet der **Hohen Schrott** berichten AUBELL & MARCHETTI (1991) über einen im 17. Jahrhundert vom Benediktinerinnenkloster Traunkirchen betriebenen Kleinstabbau von hydrothermal gebildetem gediegenem Silber.

10. Hydrogeologie

(G. SCHUBERT)

Die hydrogeologischen Verhältnisse auf dem Kartenblatt 96 Bad Ischl werden geprägt durch seine Lage in den Nördlichen Kalkalpen. Das Gebiet hat Anteil an zwei ausgedehnten, mächtigen und tiefreichend verkarsteten Karbonatplattformen, nämlich am Dachsteinmassiv im Süden des Kartenblattes und am Toten Gebirge im Nordosten. Das Dachsteinmassiv sowie dessen nördliche Ausläufer im Katergebirge, im Sarstein und in der Radling sind der Dachstein-Decke zuzurechnen. Am Aufbau des Toten Gebirges ist nicht nur die gleichnamige Totes-Gebirge-Decke, sondern auch die Staufen-Höllengebirge-Decke beteiligt. Letzterer Decke gehört auch der Hauptdolomit im Nordwesten des Kartenblattes an. Im Bereich Bad Ischl – Bad Goisern – Bad Aussee und westlich von Hallstatt, um den Plassen, prägen hingegen die lithologisch heterogen gestalteten Hallstätter Zonen das Landschaftsbild und die hydrogeologischen Verhältnisse. Neben verkarstungsfähigen Gesteinen treten hier wasserstauende Schichtglieder weiträumig an die Oberfläche.

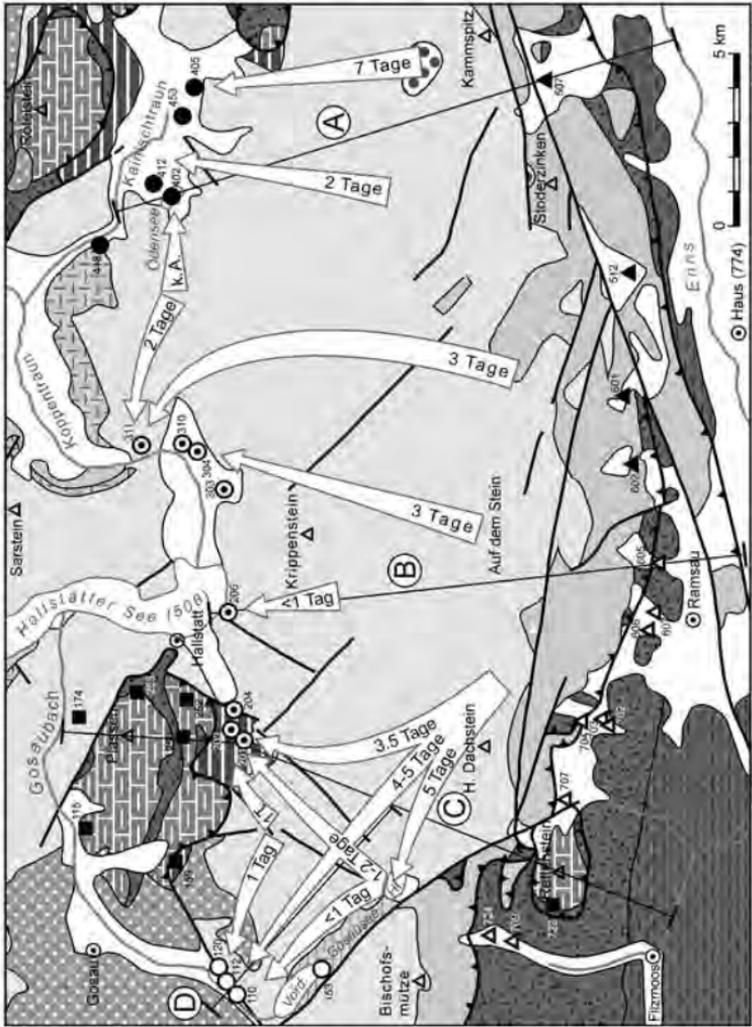
Das Dachsteingebiet wird bereits seit über einem halben Jahrhundert intensiv hydrogeologisch untersucht. Es stellt damit aus hydrogeologischer Sicht eines der am besten erforschten Karstgebiete in Österreich dar. Seit den 1950er Jahren wurden hier umfangreiche Markierungsversuche durchgeführt und damit auch ein wesentlicher Beitrag zur Weiterentwicklung der Markierungstechnik geleistet (MAURIN & ZÖTL, 1959; ZÖTL, 1961; BAUER & VÖLKL, 1989; HERLICSKA & HOBIGER, 1991). In den neunziger Jahren wurden im Rahmen der vom Umweltbundesamt durchgeführten Studie „Karstwasser Dachstein“ an ausgewählten Quellen über einen längeren Zeitraum der Abfluss sowie die hydrochemische und isotopenhydrologische Zusammensetzung beobachtet (HERLICSKA et al., 1994; SCHEIDLEDER et al., 2001). In diesem Zusammenhang entstand auch die Geologische Karte der Dachsteinregion 1:50.000 (MANDL, 1998).

Diesen Untersuchungen zufolge gestalten sich die hydrogeologischen Verhältnisse im Dachsteingebiet folgendermaßen (siehe Abb. 9): Das Dachsteinmassiv besteht aus einer mehr als 2 km mächtigen, nach Norden geneigten mittel- bis obertriassischen Karbonatabfolge, die über einem permischen bis untertriassischen Stauer liegt. Die Karbonatabfolge lässt sich grob in ein 1 km mächtiges, mitteltriassisches, hauptsächlich dolomitisches Schichtpaket (vorwiegend Wettersteindolomit) und ein mehr als 1 km mächtiges, obertriassisches Paket aus Dachsteinkalk gliedern. Letzterer ist stark verkarstet und leitet entsprechend seinem nordgerichteten Einfallen die Karstwässer nach Norden zu den großen Karstquellen ab. Wie die diversen Tracerversuche letztendlich zeigten, entwässert der Großteil des Dachsteingebiets zu diesen Quellen im Norden (Abb. 9). Von diesen Quellen liegen u.a. der Waldbachursprung (201 in Abb. 9) – das ist die ergiebigste Quelle im Dachsteingebiet –, der Hirschbrunn am Hallstätter See (206), die Koppenbrüllerhöhle (311) und der Ödensee (402) auf dem Kartenblatt. Das wohl interessanteste Ergebnis dieser Tracerversuche ist, dass erste Spuren der Markierungsstoffe die Quellen bereits nach Stunden bzw. wenigen Tagen erreichten. Daran ist deutlich erkennbar, wie empfindlich das Abflussregime gegenüber Verunreinigungen ist.

Der Abfluss dieser Karstquellen zeichnet sich durch starke Schwankungen in der Schüttung aus. Die Abbildungen 10 und 11 zeigen als Beispiel die Abflussganglinien des Waldbachursprungs und des Hirschbrunn (201 und 206 in Abb. 9). Ebenso ist für die großen Karstquellen im Norden ein stark fluktuierender Sauerstoff-18-Gehalt typisch (Abb. 12). Aus der Sauerstoff-18-Ganglinie einer Quelle

Hydrogeologische Übersichtskarte des Dachsteingebiets

Bearbeitet von G. SCHUBERT, Geologie nach F. BOROVICZENY & G.W. MANDL 1994, G.V. MANDL 1998 und A. TOLLMANN 1960



© Schumann 2001

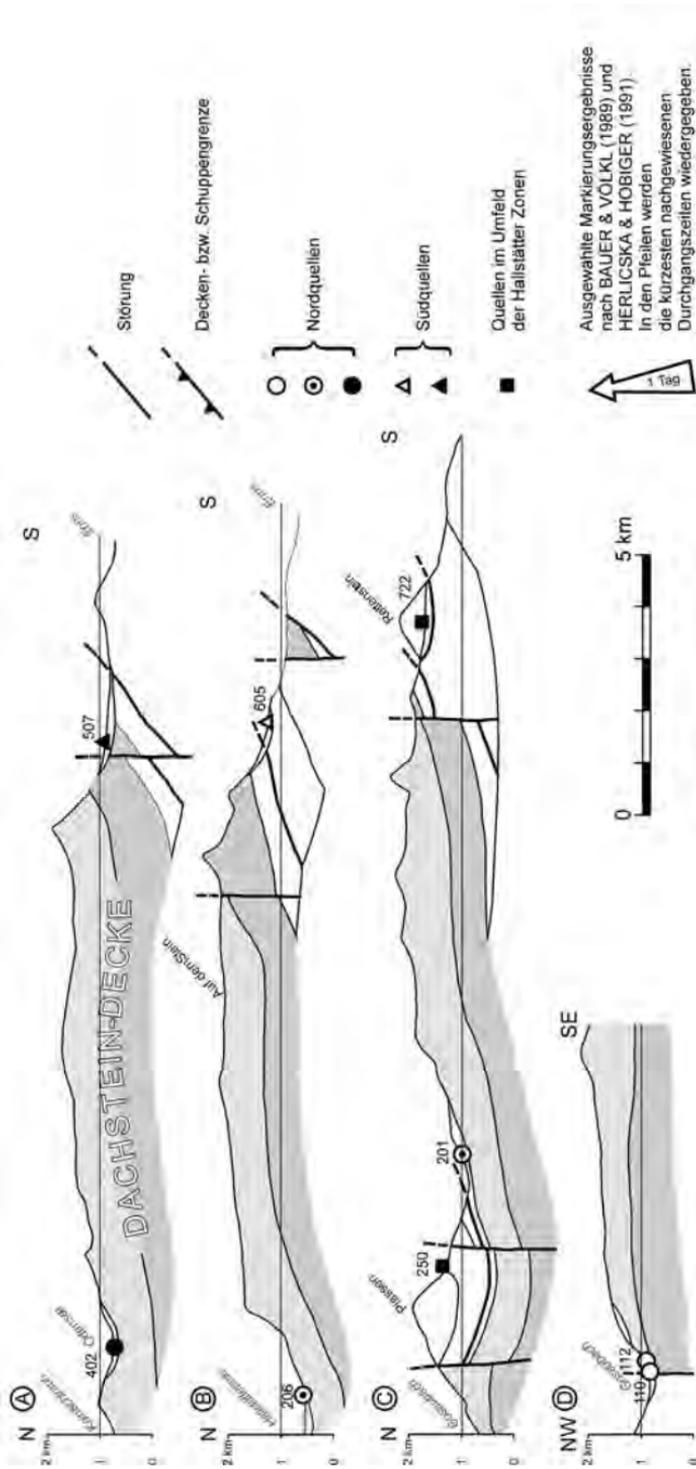


Abb. 9. Hydrogeologische Übersichtskarte und Profile durch das Dachsteinmassiv. Die geologischen Informationen basieren auf MANDL (1998, 2001a) und TOLL-MANN (1960). Der stark verkarstete Dachsteinkalk der Dachstein-Decke entwässert größtenteils zu den im Norden gelegenen großen Karstquellen.

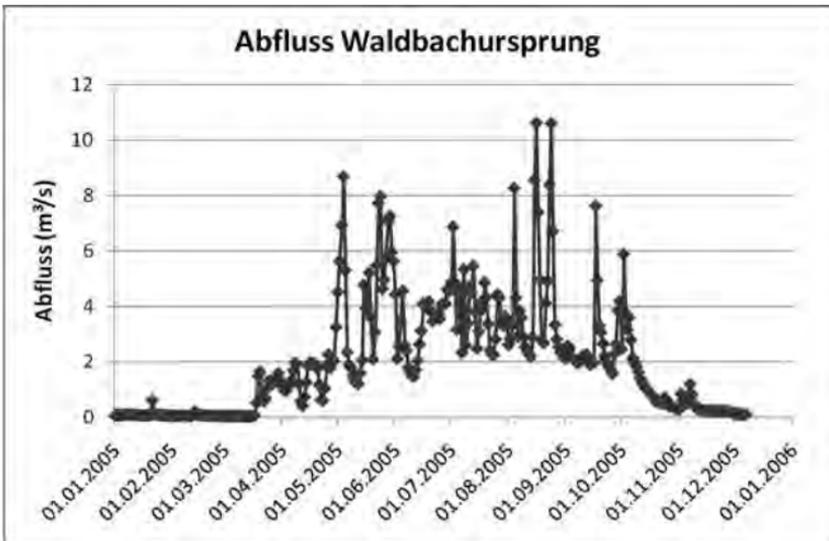


Abb. 10. Quellschüttung-Tagesmittel der Messstelle Waldbachursprung I (HZB-Messstellennummer 395038) nach HYDROGRAPHISCHER DIENST IN ÖSTERREICH (2008). Der Waldbachursprung ist die größte Quelle im Dachsteingebiet. Sie entspringt aus einer etwa 3,8 km SW von Hallstatt gelegenen Höhle im Dachsteinkalk (201 in Abb. 9).

lässt sich in Kombination mit dem Sauerstoff-18-Eintrag aus dem Niederschlag die Verweilzeit von Quellwasser errechnen. TRIMBORN (2001) errechnete, basierend auf einer solche Modellrechnung, beispielsweise für den Waldbachursprung,

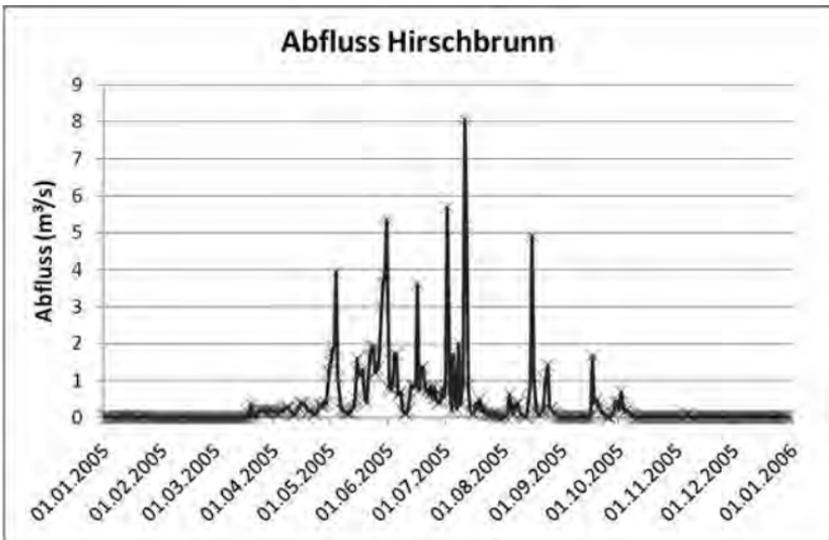


Abb. 11. Quellschüttung-Tagesmittel der Messstelle Hirschbrunn (HZB-Messstellennummer 395053) nach HYDROGRAPHISCHER DIENST IN ÖSTERREICH (2008). Das Naturdenkmal Hirschbrunn – ein Schacht im Dachsteinkalk, aus dem intermittierend Wasser entspringt – befindet sich am Süden des Hallstätter Sees (206 in Abb. 9).

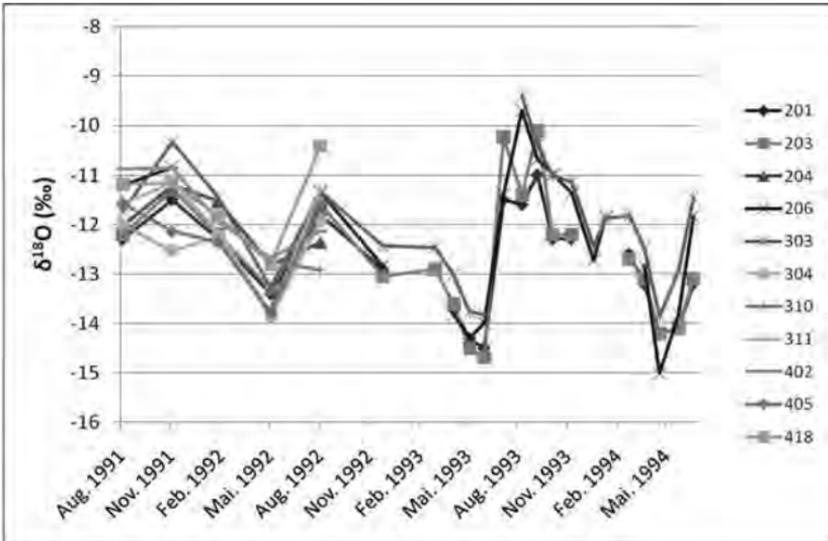


Abb. 12.

^{18}O -Ganglinien der auf dem Kartenblatt 96 Bad Ischl am Nordfuß des Dachsteinmassivs situierten Karstquellen (Lage Abb. 9). In der starken Schwankung des ^{18}O -Gehalts spiegelt sich die im Mittel kurze Verweilzeit der Wässer wider.

dass ca. 62 % des gesamten Abflusses eine mittlere Verweilzeit von 3 Jahren und die restlichen 38 % eine mittlere Verweilzeit von weniger als 0,1 Jahren aufweisen. Neben den starken Schüttungsschwankungen und der geringen Verweilzeit ist für die Karstquellen im Norden auch ein zumeist hohes Ca/Mg-Verhältnis

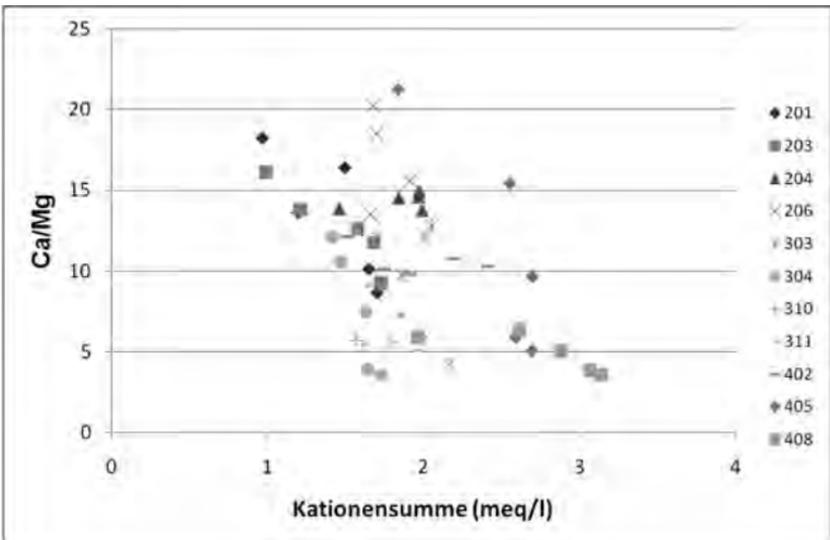


Abb. 13.

Ca/Mg-Verhältnis der auf dem Kartenblatt 96 Bad Ischl am Nordfuß des Dachsteinmassivs situierten Karstquellen (Lage Abb. 9). Das vorwiegend aus Dachsteinkalk bestehende Einzugsgebiet der Quellen spiegelt sich im vergleichsweise hohen Ca/Mg-Verhältnis (bezogen auf mequ/l) wider.

typisch, das sich zwanglos mit dem vorwiegend aus Dachsteinkalk bestehenden Einzugsgebiet erklären lässt (Abb. 13).

Eine besondere Situation ist im Umfeld des Plassen zu beobachten. Die hier situierte Hallstätter Zone (Abb. 9) bildet mit den Werfener Schichten und dem Haselgebirge einen tief reichenden Stauer für das Karstwasser im Dachsteinkalk. In diesem Bereich wird daher der von Süden kommende Karstwasserstrom nach Westen zum Quellbezirk Brunnbach (bereits auf Kartenblatt 95 St. Wolfgang) und nach Osten zum Quellbezirk Waldbach aufgeteilt.

Im Toten Gebirge wurden in den 1950er und 1960er Jahren umfangreiche Quellaufnahmen und Tracerversuche durchgeführt (ZÖTL & MAURIN, 1964). Demnach befinden sich im auf Blatt Bad Ischl situierten Westabschnitt des Toten Gebirges die ergiebigsten Karstwasseraustritte innerhalb des Altausseer Sees. Während an seinem Ufer nur kleinere Quellaustritte liegen (Nr. 30 und 31 in Abb. 15, etwa 20 l/s), weist dieser See einen überaus starken Abfluss auf. Im langjährigen Mittel beträgt dieser 3,75 m³/s (HZB-Messstellenummer 210543, Reihe 1951–2005, HYDROGRAPHISCHER DIENST IN ÖSTERREICH, 2008). Der Altausseer See weist auch die für Karstquellen typischen Schüttungsschwankungen auf (Abb. 14).

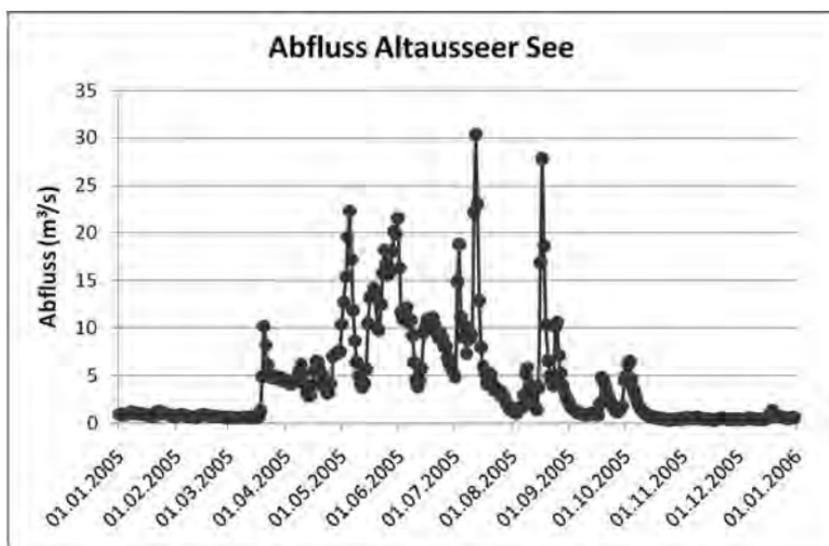


Abb. 14. Abfluss-Tagesmittel der Messstelle Altausseer Traun (HZB-Messstellenummer 210543) nach HYDROGRAPHISCHER DIENST IN ÖSTERREICH (2008); die Messstelle erfasst den Abfluss des Altausseer Sees.

Von besonders attraktiven Wasserspeichern nördlich der Seewiese am Altausseer See berichten ADLER & MRKVICKA (2005: 18) in ihrem Wanderführer auf: „Nach sehr starken Regenfällen oder bei der Schneeschmelze strömt hier das Wasser aus den ‚Liagern‘ zum See. Aus den Felswänden des Loser donnern dann ungeheure Wassermassen heraus, um nach wenigen Stunden wieder zu versiegen. Wenn die Liager ‚gehen‘ spricht sich das im Ort wie ein Lauffeuer herum und Altausseer wie Urlauber strömen her, um das seltene Schauspiel zu beobachten.“

Im Bereich des Kartenblattes liegen weiters die in ZÖTL & MAURIN (1964) beschriebenen Quellen Nr. 25 bis 29 (Abb. 15). Die Quellgruppe Nr. 25 (mehrere

Spaltquellen im Dachsteinkalk mit einer Gesamtschüttung von etwa 200 l/s) bildet den Ursprung des Schwarzenbaches, Nr. 26 ist eine aus moränenverkleidetem Hauptdolomit austretende Quellgruppe im Gimbach-Graben (Gesamtschüttung etwa 200 l/s). Nr. 27 ist die größte Quelle des Rettenbachtals (Schüttung etwa 70 l/s). Sie befindet sich am Ausgang des Tales am Stadtrand von Bad Ischl und entspringt aus Blockwerk. Die stärkste Quelle im oberen Rettenbachtal ist die unterhalb des Nagelbründls situierte Quelle Nr. 29. Sie weist eine Schüttung von etwa 30 l/s auf und entspringt aus Dachsteinkalk.

Nach ZÖTL & MAURIN (1964) wurden die Quellen Nr. 25, 26, 29 und 31 von im Raum Tauplitz und Elmsee eingespeisten Sporen erreicht. Aufgrund der Erfahrungen aus dem Dachsteingebiet (BAUER & VÖLKL, 1989) ist jedoch das Ergebnis der im Toten Gebirge durchgeführten Sporentriftversuche teilweise zu hinterfragen.

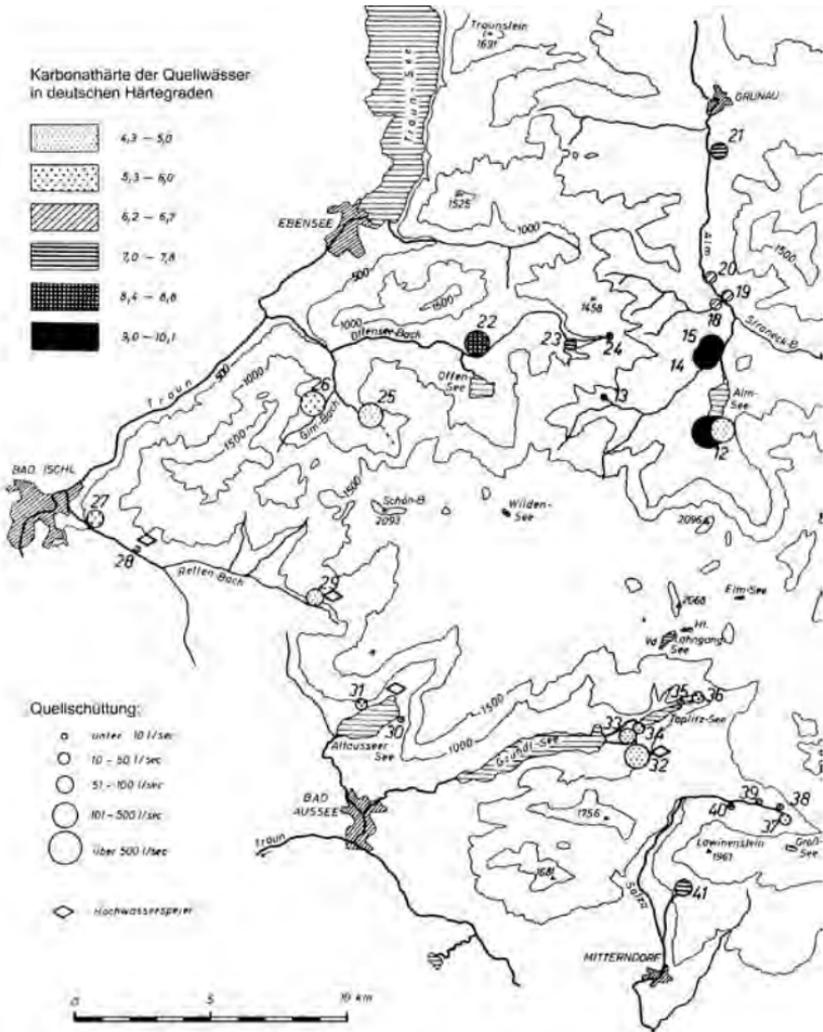


Abb. 15. Quellen im westlichen Totes Gebirge mit Karbonathärte aus ZÖTL (1961).

DINÇER et al. (1972) führten an zahlreichen Quellen und Seewässern des Toten Gebirges Isotopenuntersuchungen durch. Die zu sechs unterschiedlichen Terminen gezogenen Proben wurden auf Deuterium, Tritium und Sauerstoff-18 analysiert. Diese Autoren zeigten auf, dass im Karstkörper des Toten Gebirges keine nennenswerte Speicherung erfolgt und der Abfluss vor allem auf Schmelzwässer und Sommerniederschläge zurückzuführen ist.

Zwischen Bad Ischl im Nordwesten und Bad Aussee im Südosten erstreckt sich eine breite, in Hallstätter Fazies entwickelte Zone, die im Rahmen einer Dissertation von LAIMER (2004) hydrogeologisch bearbeitet wurde. In dieser Zone finden neben wasserstauenden Formationen wie Haselgebirge, Werfener Schichten, Kalkmergel und Turbidite der Pedataschichten, Zlambachmergel, Allgäuschichten und Radiolarit auch Hallstätter Kalk und Oberjura-Kalke sowie Kalk und Dolomit der Pedataschichten und Pötschenkalk weite Verbreitung. Zudem spielen in diesem Raum pleistozäne und holozäne Sedimente sowie Massenbewegungen eine Rolle. Entsprechend dem heterogenen Aufbau dieses Gebiets ist der unterirdische Abfluss kleinräumig und vielfältig gestaltet. Dazu kommt, dass im Bereich der Hallstätter Zone auch die Drainagewirkung des Salzbergbaus eine wichtige Einflussgröße darstellt.

In groben Zügen sind die unterirdischen Abflussverhältnisse in diesem Raum folgendermaßen zu charakterisieren: Im Verbreitungsgebiet der wasserstauenden Formationen ist eine Vielzahl von kleinen Quellen anzutreffen, während auf den Karbonatschollen (hervorzuheben sind der Raschberg, der Sandling, der Höherstein, der Tauern und der Predigstuhl) der unterirdische Abfluss dominiert. Die Schüttung der von diesen Karbonatschollen alimentierten Karstquellen geht aufgrund der geringen Größe der Einzugsgebiete die meiste Zeit nicht über einige l/s hinaus. Lediglich nach starken Niederschlagsereignissen bzw. bei der Schneeschmelze können die Schüttungen stark ansteigen bzw. werden auch Hochwasserspeier aktiv. Die von LAIMER (2004) beobachtete höchste Schüttung eines solchen Speiers betrug 200 l/s (Hochwasserspeier der Höherstein-Wasserhöhle).

Auch die Hallstätter Zone westlich Hallstatt weist einen lithologisch heterogenen Aufbau auf. Über stauendem Haselgebirge und Werfener Schichten folgen vor allem diverse triassische und oberjurassische Karbonate. Die um den Plassen in den Karbonaten versickernden Wässer werden wahrscheinlich nach Nordwesten zur bereits auf dem Kartenblatt 95 St. Wolfgang liegenden Jägerwaldquelle (115 in Abb. 9) fließen. Das ist aufgrund der geologischen Struktur (die Karbonate werden von einer im Nordwesten geöffneten, wasserstauenden Wanne aus „Permoskyth“ unterlagert; Profil C in Abb. 9) und der starken Schüttung dieser Quelle anzunehmen (20 bis 500 l/s; SCHUBERT, 2001: 115). Das Haselgebirge im Umfeld des Plassen macht sich auch in den teilweise erhöhten Chloridgehalten der Jägerwaldquelle (115) und im Lösungsinhalt der Messstellen 250 und 252 (Abb. 9) bemerkbar (SCHUBERT, 2001: 115). Detailliertere hydrogeologische Untersuchungen im Gebiet um den Plassen wurden im Rahmen einer Diplomarbeit von MITTERHOFER (2004) durchgeführt.

Am Westende des Toten Gebirges, im Umfeld der Hohen Schrott führte LAIMER (2010) detaillierte hydrogeologische Untersuchungen (auch Tracerversuche) durch. Dieser Teil des Gebirges gehört bereits der tirolischen Staufen-Höllengebirge-Decke an. Die Schichtfolge gestaltet sich hier folgendermaßen: Über einer verfalteten Abfolge aus Hauptdolomit, dolomitisiertem und gebanktem Dachsteinkalk, Kössener Schichten, massigem bis gebanktem (oberrhätischen) Dachsteinkalk, Jura-Rotkalken und Allgäuschichten folgen Radiolarite, Brekzien und Oberalmer Schichten. Im Umfeld des Teuflingkogels kommt über den

Allgäuschichten eine Gleitscholle aus vorwiegend gebanktem Dachsteinkalk zu liegen. Die unterirdischen Abflussverhältnisse werden durch den stark verkarsteten Dachsteinkalk geprägt. Im Südwesten, im Rettenbachtal, treten aus diesem einige größere Karstquellen aus. Im Nordosten stellen Quellen des Gimbaches den wichtigsten Karstwasseraustritt dar. Sie entspringen aus quartärbedecktem Hauptdolomit und weisen eine mittlere Gesamtschüttung von rund 200 l/s auf (LAIMER, 2010).

SCHAUBERGER (1979) beschreibt in seiner Arbeit zu den Mineral- und Thermalquellen im Bereich der ostalpinen Salinare zwischen Salzach und Enns auch zahlreiche Vorkommen, die auf Blatt Bad Ischl liegen. Im Folgenden sei eine Auswahl dieser Vorkommen kurz umrissen. Am Westufer des Hallstätter Sees zwischen Steeg und Gosaumühle befindet sich das Thermalwasservorkommen „Warmes Wasser“. Dieses wurde in früherer Zeit für Heilzwecke genutzt. 1958 bis 1970 wurde vergeblich versucht, das Thermalwasser durch einen Stollen neu zu erschließen. In einem im Jahr 1969 vor dem Stollenmundloch abgeteufte Senkbrunnen wurde am 29. Jänner 1969 von SCHAUBERGER (1979: 48) bei einer Lufttemperatur von 2° C am Thermalwasser eine Temperatur von 22,5° C bestimmt.

1872–1878 wurde beim Poserergraben am Fuß der Ewigen Wand nördlich von Bad Goisern eine Erkundungsbohrung auf Salz abgeteuft (Endteufe 656,70 m; vergleiche Bohrung Jodschwefelbad in Kapitel 12). Ab 308,70 m Teufe erfolgte ein Zufluss von Schwefelwasser, der bei 574,70 m Bohrteufe mit 17.936 Liter/Stunde und einer konstanten Temperatur von 20° C sein Maximum erreichte. Dieser ging dann auf einen konstanten Wert von 8.800 Liter/Stunde zurück (SCHAUBERGER, 1979: 53–54). In der Folge wurde das Schwefelwasser für Bade- und Trinkkuren genutzt. Tabelle 5 enthält eine chemische Analyse dieses Wassers.

1966 wurde in der Ortschaft Au (Gemeinde Bad Goisern) von der ÖMV im Auftrag der Österreichischen Saline eine 1.330 m tiefe Prospektionsbohrung auf Salz abgeteuft (vergleiche Bohrung Steeg 1 in Kapitel 12). Während der Bohrtätigkeit waren ab einer Teufe von etwa 140 m eine Zunahme der Spülung und eine außergewöhnliche Temperaturerhöhung derselben zu beobachten (SCHAUBERGER, 1979: 50–51). Nach Einstellung der Bohrung liefen 2,2 Liter/Minute mit einer Temperatur von 18 bis 19° C über. Aufgrund einer negativen balneologischen Beurteilung wurde seitens der Kurverwaltung Bad Goisern auf eine Nutzung der Soquelle verzichtet.

Nach SCHAUBERGER (1979: 58–75) werden im Ischler Salzberg – dieser befindet sich im Quellgebiet des Sulzbaches – seit dem 19. Jahrhundert untertage Wasserzutritte für balneologische Zwecke gefasst. Von diesen war zum Zeitpunkt dieser Publikation nur die Quelle II in Verwendung – nämlich als „Glaubersalzquelle“ für Trinkkuren und als Zusatz für Bäder und Schlamm packungen. Die Quelle II („Alte Schwefelquelle“) befindet sich im Lauffener Erbstellen bei Stollenmeter 2.525. In Tabelle 5 ist eine chemische Analyse dieses Wassers wiedergegeben.

Am Nordfuß des Kalvarienbergs bei Bad Ischl befindet sich das Quellhaus der Maria-Luisen-Quelle. Bereits im 12. Jahrhundert bis zur Eröffnung des Ischler Salzbergs im Jahr 1563 dürfte diese Quelle (ursprünglich nach der gleichnamigen Ortschaft „Pfandl-Quelle“ bezeichnet) aufgrund ihres damals wohl höheren Kochsalzgehaltes zur Salzgewinnung genutzt worden sein. 1840 wurde sie neu gefasst und ein Brunnentempel errichtet (SCHAUBERGER 1979: 77–79).

Im Scheibenstollen des Altausseer Salzbergs wurden im Spätsommer 1938 bei Stollenmeter 1.207,50 in einer 40 bis 45° nach NE einfallenden Kluft im Hallstätter Kalk stark mineralisiertes Wasser angetroffen, das in weiterer Folge hier gefasst wurde. Die Heilquellenerklärung für die Scheibenstollenquelle durch das

	Schwefelquelle in Bad Goisern BSTA Wien, 1971 mg/kg	Quelle II, Erbstollen bei Bad Ischl IPW Graz, 1974 mg/kg	Scheibenstollenquel- le, Ausseer Salzberg BSTA Wien, 1976 mg/kg
KATIONEN			
Natrium	205,80	2.164,00	4.475,00
Kalium	4,80	14,50	31,38
Ammonium	0,18		1,64
Lithium	0,15		
Strontium			
Calcium	8,00	96,20	575,50
Magnesium	4,10	69,50	209,10
Eisen	0,016	0,06	0,226
Aluminium	0,10		
ANIONEN			
Chlor	178,10	2.133,00	5.086,30
Fluor	8,60	4,00	
Brom	0,55		
Jod	0,36		0,48
Sulfat	88,60	1.774,00	4.612,90
Hydrogen- carbonat	154,30	366,70	106,96
Hydrosulfid	3,04	50,09	nicht nachgewiesen
Thiosulfat	0,30		nicht nachgewiesen
Carbonat		4,50	
Hydro- genphosphat	0,038		
Nitrate und Nitrite	<0,01	-	0,247
	657,044	6.677,36	15.099,80
M.-Kieselsäure	13,81	28,60	8,32
M.-Borsäure	1,30	7,17	18,59
Freies Kohlen- dioxid	0,00		13,30
Freier Schwe- felwasserstoff	0,23	3,89	nicht nachgewiesen
Zweiwertiger titrierbarer Schwefel	3,20	53,0	nicht nachgewiesen
KMnO4-Ver- brauch	6,03	21,00	2,20

Tab. 5.

Ausgewählte hydrochemische Analysen von Heilquellen im Bereich der Hallstätter Zone von Bad Ischl – Bad Aussee aus SCHAUBERGER (1979); IPW Graz=Institut für pharmazeutische Chemie der Universität Graz, BSTA Wien=Bundesstaatliche Anstalt für experimentell-pharmakologische und balneologische Untersuchungen in Wien.

Amt der Steiermärkischen Landesregierung erfolgte im Jahr 1961; in dieser wurde die Bezeichnung „Ausseer Heilquelle“ genehmigt. Die Kurverwaltung Bad Aussee erhielt das Nutzungsrecht dieser Quelle. Das Wasser der Scheibenstollenquelle wird in das Kurhaus Altaussee und das Kurhaus Bad Aussee geleitet (SCHAUBERGER 1979: 83–89).

Im Oktober 2005 wurde etwa 500 m westlich der Koppenwinkellacke am rechten Traunufer in der quartären Talfüllung im Auftrag der Bundesforste ein Grundwasserpegel errichtet (GADERMAYR, 2007). Dieser erschloss unter einer Grundmoräne (138–166 m u. GOK) ein zweites, tieferes Grundwasserstockwerk mit artesisch gespanntem Wasser in dicht gelagertem Schotter oder Konglomerat. In diesem verblieb die Bohrung bis zur Endteufe von 214 m. Nach einer Flow-Meter-Messung ist der Hauptwasserzutritt in 200–202 m Tiefe anzunehmen. Die am 01.12.2005 am Brunnenkopf frei auslaufende Wassermenge betrug etwa 2 l/s. Aufgrund eines Auslaufversuches wurde für den gegenständlichen Aquifer ein K_f von $1 \cdot 10^{-4}$ m/s errechnet. Das durch den Pegel erschlossene Wasser wies nur einen geringen Lösungsinhalt auf; die elektrische Leitfähigkeit betrug am 12.12.2005 lediglich 157,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (bezogen auf 25° C). Zum selben Zeitpunkt betrug die Temperatur 5,3° C und der pH-Wert 8,37.

Die bedeutendste zentrale Wasserversorgungsanlage auf dem Kartenblatt Bad Ischl ist jene der Stadtgemeinde Bad Ischl. BEURLE (1992) zufolge standen der Stadtgemeinde Bad Ischl zum Zeitpunkt der Berichtlegung neun wasserrechtlich bewilligte Wassererschließungen zur Verfügung: Die Quellen Wildenstein und die Quelle Hauseck entspringen am NW-Fuß der Katrin nahe der Basis der Dachsteindecke. Während die Quellen Wildenstein starke Schüttungsschwankungen aufweisen (0 und 100 l/s, im Mittel 65 l/s) ist die Schüttung der tiefer gelegenen Quelle Hauseck wesentlich ausgeglichener (10 bis 30 l/s, im Mittel 25 l/s). Die Hoch- und Tiefquellen Brunnenleiten entspringen am Westhang des Predigkogels. Nach der geologischen Karte zu schließen, sind diese beiden Quellen im Hangschutt situiert, der über Oberjurakalken liegt. Über den Oberjurakalken folgt, getrennt durch eine Deckengrenze, Wettersteinkalk der Dachsteindecke. Für die Hochquellen Brunnenleiten werden Schüttungen zwischen 2 und 5 l/s und für die Tiefquellen Brunnenleiten zwischen 7 und 30 l/s angegeben. Die Quelle Wimmbauer und die bereits auf Kartenblatt 95 St. Wolfgang situierten Quellen Krennmoos treten am S-Fuß des aus dem Hauptdolomit der Staufen-Höllengebirge-Decke aufgebauten Niernteins bzw. Gartenzinkens über den wasserstauenden Gosausedimenten des Ischtales aus. Die Mittlere Schüttung dieser beiden Wassererschließungen beträgt jeweils 3 l/s. Unterhalb der Quellen Krennmoos entnimmt der Brunnen Haiden aus dem Schwemmfächer des Zimnitzbaches 40 l/s; dieser befindet sich ebenfalls schon knapp außerhalb des Kartenblattes. Die Quellen Pernegg weisen Schüttungen zwischen 1 und 2 l/s auf. Der geologischen Karte zufolge treten in ihrer Umgebung quartäre Lockersedimente über Unterkreidemergeln auf. Die Hochquellen Laufen entspringen SE des Burgstallkogels an der Grenze des Tressensteinkalks des Predigtstuhl zum bereits der Dachsteindecke zugehörigen Wettersteindolomit des Burgstallkogels. Die Schüttung dieser gefassten Quellen liegt nach BEURLE (1992) zwischen 1 und 5, im Mittel 3 l/s. LAIMER (2006: 191) ist zu entnehmen, dass die genannten Quellen in Brunnenleiten, Pernegg und Laufen nicht mehr genutzt werden.

Der Online-Kartenapplikation Wasser & Geologie des Amtes der Oberösterreichischen Landesregierung (<http://doris.ooe.gv.at/fachinfo/wasser/>) ist zu entnehmen, dass die zentrale Wasserversorgung der Marktgemeinde Bad Goisern durch mehrere Wassergenossenschaften (WG) erfolgt. Das sind die WG Bad Goisern, Postzahl (PZ) 407/54 und 407/276 des Wasserbuchs in Gmunden, die

WG Ramsau-Gschwandt-Steinach-Steeg, PZ 407/306, die WG Wiesleben, PZ 407/520, die WG Untersee-Au, PZ 407/541, die WG Weißenbach, PZ 407/600, die WG Posern, PZ 407/638, Die WG Stambach-Berg, PZ 407/657, die WG St. Agatha, PZ 407/697, die WG 407/Reithwald, PZ 407/784, die WG Herndlberg-Edt, PZ 407/2977, die WG Riedln, PZ 407/3322 und die WG Posern-Primesberg, PZ 407/3631. Die Wasserentnahme erfolgt vorwiegend aus kleineren Quellen, die WG Bad Goisern und die WG Reithwald besitzen auch Brunnen. HORAK (1993) stellt in ihrer Diplomarbeit die Versorgungssituation von Bad Goisern im Detail dar.

Bezüglich der Marktgemeinde Hallstatt ist der Online-Kartenapplikation Wasser & Geologie des Amtes der Oberösterreichischen Landesregierung zu entnehmen, dass diese aus dem Klausbrunn Wasser entnimmt, einer Karstquelle am rechten Uferhang des Waldbachs auf etwa 830 m Seehöhe. Die maximale Entnahmemenge beträgt 12 l/s (PZ 407/693). Ebenso ist in der Online-Kartenapplikation festgehalten, dass die Gemeinde Obertraun Wasser aus einem Brunnen etwa 850 m WSW der Haltestelle Obertraun-Koppenbrüllerhöhle im Bereich der Deltasedimente der Traun gewinnt. Die maximale Entnahmemenge beträgt hier 8,3 l/s (PZ 407/719).

Die folgenden Informationen zur zentralen Wasserversorgung der Stadtgemeinde Bad Aussee und der Gemeinde Altaussee sind dem Online-Wasserbuch des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung (<http://www.wasserwirtschaft.steiermark.at/>) entnommen: Der Stadtgemeinde Bad Aussee steht nach PZ 18/400 ein Gesamtkonsens von 2.000 m³/d zu, der aus der Quellgruppe Sarstein (Teilkonsens 33 l/s), den Grüngrabenquellen in Reitern (Teilkonsens 18 l/s), der Riedelbrunnquelle in Reitern, der Gschwandquellen in Reitern (Teilkonsens 5 l/s), der Weißenbachquelle in Straßen (Teilkonsens 22,5 l/s) und dem Tiefbrunnen in Marktleiten gedeckt wird. Weiters nutzt Bad Aussee für die WVA Röthelstein (PZ 18/306) die Röthelsteinquellen (diese liegen bereits im Bereich der Kartenblattgrenze, etwa 500 m NNE des Radlingpasses) und nach PZ 18/114 die Rabenwandquelle. Diese Quelle befindet sich am linken Uferhang der Kainischtraun, ca. 2.700 m SW der Mündung der Kainischtraun. Sie entspricht der Quelle 418 in Abbildung 1 bzw. in SCHEIDLEDER et al. (2001). Die Gemeinde Altaussee nutzt zur Trinkwasserversorgung die Moosbergquellen, die Kaltwasserquellen und den Brunnen Altaussee (alle in der Katastralgemeinde Altaussee gelegen; PZ 18/101) sowie die Lupitsch-Quelle (in Katastralgemeinde Lupitsch; PZ 18/373). Für letztere besteht ein Gesamtkonsens von 8,8 l/s.

11. Geogene Naturgefahren – Ingenieurgeologie

(M. LOTTER & J. ROHN)

Die ingenieurgeologische Betrachtung der Geologischen Karte lässt unschwer den Themenschwerpunkt „Massenbewegungen“ erkennen. Auch wenn die Darstellung der Massenbewegungen maßstabsbedingt gewissen Einschränkungen unterliegt, ist deren Signifikanz und räumliche Verteilung an die Anordnung der tektonischen Einheiten gebunden.

Den Hallstätter Schollen, auf dem Kartenblatt vertreten durch die Ischl-Schollen, die Goisern-Aussee-Decke und die Plassen-Schollen westlich von Hallstatt, kommen diesbezüglich eine besondere Bedeutung zu. Begründet ist dies in ihrer lithologischen Vielfalt von stark unterschiedlich kompetenten Gesteinen und, damit verbunden, der selektiven Wirkung der glazialen und postglazialen Reliefentwicklung. Die im geotechnischen Sinne als überwiegend homogen-kompetent zu charakterisierenden Tirolischen Decken und die Dachstein-Decke treten hinsichtlich des Auftretens großräumiger Massenbewegungen in ihrer Bedeutung entsprechend zurück.

11.1. Ingenieurgeologische Erforschungsgeschichte

Neben der Dokumentation prähistorischer und historischer Massenbewegungs-Ereignisse ist die „moderne“ ingenieurgeologische Erforschung der Region mit der Wahrnehmung und Ursachenforschung rezent aktiver Massenbewegungen verbunden.

Der „Bergsturz“ am Sandling im Jahre 1920 (SPENGLER, 1920, 1921; LEHMANN, 1920, 1926), nach heutiger Klassifikation bezogen auf die Kubatur des reinen Sturzvorgangs (ca. 200.000 m³) als größerer Felssturz zu bezeichnen, kann als Ausgangspunkt dieser Entwicklung angesehen werden. SALZER (1937, 1938) berichtet von seinen „Untersuchungen an Bergschlipfen im Salzkammergut“ an der Zwerchwand östlich von Goisern und rund um den Sandling bei Altaussee.

Diese Autoren erkennen bereits das grundlegende Problem: die geotechnische Konstellation einer spröde-kompetenten karbonatischen Deckplatte, auflagernd auf einem duktil-inkompetenten Unterlager aus hauptsächlich feinklastischen Gesteinen. Dieses Geomechanik-System „Hart auf Weich“ (POISEL & EPPENSTEINER, 1988, 1989) ist ursächlich verantwortlich für die Genese komplexer Massenbewegungs-Systeme, die sich in Form von Bergzerreibungen, kippenden Felstürmen, Felsstürzen, Felsgleitungen, Schuttströmen und Muren äußern können.

Für LOBITZER (2005) hängt das Erkennen des Phänomens der Massenbewegungen im Salzkammergut eng mit der Eiszeit-Forschung zusammen. VAN HUSEN (1977) führt umfangreiche quartärgeologische Untersuchungen zur Entwicklung des Traungletschers durch. Er stuft die Hangbewegungen Mühlkogel und Herndl südwestlich bzw. südöstlich von Bad Goisern sowie die „Bergstürze“ Jochwand (nordwestlich Bad Goisern), Ewige Wand (nordöstlich Bad Goisern), Teufelskirche (Eiblbründl, nordöstlichster Teil des Kartenblatts), Steinfeld (nordöstlich Altausseeer See) und Echerntal (südwestlich Hallstatt) als spätglazial ein.

Die systematische Bearbeitung ingenieurgeologischer Aspekte auf Blatt 96 Bad Ischl erfolgt an der Geologischen Bundesanstalt begleitend und im Anschluss an die allgemeingeologische Neuaufnahme in den 1970er und 1980er Jahren durch SCHÄFFER und Mitarbeiter. Insbesondere unter dem Eindruck der Massenbewegungen an der Zwerchwand der Jahre 1974 bis 1982 (mehrere Felsstürze und der Schuttstrom Stambach) und den hohen Bewegungsraten größerer Felspartien an

der Plassen-Ostflanke (Felsstürze 1981 und 1985 am Steinbergkogel, Hallstätter-Salzberg) beginnt unter SCHÄFFER die ingenieurgeologische Auswertung von Bewegungsmessungen (z.B. geodätische Vermessungspunkte an der Plassen-Ostflanke; Relativmessungen mit dem Bandmaß in verschiedenen Gebieten) und von geophysikalischen Untersuchungsmethoden (Seismik, Geoelektrik; siehe z.B. GATTINGER et al., 1978; SCHÄFFER, 1976, 1978, 1983a, 1994; GATTINGER & SCHÄFFER, 1979; VECER, 1977, 1978, 1979).

Die Arbeiten von HAUSWIRTH & SCHEIDEGGER (1976, 1988) liefern ergänzende kinematische und geomechanische Aspekte zu den Massenbewegungen am Hallstätter Salzberg. KOHLBECK et al. (1984, 1986) nehmen in-situ-Messungen der Gebirgsspannungen in massigem Oberjurakalk im Lauffener Erbstollen vor, dem tiefsten Stollenniveau des Ischler Salzbergs. Sie ermitteln eine Nordnordwest-Südsüdost gerichtete und nach Nordnordwest mit 48° geneigte Hauptspannungsrichtung.

BAMMER (1984) analysiert die Massenbewegungen Stambach/Zwerchwand und Großer Zlambach/Sandling, ausgehend von den Ereignissen der Jahre 1982 (Schuttstrom Stambach) bzw. 1920 (Felssturz „Pulverhörndl“ am Sandling und anschließender Schuttstrom Michlhallbach), aus der Sicht der Wildbachverbauung und daraus resultierender Maßnahmen.

Eine beachtenswerte „Chronik wichtiger Klima- und Naturereignisse“ für den Hallstätter Raum stellt WIROBAL (1994) zusammen. Demnach sind dort neun größere Felsstürze zwischen 1652 und 1985 sowie 12 Muren mit Schadensereignissen zwischen 1709 und 1968 dokumentiert. Zudem wurden von 1348 bis 1994 in Hallstatt 42 spürbare Erdbeben registriert, davon allein 22 im 20. Jahrhundert (vollständigere Aufzeichnungen in neuerer Zeit). Eine Auswahl davon siehe Kapitel 7.

Die zunehmende gesellschaftliche Relevanz einer Gefahrenanalyse von Massenbewegungen hatte seit den 1980er Jahren eine intensive, universitäre ingenieurgeologische Forschung auf dem Kartenblatt zur Folge. Dabei rückten geomechanisch-kinematische, bodenmechanische und tonmineralogische Fragestellungen in den Mittelpunkt des Interesses.

FRIEDEL (1985) bearbeitet in seiner Dissertation das Sandlinggebiet sowohl unter geologischen als auch geotechnischen Gesichtspunkten. Er sieht zumindest teilweise einen Einfluss des Altausseer Salzbergbaus auf die rezenten Massenbewegungen. VALTINGOJER (1990) analysiert in seiner Diplomarbeit die Ursachen der Felsstürze an der Zwerchwand und der unterhalb anschließenden Massenumlagerungen im Gebiet des Stambachs. Er erweitert die Aufgabenstellung um wichtige Aspekte: Diskussion der Sanierbarkeit derartiger Massenbewegungen; Notwendigkeit einer langfristigen messtechnischen Überwachung der Massenbewegungen; die zahlreichen Massenbewegungen im untersuchten Gebiet sind Teilereignisse übergeordneter Großhangbewegungen.

Seit Ende der 1980er Jahre arbeiten die untereinander vernetzten Arbeitsgruppen CZURDA (Universität Karlsruhe) und MOSER (Universität Erlangen-Nürnberg) auf dem Kartenblatt mit ingenieurgeologischer Schwerpunktsetzung. Erste Diplomarbeiten (MERKL, 1989: Einzugsgebiet des Hallstätter Mühlbaches; HÖCHERL, 1991: Einzugsgebiet des Michlhallbaches), Dissertationen (ROHN, 1991: Massenbewegung Stambach-Zwerchwand) und Publikationen (z.B. ROHN et al., 1989, 1996) begründen – in Zusammenarbeit mit anderen Institutionen (z.B. Wildbach- und Lawinenverbauung, Universität Wien) – eine Vielzahl weiterer Arbeiten (ergänzende Literaturangaben siehe Kapitel 11.2. und 11.3.).

Mehrere Diplomarbeiten und Dissertationen der letzten Jahre haben „neuere“, komplexe Arbeitsmethoden zum Inhalt, wie GIS-gestützte Auswertungen (EHRET, 2002: Umfangreiche Kartenerstellung auf GIS-Basis; FERNÁNDEZ-STEGER, 2002: Rutschungserkennung mittels Neuronaler Netze; RÖNNAU, 2005: Risikoanalyse), numerische Modellierungen (VAN DEN HAM, 2006: Kriechhänge; MAIR AM TINKHOF, 2007: Felsstürze), aber auch die Bearbeitung von Zusammenhängen zwischen Mineralbestand und den bodenmechanischen und rheologischen Eigenschaften toniger Rutschmassen (XIANG, 1997).

Als aktuelle zusammenfassende Darstellungen wichtiger Massenbewegungen auf dem Kartenblatt können die Publikationen von MOSER et al. (2003); ROHN et al. (2004, 2005) bezeichnet werden. Als besonders anschaulich und auch um das Verständnis für Nicht-Ingenieurgeologen bemüht, ist die zusammenfassende Arbeit von WEIDINGER & VORTISCH (2005) hervorzuheben.

11.2. Geotechnische Eigenschaften der Gesteine

Seit den 1980er Jahren befassen sich die ingenieurgeologisch orientierten Arbeiten auf Blatt 96 Bad Ischl mit der Quantifizierung der geotechnischen Eigenschaften der Gesteine. Ein erster Ansatz ist die sehr stark zusammenfassende Unterscheidung der Gesteine nach „Gesteinsbestand“ (z.B. Kies, Sand, Kalkstein, Sandstein, Tonschiefer, etc.), „Geotechnische Grobcharakteristik“ (Festgestein, veränderlich festes Gestein, Lockergestein) und „Wasserempfindlichkeit“ (von „keine“ bis „sehr hoch“ bzw. auch „verkarstet“) auf der „Karte der geologisch-geotechnischen Risikofaktoren der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 96, Bad Ischl“ (SCHÄFFER, 1983b).

Die geotechnische Klassifikation unterscheidet die Gesteine nach ihren mechanischen Eigenschaften, unabhängig von ihrem Alter, ihrer Genese, ihrer tektonischen Position oder ihrer faziellen Ausbildung. Grundsätzlich erfolgt eine Einteilung in Festgesteine, veränderlich feste Gesteine und Lockergesteine (auf o.g. Manuskriptkarte von SCHÄFFER, 1983b, als „Geotechnische Grobcharakteristik“ bezeichnet).

Allerdings ist die Zuordnung einzelner Gesteine des Kartenblatts zu diesen drei Klassen zwischen den verschiedenen regionalen Bearbeitern nicht immer konsistent. So ordnet SCHÄFFER in seiner Manuskriptkarte das weit verbreitete Grundmoränenmaterial den veränderlich festen Gesteinen zu. KURKA (1998) folgt in ihrem Arbeitsgebiet östlich des Sandling dieser Zuordnung mit dem Hinweis, dass Grundmoränen überkonsolidierte Sedimente sind, die eine sehr hohe Festigkeit erreichen können. Die meisten ingenieurgeologischen Bearbeiter klassifizieren die Grundmoräne im Speziellen (z.B. EHRET, 2002; RESCH, 1997), aber auch zusammengefasst als Moräne oder Moränenstreu im Allgemeinen (z.B. HÖCHERL, 1991; ROHN, 1991; SCHNEIDER, 1998; FERNÁNDEZ-STEGER, 2002) als Lockergestein. Eine weitere Abweichung ergibt sich in der Zuordnung der Vorkommen von Schrambachschichten (Mergel) und Roßfeldschichten (Sandsteine, Brekzien, Mergel) süd-östlich von Bad Ischl: während SCHÄFFER in seiner Manuskriptkarte diese überwiegend den veränderlich festen Gesteinen zuordnet, klassifiziert KRAFFT (1999) sie, von ihm als Kalkmergel und Kalksandstein bezeichnet, als Festgesteine.

Bei den **Festgesteinen** handelt es sich auf dem Kartenblatt ausschließlich um Sedimentgesteine. Sie sind wasserunempfindlich (keine Konsistenzänderung bei Wasserzutritt), wobei bei Kalksteinen eine mehr oder weniger ausgeprägte Anfälligkeit zur Verkarstung existiert. Ihr mechanisches Verhalten hängt im Wesentlichen von der Gesteinsart (petrographische Zusammensetzung, Stärke der

Kornbindung) und von der Ausbildung des Trennflächengefüges (Schichtung, Klüftung, Störungsflächen) ab. Die vorkommenden Festgesteine weisen große fazielle und materialbedingte Unterschiede sowie ein sehr variables Trennflächengefüge auf. Daher zeigen sie auch kein einheitliches mechanisches Verhalten. Die Gesteinsfestigkeit der Karbonate verringert sich tendenziell mit zunehmendem Tongehalt hin zu den Kalkmergel- bzw. Mergelsteinen. Die Gebirgsfestigkeit hingegen wird von der Ausbildung des Trennflächengefüges bestimmt. Dünnbankige Gesteine tendieren zu einem engständigeren Trennflächengefüge als dickbankige oder massige Gesteine und sind daher als mechanisch „schwächer“ anzusehen. Eine Besonderheit auf dem Kartenblatt ist das im Bereich der Hallstätter Schollen großräumig verbreitete Geomechanik-System „Hart auf Weich“ (siehe auch Kapitel 11.1. und 11.3.): Festgesteine, v.a. in Form gebankter und massiger Kalksteine, überlagern ein meist mächtiges Unterlager aus veränderlich festen Gesteinen. Das mechanische Versagen des Unterlagers in Form von plastischer Verformung, Kriech- und Gleitprozessen führt zur Ausbildung von Zugspannungen in den auflagernden Festgesteinen mit Zerreibungen und deren fortschreitender Zerlegung bis hin zur Kluftkörpergröße.

Die Festgesteine treten größtenteils als Wandbildner auf. Stark vereinfacht können praktisch alle Kalke und Dolomite der Trias sowohl in Hallstätter Fazies als auch in Dachsteinfazies den Festgesteinen zugeordnet werden. Zusammenfassend sind auch die jurassischen Kalksteine und Radiolarite/Kieselkalke, einschließlich der Brekzienbildungen der Grünanger Schichten, den Festgesteinen zuzuordnen, nicht aber die Allgäuschichten, die überwiegend als veränderlich festes Gestein charakterisiert sind. Das auf dem Kartenblatt nur lokal im Raum Bad Ischl und am Solingerkogel (Hallstätter Salzberg) verbreitete Gosaukonglomerat (Konglomerat der Kreuzgraben-Formation in EHRET, 2002) ist ebenfalls ein Festgestein.

Die **veränderlich festen Gesteine** sind durch ihre mehr oder weniger ausgeprägte Empfindlichkeit gegenüber Wasserzutritt gekennzeichnet. Ihre Festigkeit liegt zwischen jener der Locker- und Festgesteine. Unverwittert besitzen sie Festgesteinscharakter und weisen eine mineralische Bindung auf. Kennzeichnend ist jedoch ihre Verwitterungsanfälligkeit und Konsistenzänderung in Abhängigkeit vom Wassergehalt, wodurch das geotechnische Verhalten bestimmt wird. Mit zunehmendem Wassergehalt nimmt die Festigkeit ab. Besonders ausgeprägt ist dieses Verhalten bei Gesteinen, die einen hohen Anteil quellfähiger Tonminerale wie beispielsweise Montmorillonit enthalten (EHRET, 2002). Die veränderlich festen Gesteine sind auf dem Kartenblatt durch ihren hohen Anteil an evaporitischem oder feinklastischem Material gekennzeichnet. Mit ihrer Abhängigkeit des Verwitterungszustandes und des Wassergehalts sehr unterschiedlichen Eigenschaften sind sie wesentlich für die Massenbewegungen verantwortlich.

Die großräumigen Vorkommen von ausgelaugtem (Ton-Schluff-Gestein) und nicht ausgelaugtem Haselgebirge (Salz-Ton-Schluff-Gestein), Zlambachsichten und Allgäuschichten (beide überwiegend Kalk-Mergel-Wechselfolgen) als typische veränderlich feste Gesteine stehen daher im Mittelpunkt mineralogischer und bodenmechanischer Untersuchungen (siehe unten). Daneben sind die relativ kleinräumigen Vorkommen von Sandsteinen und Tonsteinen der Werfener Schichten und Raibler Schichten sowie die Mergel der Kössener Schichten zu den veränderlich festen Gesteinen zu stellen. Die Schrambachsichten (Mergel) und Roßfeldsichten (Sandsteine, Brekzien, Mergel) südöstlich von Bad Ischl sind, bei unterschiedlichen Ansichten einzelner Bearbeiter (siehe oben), aufgrund ihrer Verwitterungs- und Rutschungsanfälligkeit wohl eher den veränderlich festen

Gesteinen zuzuordnen. Die Gosauergel und -sandsteine des Bad Ischler Beckens wie auch eines Vorkommens am Kartenblattrand südwestlich des Plassen (westlich der Durchgangalm; Tonsteine, Sandsteine und Mergel der Bibereck-Formation in RUMPLER, 2007) sind ebenso überwiegend als veränderlich feste Gesteine charakterisiert.

Lockergesteine sind diagenetisch noch nicht verfestigte Sedimente und weisen keine mineralische Bindung zwischen den einzelnen Körnern auf. Auf dem Kartenblatt zählen dazu alle pleistozänen Ablagerungen wie die Grund-, End- und Seitenmoränen, diverse Schotter, Terrassensysteme und Eisrandsedimente. Eine Ausnahme sieht SCHÄFFER (1983b) in seiner Manuskriptkarte in den pleistozänen Hangbrekzien und dem spät-rißzeitlichen Terrassenschotter bei Bad Ischl, denen er aufgrund Ver kittung und Verfestigung einen teils „mürben“ Festgesteinscharakter zuordnet. Holozäne Ablagerungen wie Hang- und Verwitterungsschutt, junge fluviale Bildungen (Wildbachschutt, Flussablagerungen, Schwemmkegel) und Massenbewegungen (z.B. Felssturzmaterial, Rutschmassen, Schuttstrom-/Mura-blagerungen) sind ebenfalls als Lockergestein klassifiziert.

Die geotechnischen Eigenschaften der verschiedenen Lockergesteine sind aufgrund unterschiedlichster Kornverteilungsspektren sehr inhomogen. Daher kann keine generelle Charakteristik, z.B. hinsichtlich Erodierbarkeit, Setzungsempfindlichkeit oder Standfestigkeit gegeben werden. Ebenso ist die Mächtigkeit der Lockergesteine auf dem Kartenblatt sehr starken Schwankungen unterworfen.

Mineralogische Eigenschaften und bodenmechanische Kennwerte von ausgelaugtem Haselgebirge und Mergeln der Zlambach- und Allgäuschichten

Der bindige Verwitterungs- und Auslaugungshorizont des Haselgebirges besteht aus einem schichtungslosen Ton-Schluff-Gemisch mit Tonstein- und Gipskomponenten. Bei den Mergeln der Zlambach- und Allgäuschichten nehmen mit zunehmendem Verwitterungsgrad der Karbonatgehalt (Bindemittel) und damit die Standfestigkeit stark ab. Aufgrund der geringen Verwitterungsbeständigkeit der Mergel weisen diese oberflächlich meist einen hohen Ton-Schluff-Gehalt und eine hohe Rutschanfälligkeit auf. Das ausgelaugte Haselgebirge und die verwitterten Zlambach- und Allgäuschichten sind auf dem Kartenblatt für den Großteil der großräumigen und komplexen Massenbewegungsprozesse verantwortlich.

Bodenmechanische und mineralogische Untersuchungen dieser Gesteine liegen auf dem Kartenblatt von mehreren Bearbeitern vor. Zusammenfassende Darstellungen von bodenmechanischen Eigenschaften, teilweise auch auf anderen Bearbeitern basierend, geben ROHN (1991), XIANG (1997), LOTTER (2001) und EHRET (2002). Semi-quantitative Untersuchungen des Mineralbestands werden insbesondere von ROHN (1991) und XIANG (1997) durchgeführt. ROHN et al. (2005) kompilieren diese Daten wiederum zu einer vereinfachten Gesamtdarstellung, auf die hier zurückgegriffen wird (Tab. 6 bis 8). Da verwitterte Mergel der Zlambach- und Allgäuschichten im Gelände kartierungstechnisch praktisch kaum zu unterscheiden sind, wurden sie zu einer geotechnischen Einheit zusammengefasst.

Nach der Korngrößenanalyse bestehen sowohl das ausgelaugte Haselgebirge als auch die verwitterten Mergel der Zlambach- und Allgäuschichten hauptsächlich aus der Kornfraktion $<0,063$ mm (Schluff und Ton). Dabei ist tendenziell der Tongehalt ($<0,002$ mm) der Mergel geringfügig höher als beim Haselgebirge, jedoch ergeben sich regional große Schwankungsbreiten bei beiden Gesteinen (Tab. 6).

	> 0,063 mm	< 0,063 mm	< 0,002 mm
Auslaugungshorizont Haselgebirge	2–14	86–98	24–55
Verwitterte Mergel Zlambach-/Allgäuschichten	1–23	77–99	27–65

Tab. 6.

Kornverteilung des ausgelaugten Haselgebirges und der verwitterten Mergel der Zlambach- und Allgäuschichten (Massenanteile der Körner in Prozent (%) der Gesamtmenge).

Beim Mineralbestand ergeben sich deutliche Unterschiede zwischen ausgelaugtem Haselgebirge und verwitterten Mergeln vor allem hinsichtlich der Zusammensetzung der Schichtsilikate (Tab. 7). Während das ausgelaugte Haselgebirge zusammen mehr als 55 % Illit und Chlorit, aber keine Mixed-layer Tonminerale oder Kaolinit aufweist, enthalten die verwitterten Mergel der Zlambach- und Allgäuschichten bis zu 52 % Smektit-Illit Mixed-layer Minerale und bis 5 % Kaolinit. Den Gesteinen gemeinsam ist ein sehr ähnlicher Quarz- und Feldspat-Gehalt. Der Karbonat-Gehalt der verwitterten Mergel ist sehr unterschiedlich je nach Verwitterungszustand (Auswaschen des karbonatischen Bindemittels).

	Phyllosilikate	Mixed-layer Smektit-Illit	Illit	Chlorit	Kaolinit	Quarz	Feldspat	Karbonat
Auslaugungshorizont Haselgebirge	57–78	--	34–45	22–33	--	16–31	5–22	0–5
Verwitterte Mergel Zlambach-/Allgäuschichten	51–76	31–52	9–15	4–6	4–5	17–28	5–11	0–25

Tab. 7.

Semi-quantitativ ermittelter Mineralbestand des ausgelaugten Haselgebirges und der verwitterten Mergel der Zlambach- und Allgäuschichten (Massenanteile einzelner Minerale bzw. Mineralgruppen in Prozent (%) des Mineralbestands; prozentgenaue Angaben bei den Tonmineralen sind als Näherungswerte anzusehen).

Die Schwankungsbreite der Kornverteilung insbesondere bei der Tonfraktion <0,002 mm (Tab. 6) und Unterschiede im Mineralbestand (Tab. 7) spiegeln sich auch in der erheblichen Variation der Plastizität (Bildsamkeit) bzw. der Plastizitätszahl wider (Tab. 8). Dies trifft für das ausgelaugte Haselgebirge, in besonderem Maße aber für die (mehr oder weniger) verwitterten Mergel der Zlambach- und Allgäuschichten zu. Hier dürfte der extrem hohe obere Plastizitätszahl-Wert (46 %) und damit eine hohe Fließgrenze und eine hohe Wasseraufnahmefähigkeit in einem stark verwitterten, praktisch karbonatfreien Probenmaterial mit einem hohen Gehalt an quellfähigen Mixed-layer Phyllosilikaten begründet sein. Je nach Verwitterungsgrad der Mergel variiert daher die Plastizität von leicht bis ausgeprägt plastischen Tönen und Schluffen. Beim ausgelaugten Haselgebirge handelt es sich schwerpunktmäßig um mittelplastische Tone und Schluffe.

Beim wirksamen Reibungswinkel φ und der wirksamen Kohäsion c' zeigt das ausgelaugte Haselgebirge tendenziell die „besseren“ Werte (Tab. 8). Diese Angaben aus ROHN et al. (2005) basieren allerdings nur auf wenigen, konsolidiert-drainiert durchgeführten Rahmenscherversuchen von MERKL (1989), ROHN (1991) und LOTTER (2001). Weitere Angaben zu Reibungswinkel und Kohäsion von Haselgebirge, Zlambachsichten und Allgäuschichten aus Rahmenscherversuchen finden sich bei KURKA (1998), XIANG (1997) und HÖCHERL (1991), aus Triaxialversuchen

bei ROHN (1991) und XIANG (1997). Dabei ist insgesamt eine tendenzielle Übereinstimmung, vereinzelt aber auch eine (deutliche) Abweichung zu den in Tabelle 8 gegebenen Werten feststellbar.

	Plastizitätszahl (%)	Wirksamer Reibungswinkel φ' (°)	Wirksame Kohäsion c' (kN/m ²)
Auslaugungshorizont Haselgebirge	13–26	20–27	8–29
Verwitterte Mergel Zlambach-/Allgäuschichten	10–46	20–22	5–12

Tab. 8.

Bodenmechanische Eigenschaften des ausgelaugten Haselgebirges und der verwitterten Mergel der Zlambach- und Allgäuschichten.

11.3. Wichtige Massenbewegungen

Die postglaziale Entwicklung der Massenbewegungen auf Blatt 96 Bad Ischl ist in Kapitel 6.2. beschrieben. Es wird hier daher nur sehr zusammengefasst auf einige ingenieurgeologische Aspekte ausgewählter Massenbewegungen eingegangen.

Die **Hallstätter Zone des Plassen** westlich von Hallstatt ist gekennzeichnet durch ein komplexes System großräumiger, teilweise rezent aktiver Massenbewegungen (Abb. 16).

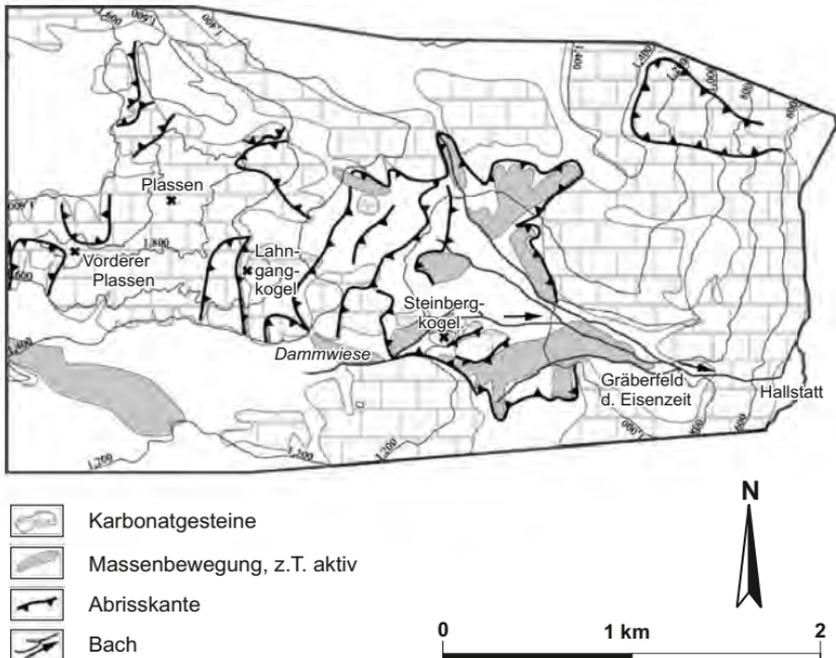


Abb. 16.

Geotechnische Übersichtskarte zwischen Plassen und Hallstatt (modifiziert nach ROHN et al., 2005).

Vom Gipfel des Plassen-Massivs ausgehend, findet eine nach Osten in Richtung Hallstatt zunehmende Zerlegung der Ostflanke statt. Das ausgelaugte Haselgebirge bildet das duktil-plastische Unterlager für die spröde-karbonatischen Deckplatten des Plassen-Massivs (Plassenkalk; Gesamtkubatur ca. 1 km³), der Steinbergkogel-Scholle (Hallstätter Kalke; Gesamtkubatur ca. 3 Mio. m³) und weiterer kleinerer Gesteinsschollen. Durch den seit prähistorischer Zeit betriebenen Salzbergbau ist bekannt, dass das Salz-Ton-Gebirge des Hallstätter Salzbergs noch mehrere hundert Meter bis mindestens unterhalb des Niveaus des Hallstätter Sees reicht.

Durch die Auflast der Deckplatten deformiert sich das Unterlager: die Deckplatten zerreißen in einzelne einsinkende Schollen und Blöcke, während das Unterlager lateral ausweicht und randlich ausgequetscht wird. Bei entsprechendem Relief und fehlendem seitlichen Widerlager kommt es zu lateraler Extension und Dislokation der zerreißenden Deckplatten mit vom Zentrum zum Rand zunehmenden Bewegungsraten in Richtung des größten Gefälles („lateral spreading“ nach ROHN et al. (2004) im Sinne eines „rock spread“ nach VARNES (1978)). Damit verbunden ist die fortschreitende Zerlegung zum Rand der Deckplatten, wo es zu Felsstürzen und Felsgleitungen kommen kann. Eine dadurch verursachte undrained Belastung des unterlagernden, gering permeablen, duktilen Materials kann wiederum Schuttströme auslösen oder reaktivieren. Der Abtransport von Material durch Rutschungen und Schuttströme destabilisiert die Basis im Randbereich der Deckplatten zusätzlich und begünstigt weitere Massenbewegungen (positive Rückkopplung, also Selbstverstärkung nach Initialisierung der Prozesse).

An der Ostflanke des Plassen haben sich großräumige Zerrstrukturen in Form mehrerer gestaffelter Hauptabbrisskanten (HAK) ausgebildet, an denen sich bis zu 40 Mio. m³ große Schollen aus Plassenkalk vom zentralen Bereich völlig abgelöst haben und sich in Richtung Hallstatt bewegen (Abb. 17 und 18; EHRET et al., 2005). Geodätische Messungen des Bundesamts für Eich- und Vermessungswesen in den Jahren 1954, 1978, 1985 und 1991 belegen Bewegungsraten bis

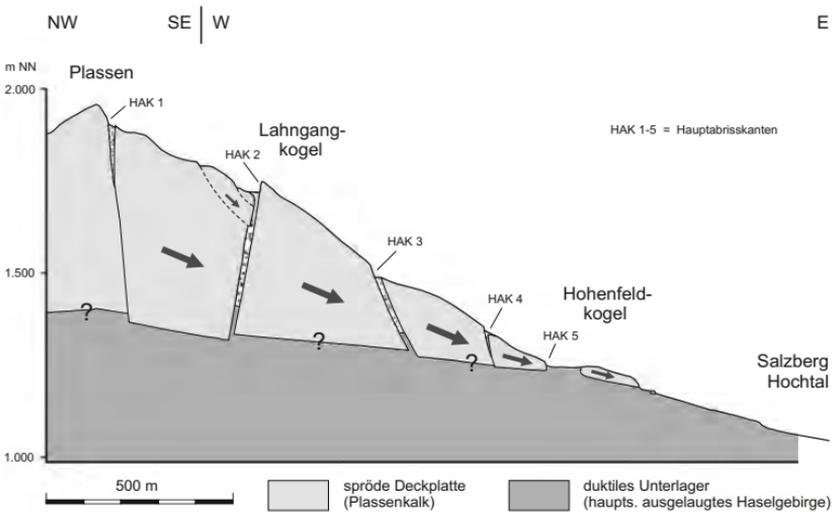


Abb. 17. Geotechnisches Profil der Plassen-Ostflanke (modifiziert nach ROHN et al., 2005).

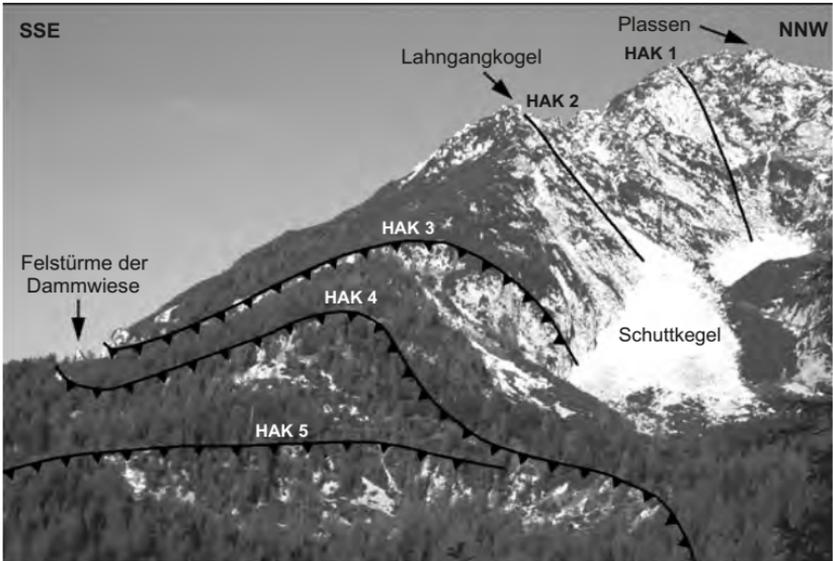


Abb. 18.

Blick auf die Plassen-Ostflanke (südöstlicher Teil): Einsinken und laterale Extension von Plassenkalk-Schollen auf ausgelaugtem Haselgebirge entlang großräumiger Hauptabrissskanten (HAK; aus EHRET et al., 2005).

zu mehreren Zentimetern pro Jahr (LOTTER, 2001). Auf einer Teilscholle des Steinbergkogels („Rotes Kögele“ bei den Bearbeitern) wurden im Vorfeld des Felssturzes von 1985 mehrere Dezimeter pro Jahr erreicht, siehe unten. Als Folge der intensiven mechanischen Beanspruchung sowie der zum Rand hin abnehmenden Mächtigkeit der Kalkschollen nimmt der Zerlegungsgrad hangabwärts zum Hochtal des Hallstätter Salzbergs zu. Im Randbereich der Plassen-Ostflanke kommt es durch Steinschlag und kleinere Felsstürze zu einer ausgeprägten Schutthaldbildung. Am südlichen Rand (Bereich Dammwiese) haben sich große freistehende Felstürme aus dem Gebirgsverband gelöst, die Kipp- und Gleitbewegungen sowie ein Einsinken des spezifisch schwereren Festgesteins, verbunden mit einem „Ausquetschen“ des feinklastischen Materials, anzeigen.

Nach Osten schließt sich der Talkessel des Salzberg-Hochtals an. Er ist von einer Vielzahl rezenter aktiver wie auch früherer Massenbewegungen (Rutschungen, Schuttströme, Kriechhänge) im Lockergestein geprägt. Der gesamte Talkessel kann als umschlossen von einer Hauptabrissskante interpretiert werden, die sich aus mehreren Teilstrukturen zusammensetzt (vgl. Abb. 16; EHRET et al., 2005). Diese komplex gegliederte Abrisskante ist also im Wesentlichen entlang des Kontakts zwischen den, den Talkessel umrahmenden „harten“ Karbonaten und den Lockergesteinsmassen ausgebildet.

Bereits der eisenzeitliche Bergbau am Hallstätter Salzberg wurde durch Massenbewegungen beeinflusst (ROHN et al., 2005; BARTH & LOBISSER, 2002). Der archäologische Befund (KERN et al., 2008) weist darauf hin, dass zumindest eine Naturkatastrophe ca. 350 v. Chr. (ein ca. 900 m langer Schuttstrom, ausgehend vom östlichen Fuße des Steinbergkogels; vgl. Abb. 16; EHRET et al. 2005) den Salzbergbau signifikant beeinträchtigt oder gar unterbrochen hat. Jüngst konnte durch GRABNER et al. (2006) die Alterseinstufung dieser und einer zweiten, älteren Massenbewegung dendrochronologisch auf ca. 311 bzw. 1245 v. Chr. präzisiert werden – zitiert in EHRET & ROHN (2009).

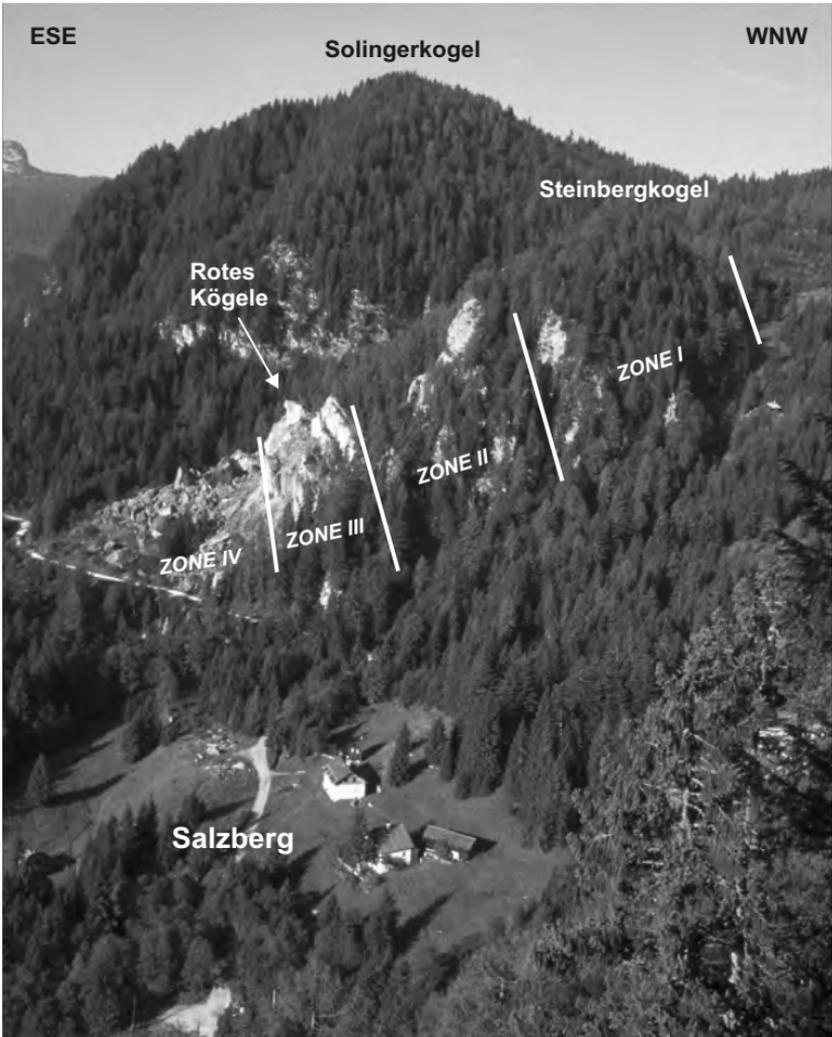


Abb. 19.

Die Steinbergkogel-Scholle am Hallstätter Salzberg mit 4 Zonen (I–IV) unterschiedlicher geotechnischer Ausbildung und kinematischer Aktivität (modifiziert nach EHRET, 2002 und LOTTER, 2001).

Der Steinbergkogel ist eine durch Massenbewegungsprozesse und möglicherweise durch vorangegangene salztektonische Prozesse völlig isolierte Scholle aus Hallstätter Kalken über ausgelautem Haselgebirge und bildet eine auffallende morphologische Erhebung im Talkessel des Hallstätter Salzbergs (Abb. 16 und 19). 1985 ereignete sich am talwärtigen, östlichen Randbereich der Steinbergkogel-Scholle (in Abb. 19 als „Rotes Kögele“ bezeichneter Teilblock) ein großer Felssturz durch Kippbruch (ca. 30.000 m³), der die Forststraße Hallstatt – Salzberg verschüttete (Abb. 19). Durch dieses Ereignis wurde der unterhalb anschließende alte Schuttstrom ansatzweise reaktiviert (undrainierte Belastung des ausgelauten, verwitterten Haselgebirges). Die Bewegung kam aber ohne nennenswerten Massentransport im Anschluss wieder zum Erliegen. Seit 1987 werden auf der

Steinbergkogel-Scholle kinematische Untersuchungen (Präzisionsmaßbandmessungen mit dem Konvergenzmessgerät, geodätische Objektpunktvermessung, Messung von Kippbewegungen mit portablem Neigungsmessgerät) durchgeführt (MERKL, 1989; LOTTER, 2001). Sie belegen, auch nach den hohen Bewegungsraten im Vorfeld des Felssturzes bis 1985 (siehe oben), eine zum östlichen Rand der Steinbergkogel-Scholle zunehmende, talwärts gerichtete Bewegungsaktivität in der Größenordnung von wenigen cm pro Jahr, verbunden mit messbaren Kippraten (zukünftige Felssturzgefahr durch Kipbruch!).

Der westlich von Altaussee in der **Hallstätter Zone** gelegene **Sandling** besteht im Wesentlichen aus Oberjura-Kalken, die als spröde Deckplatte über einem duktilen Unterlager aus mergelig-kieseligen Juragesteinen und mächtigem Haselgebirge lagern (Abb. 20). Mit dem Rückzug der die Sandling-Deckplatte umschließenden Vergletscherung vor ca. 16.000 Jahren (VAN HUSEN, 1977) und der damit verbundenen Erosion bzw. Versteilung der Randbereiche setzte der bis heute in beachtlichem Ausmaß anhaltende Zerlegungsprozess der Deckplatte ein (Abb. 21; FRIEDEL, 1985; SCHNEIDER, 1998). Talwärts nach Osten (Richtung Altaussee) und Süden schließen sich tiefgreifende Großhangbewegungen im Haselgebirge, in auflagernden Felschollen aus Hallstätter Kalken und in Allgäuschichten an (KURKA, 1998; DÖLLMANN, 2000).



Abb. 20. Blick auf die Sandling-Westflanke: Felssturzbereich „Pulverhörndl“ (1920) in Bildmitte und hangtektonisch stark zerlegtes Gebirge im rechten Bildabschnitt (aus ROHN et al., 2004).

Der bis heute in Betrieb befindliche Salzbergbau im unterlagernden Haselgebirge im Bereich der Südostflanke des Sandling ist erstmals im Jahre 1147 urkundlich belegt. Ein möglicher Einfluss des Bergbaus auf die Massenbewegungen wird von den lokalen Bearbeitern unterschiedlich beurteilt, wobei zu beachten ist, dass im westlichen und nördlichen Teil des Sandling-Massivs keine Salzbergbaue im Untergrund existieren.

Die Zerreißung der Sandling-Deckplatte und die damit verbundene laterale Extension erfolgt unter Verwendung des tektonisch vorgezeichneten

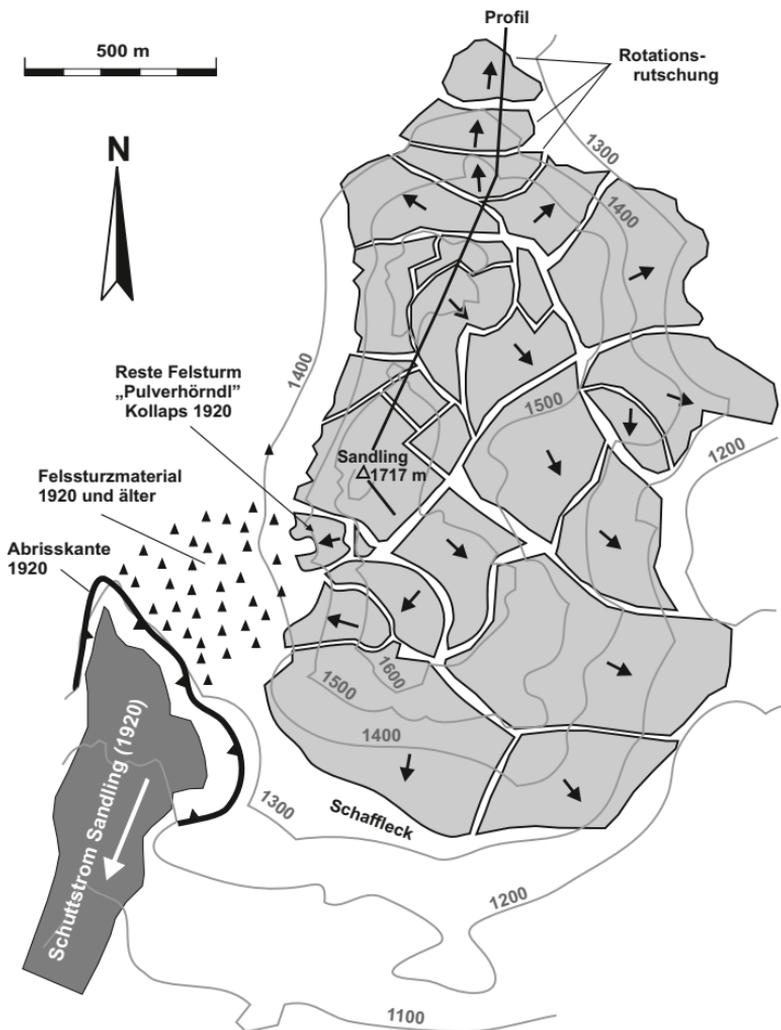


Abb. 21. Geotechnische Übersichtskarte des Sandling mit Lage der Ereignisse von 1920 (Felssturz und Schuttstrom); die schwarzen Pfeile zeigen die mittels GPS-Messungen ermittelten Bewegungsrichtungen der einzelnen Teilschollen der spröde-karbonatischen Sandling-Deckplatte (modifiziert nach ROHN et al., 2004).

Trennflächengefüges in zahlreiche Teilschollen, die durch markante Riss-, Spalten- und Grabenbildungen praktisch vollständig voneinander getrennt sind (Abb. 21 und 22). Diese Teilschollen wiederum zeigen eine intensive interne Zerlegung, verhalten sich jedoch als kinematisch homogene Großeinheiten mit jeweils spezifischer Bewegungsrichtung (schwarze Pfeile in Abb. 21). Die Gefügeaufnahmen, die geotechnische Kartierung und die messtechnischen Untersuchungen von SCHNEIDER (1998; vereinfachte Darstellung in Abb. 21) belegen ein Driften der Teilschollen, ausgehend vom Sandling-Gipfel, dessen Bereich keine signifikanten Bewegungen zeigt, in praktisch alle Richtungen. Überwiegend bewegen sich die Teilschollen aber bereits unmittelbar östlich des Gipfels nach Südosten

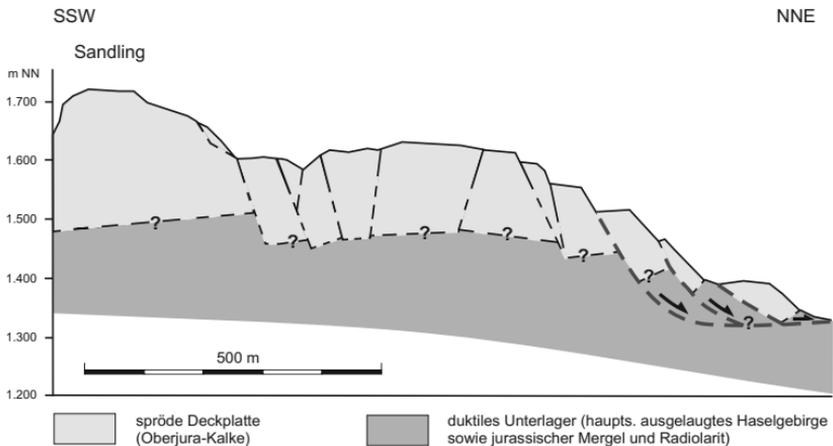


Abb. 22.

Geotechnisches Profil des nördlichen Abschnitts der auf einem duktil-plastischen Unterlager (Haselgebirge und mergelig/kieselige Juragesteine) zerreißenen Jurakalksteine der Sandling-Deckplatte (modifiziert nach ROHN et al., 2004; Lage des Profils siehe Abb. 21).

in Richtung der Salzbergbaue. Zahlreiche Bandextensometer-Messungen und ein GPS-gestütztes Messnetz von 21 über die Sandling-Deckplatte verteilten Objektpunkten belegen, zuletzt über einen zweijährigen Beobachtungszeitraum (1997–1999), zum Rand der Deckplatte hin zunehmende jährliche Bewegungsraten der Teilschollen im cm- bis (!) dm-Bereich. Die vorherrschende Bewegungsrichtung ist Süd bis Südost. Die Analyse der Extensionsstrukturen vom Sandling-Gipfel nach Südosten bis in den Randbereich der spröden Deckplatte durch SCHNEIDER (1998) ergibt eine aufsummierte divergente Dislokation der Teilschollen von 320 m seit Einsetzen des Zerlegungsprozesses. Der größte Anteil summiert sich durch Felsgleitungen/Rutschungen im Randbereich der Deckplatte auf. „Nur“ ca. 65 m anteilige Extension sind durch Zerrstrukturen im zentralen Bereich der Deckplatte infolge plastischer Verformung des Unterlagers bedingt („lateral spreading“, siehe oben; ROHN et al., 2004). Am nördlichen Rand der Deckplatte dominiert eine große Rotationsfelsgleitung von mehreren Teilschollen den Bewegungsprozess (Abb. 21 und 22).

Felsgleitungen mit beträchtlichen Bewegungsraten, aber auch kippende Felstürme, führen zu einer fortschreitenden Destabilisierung sowohl des Unterlagers, als auch im Randbereich der Deckplatte selbst. Der Kollaps des 200 m hohen Felsturms „Pulverhörndl“ (200.000 m³) im Jahre 1920 löste durch undrainierte Belastung des lateral aufgeschlossenen duktilen Unterlagers (?Zlambach-/Allgäuschichten und Haselgebirge mit aufliegendem Moränenmaterial) den Schuttstrom Sandling aus, der ein Volumen von ca. 20 Mio. m³ erreichte (Abb. 21 und 24). Das Lockermaterial „senkte“ sich an einer großen Abrisskante um bis zu 40 m und bildete einen Schuttstrom in das Tal des Michlhallbaches, über eine Strecke von 3,7 km innerhalb seiner vierwöchigen Aktivitätsphase (BAMMER, 1984).

Südwestlich des Sandling nahe dem Michlhallbach befindet sich ein weiterer markanter, vom rückwärtigen Gebirge entlang von Großklüfflflächen völlig abgelöster und freistehender, ca. 60 m hoher Felsturm (Abb. 23). Er wird im Volksmund als „Usinni Kira“ bezeichnet und besteht aus Hallstätter Kalken über einem duktilen Unterlager aus Haselgebirge. In diesem Bereich ist seit etwa dem Jahre 800



Abb. 23.

„Usinni Kira“: ein vom rückwärtigen Gebirge abgelöster Felssturm (Hallstätter Kalke) südwestlich des Sandling (aus ROHN et al., 2004); Lage siehe Abb. 24.

(bis zur Einstellung aus Rentabilitätsgründen im Jahre 1556) in Grubenbauen Sole im Haselgebirge gewonnen worden (BAMMER, 1984). Bis um das Jahr 1800 gab es mehrere erfolglose Versuche zur Wiedereröffnung des Salzbergbaus am Michlhallbach. Bammer sieht generell keinen Zusammenhang zwischen dem Salzbergbau und den Massenbewegungen am Sandling, insbesondere dem Felssturz von

1920. Nach SCHÄFFER (1994) ist hingegen die Aufgabe des Bergbaus am Michlhallbach im 16. Jahrhundert mit mehreren Massenbewegungsereignissen korrelierbar. STADLER (1986) analysiert die Entwicklung des relativ umfangreichen Salzbergbaus am „Michel-Hallbach“ im 16. Jahrhundert anhand zeitgenössischer Quellen. Nach seinen Erkenntnissen kam das Gelände Ende April oder Anfang Mai 1546 durch eine „Felsabsitzung“ oberhalb der dortigen Stollenmundlöcher in Form eines „Gesteinsstroms“ in Bewegung und verschüttete die Obertaganlagen des Bergwerkes. Zudem dokumentiert STADLER Felsblöcke einer Sturzhalde, die er diesem Ereignis zuordnet. Die Beschreibungen Stadlers lassen auf das typische Ereignis eines Felssturzes aus Hallstätter Kalken mit anschließendem Schuttstrom im ausgelaugten Haselgebirge schließen. Die Ursache sieht er nicht in der Bergwerkerschließung, sondern in „Spannungsrissen“ in den Kalkschichten aufgrund der labilen „Salztonschichten“ im Untergrund. Nach aufwendigen Versuchen, den Bergbau zu erhalten (inklusive einer Überwachung der Bewegungen der Felstürme), musste dieser demnach im Jahre 1560 letztendlich eingestellt werden. Auch im 18. Jahrhundert sind nach SCHÄFFER an der Westseite des Salzbergs bzw. im Michlhallbach Massenbewegungen dokumentiert.

Westlich des Sandling Richtung Bad Goisern schließt sich **zwischen Michlhallbach und Stambach** die überwiegend aus Hallstätter Kalken aufgebaute Deckplatte des **Raschbergs** an (Abb. 24), die einem teilweise duktilen Unterlager aus mergelig-kieseligen Juragesteinen, sowie lokal auch Werfener Schichten und Haselgebirge aufliegt. Überprägt ist diese Konstellation durch eine Antiklinalstruktur mit einem steileren Nordflügel und einem flacheren Südflügel. Das durch Massenbewegungen bedingte Zerlegungsmuster der spröden Karbonate orientiert sich an den tektonisch vorgezeichneten Trennflächen der Antiklinale, vgl. RESCH (1997). Parallel zum Ost-West streichenden Scheitel hat sich südlich des Raschberg-Gipfels ein ca. 2 km langes System aus Zerrgräben ausgebildet, das die Deckplatte in einen nördlichen und einen südlichen Teil trennt. Diese beiden Teile wiederum zeigen eine weitere Internzerlegung in zahlreiche Teilschollen, deren Randbereiche von Geröllhalden umgeben sind. Im westlichen Abschnitt der Raschberg-Deckplatte Richtung Stambach ist der Zerlegungsprozess bereits weiter fortgeschritten und durch große alte Massenbewegungen gekennzeichnet. Nach RESCH (1997) zeigen die Felsgleitungen im Randbereich der Deckplatte teilweise erhebliche Transportweiten, wobei die basalen Anteile der Kalke durch die Bewegungen teilweise brekziiert wurden.

Westlich bis südwestlich der Raschberg-Deckplatte in Richtung Stambach und Kleiner Zlambach, aber auch südlich in Richtung Großer Zlambach, schließt sich ein komplexes System von Massenbewegungen (großräumige Abrisskanten, Schuttströme, „Rutschkessel“, „Rutschungssysteme“; vgl. FERNÁNDEZ-STEEGER, 2002) an, das v.a. an den Verlauf der Wildbäche gebunden ist. VALTINGOJER (1990) erkennt dies als Ausdruck eines übergeordneten Talzuschubsystems zwischen Ewige Wand/Predigstuhl, Zwerchwand und Raschberg in Richtung Trauntal. Für FERNÁNDEZ-STEEGER (2002) stellt dieses Gebiet einen einzigen großen, übergeordneten „Rutschungskessel“ dar.

Der **Schuttstrom Stambach** hat in seinen wiederholten postglazialen Aktivitätsphasen vermutlich mehrmals vom Raschberg im Bereich Hütteneckalm – Rotmoos eine Materialzufuhr durch Felsgleitungen erhalten, verbunden mit einer undrainierten Belastung des feinklastischen Untergrunds. ¹⁴C-Datierungen von Holzresten aus dem Schuttstrommaterial (10.425–11.960, 4.410–5.465 und 1.550–3.210 Jahre cal BP; vgl. unkalibrierte Daten bei ROHN et al., 2004) belegen ein Einsetzen der Schuttstromaktivität vor mindestens 10.000–12.000 Jahren. Die jüngste Reaktivierung der Jahre 1980 und 1982 erfuhr der Schuttstrom jedoch

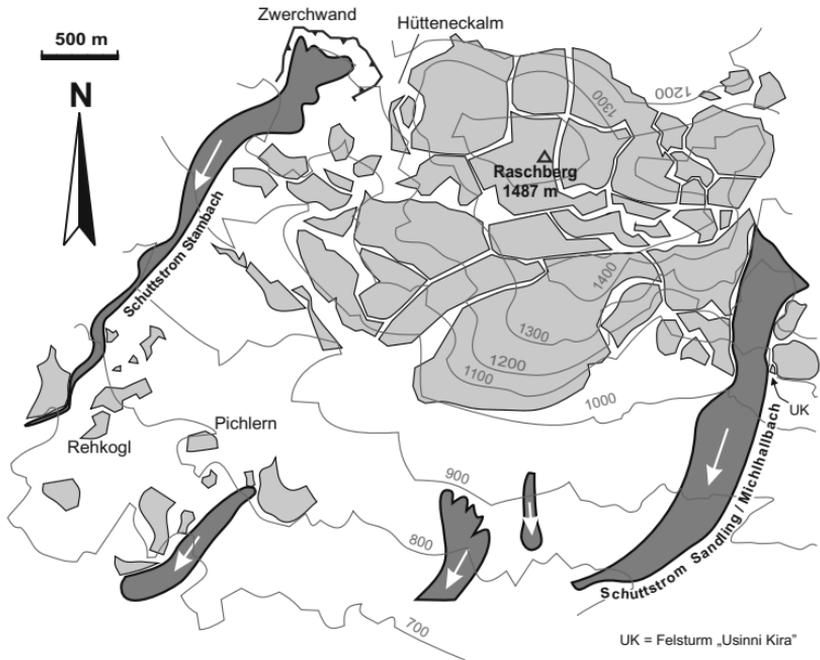


Abb. 24.
Geotechnische Übersichtskarte im Bereich Zwerchwand-Stambach, Raschberg und Michlhallbach: zerreiende Deckplatte (überwiegend Hallstätter Kalke) und Schuttstrom-Bildungen (modifiziert nach ROHN et al., 2004).

durch die Felsstürze der Jahre 1978, 1980 und 1981 aus der auf Zlambachschichten und Haselgebirge auflagernden Tressensteinkalk-Platte der **Zwerchwand** (Abb. 24 und Tafel 4; SCHÄFER, 1983a; ROHN, 1991; BAMMER, 1984).

Seit dem Jochwand Stand der Eismassen vor ca. 16.000 Jahren (VAN HUSEN, 1977; entspricht 18–19.000 cal BP) dürften die südlich der Zwerchwand vorgelagerten Felssturzmassen (insgesamt mindestens 600.000 m³) abgestürzt sein (ROHN, 1991). ROHN differenziert allein an der Südwand dreizehn verschiedene Felsstürze unterschiedlichen Alters (relative Abgrenzung ohne Datierung). Der sich aus der Materialzufuhr von Raschberg und Zwerchwand entwickelnde Schuttstrom Stambach dürfte auch im Mittelalter mehrmals aktiv gewesen sein. Als Hinweis darauf wird der Lindwurm im Wappen von Bad Gaisern angesehen.

Die seit 1974 neu einsetzenden Massenbewegungen an der Zwerchwand begannen mit kleineren Felsstürzen 1974 und 1978 an deren Nordwest-Rand bei der Reinfalzalpe. ROHN (1991) sieht in diesem Bereich einen Einfluss des unterlagernden Salzbergbaus des Ischler Salzbergs, da der auflagernde Tressensteinkalk, bedingt durch ungleichmäßige Setzungen über dem Grubengebäude, stark zerlegt ist. Die für die Massenbewegung Stambach-Zwerchwand mageblichen Felsstürze ereigneten sich aber an dem bis zu 120 m hohen Südabbruch der Zwerchwand und sind nicht direkt mit dem Salzbergbau in Verbindung zu bringen (Taf. 4). Große Spalten waren hier schon lange bekannt (z.B. SALZER, 1937). Die Felsstürze fanden zunächst am 15.10.1978 (60.000 m³) und am 22.02.1980 (40.000 m³) statt (SCHÄFER, 1983a, 1994). 6 Monate nach dem zweiten Felssturz reaktivierte sich

der unterhalb anschließende Schuttstrom Stambach. Die Bewegungen erfassten im August 1980 ein Gebiet von 20 Hektar, klangen bis Oktober 1980 aber wieder ab. Am 09.03.1981 ereignete sich ein neuerlicher Felssturz (30.000 m³) nahe der Anbruchsnische von 1978. 10 Monate später (Januar 1982) wurden in der vor der Zwerchwand liegenden Rutschmasse frische Anbrüche festgestellt. Im Februar 1982 breiteten sich diese Bewegungen auf den gesamten Schuttstrom bis zu dessen Ende an der Engstelle des Gschwandtlochs aus. Hier staute sich der ca. 10 Mio. m³ große Schuttstrom, wobei ca. 600.000 m³ Material diese Barriere überwand und sich mit dem Wasser mehrerer Nebenbäche des Stambaches vermischten. Dies beschleunigte die Fortbewegung der Rutschungsfront auf bis zu 120 m in 24 Stunden. Am 16.03.1982 wurde eine zweite Engstelle, der Stambachstein, erreicht. Hier stoppte die Massenbewegung nur wenige hundert Meter vor Bad Goisern, da der Nachschub an Rutschmaterial durch die erste Barriere des Gschwandtlochs ausblieb. Seither hat sich der Schuttstrom fast vollständig beruhigt, wobei zwischen Zwerchwand und Gschwandtloch bis heute geringe Bewegungen zu beobachten sind.

12. Bohrungen

(M. MAYR, D. VAN HUSEN & H. LOBITZER)

Bislang unpublizierte Bohrungsdaten wurden dankenswerter Weise vom Vorstand der Salinen Austria AG (SAAG) zur Veröffentlichung freigegeben bzw. für die Bohrung Koppenwinkel 1 vom Büro Mag. Wolfgang Gadermayr (Hallein) zur Verfügung gestellt.

Zur Lage der Bohrungen im geologischen Kartenbild siehe Tafel 1.

Für die Konstruktion der Profilschnitte (Tafel 2) wurden auch noch weitere, hier nicht aufgelistete Bohrdaten verwendet. Sie betreffen das Umfeld des Ischltaler und Trauntaler Salzlagern. Diese Daten wurden Profilschnitten in MAYR (2003) entnommen.

Bohrung Jodschwefelbad in Bad Goisern („JS“ in Lageskizze)

Bohrzeitraum: Jänner 1872 bis Mai 1874 und Juli 1875 bis März 1880.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN R 471143,9 H 279266,8
Geogr. 13° 36' 53,3"E 47° 39' 08,2"N

Meereshöhe des Bohrpunktes: ca. 530 müA.

Endteufe der Bohrung: 656,69 m.

Bohrung durchgeführt als Handbohrung bis Teufe 201,9 m und als Dampfbohrung bis zur Endteufe, jeweils mit Kerngewinnung – technische Details in BALZBERG (1878, 1880). Zusätzliche Informationen siehe LÖCKER (1884) und REITER (1911).

Der Kurbetrieb des Jodschwefelbades wurde im Frühjahr 2008 aus wirtschaftlichen Gründen eingestellt.

Geologisches Bohrprofil vereinfacht nach BALZBERG.

Mutmaßliche lithostratigraphische Korrelation in [Klammern]

- 0,00– 64,35 m: Moränenschotter, mit Sand; mit Letten gebundene Gerölle.
- 64,35–150,30 m: Grauer Kalk mit Feuerstein, vereinzelt Tonschiefer [*Oberjura-Kalke?*].
- 150,30–251,86 m: Zlambach-Tonschiefer [ev. inkl. „Liasfleckenmergel“].
- 251,86–317,55 m: Grauer bis weißer Kalk; bei 308,7m Schwefelquelle [Hallstätter Kalk].
- 317,55–373,06 m: Harter dunkler Kalk mit Feuerstein, basal Glanzschiefer [Pötschenkalk].
- 373,06–413,70 m: Tonschiefer mit Kalkschichten; basal Schwefelkies [Rein-grabener Schiefer und Kalke, tektonisch angeschoppt].
- 413,70–434,20 m: Kalk [Hallstätter Kalk].
- 434,20–440,28 m: Lichter Dolomit [Steinalmdolomit].
- 440,28–656,79 m: Dunkelgrauer und blauer, ab 588 m grauer, z.T. sehr harter Dolomit [Gutensteiner Dolomit].

Bohrung Bad Ischl 1 (BI 1, früher BJ 1)

Bohrzeitraum: 15.11.1965 bis 29.12.1965.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN R 471238,05 H 284318,35
Geogr. 13° 36' 58,7"E 47° 41' 51,8"N

Meereshöhe des Bohrpunktes: 475 müA.

Endteufe der Bohrung: 1.241,00 m.

Bohrung durchgeführt als Drehspülbohrung (Vollbohrung) mit streckenweiser Kerngewinnung.

Geologisches Bohrprofil nach SCHAUBERGER.

0,00– 40,00 m:	Schotter und Sand (Quartär).
40,00– 274,00 m:	Ausgelaugtes Gipstonegebirge („Permoskyth“) [Anm.: salzloses Haselgebirge].
274,00– 280,00 m:	Wurfener Schieferton („Permoskyth“).
280,00– 435,00 m:	Rotsalzgebirge/rötlich-schwarzes Haselgebirge („Permoskyth“).
435,00– 502,00 m:	Anhydritisches Grausalzgebirge („Permoskyth“).
502,00– 508,00 m:	Grauschwarzer (z.T. toniger) Anhydrit („Permoskyth“).
508,00– 545,00 m:	Anhydritisches Grausalzgebirge („Permoskyth“).
545,00– 621,00 m:	Tektonische Brekzie.
621,00– 635,00 m:	„Neokom“-Mergel und Mergelkalke („Neokom“).
635,00–1.241,00 m:	Tressensteinkalk (Oberjura).

Die tektonische Brekzie zwischen 545,00 m und 621,00 m wurde von SCHAUBERGER als Überschiebungszone der Hallstätter Zone auf das Tirolikum gedeutet.

Weitere Literatur siehe NEUHOLD et al. (1985).

Bohrung Steeg 1 (ST 1)

Bohrzeitraum: 25.06.1966 bis 19.08.1966.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN R 472470,24 H 275658,06
Geogr. 13° 37' 56,2"E 47° 37' 11,2"N

Meereshöhe des Bohrpunktes: 515 müA.

Endteufe der Bohrung: 1.330,00 m.

Bohrung durchgeführt als Drehspülbohrung (Vollbohrung) mit streckenweiser Kerngewinnung.

Geologisches Bohrprofil nach SCHAUBERGER.

0,00– 137,00 m:	Schotter, Sand und Lehm (Quartär).
137,00– 196,00 m:	Obere (kalkige) Wurfener Schichten (Untertrias).
196,00– 266,00 m:	Kiesel-Kalksandstein der Wurfener Schichten (Untertrias).
266,00– 423,00 m:	Wurfener Schieferton (und Sandstein) der tieferen Wurfener Schichten („Permoskyth“).
423,00– 457,00 m:	Gipsführender Wurfener Schieferton der tieferen Wurfener Schichten („Permoskyth“).
457,00– 483,00 m:	Ausgelaugtes (mit Gips) („Permoskyth“) [Anm.: salzloses Haselgebirge].
483,00– 490,00 m:	Störungszone.
490,00– 650,00 m:	Liasfleckenmergel und Mergelkalk (Unterjura).
650,00– 708,00 m:	Zlambachmergelkalk (Obertrias).
708,00– 765,00 m:	Hornsteinkalk (Obertrias).
765,00– 820,00 m:	Zlambachmergel (Obertrias).
820,00– 838,00 m:	Zlambachmergelkalk (Obertrias).
838,00– 926,00 m:	Zlambachmergel (Obertrias).
926,00– 990,00 m:	Roststreifiger Mergelton (oberste Zlambachschichten) (Obertrias).
765,00–1.330,00 m:	Zlambachmergel (Obertrias).

Die Störungszone zwischen 483,00 m und 490,00 m wurde von SCHAUBERGER als Überschiebungszone der Dachsteindecke auf die Hallstätter Zone gedeutet.

In einer undatierten, später auszugsweise publizierten Notiz (SCHAUBERGER, 1979: 50–51) schreibt SCHAUBERGER betreffend eines Mineralwasser- bzw. So-
lezufusses:

„Beim Ausbau der Verrohrung und Setzen der Zementbänke von 650 bis 590 m erfolgte am 21.8.1966 im Verlauf von 5 ½ Stunden ein Wasserzufluß von 2.100 Liter (=6,6 Liter/Minute) und anschließend ein Überlauf von 2,2 Liter/Minute mit 18–19°C. Der Ursprung dieses Wasserzuflusses ist in einer Teufe von etwa 137–145 m anzunehmen, das ist an der Grenze der quartären Auffüllung des Trauntales gegen die Werfener Schichten. Am 6.10.1966 wurde die Menge des aus dem Bohrloch austretenden Wassers nur noch mit 4 Liter/Stunde gemessen. Da das zementierte Konduktrohr bis 153,10 m hinunterreicht, ist anzunehmen, daß dadurch der Hauptzufluß des Wassers abgesperrt wurde. Da die Marktgemeinde Goisern an einer balneologischen Auswertung dieses angeblichen Mineralwassers interessiert war, ließ sie von der Bundesstaatlichen Anstalt für experimentell-pharmakologische und balneologische Untersuchungen in Wien im November 1967 eine erste und im Mai 1970 eine zweite Analyse durchführen. Während aber als Ergebnis der ersten Analyse ein „Natriumchlorid-Sulfat-Mineralwasser“ mit einem Gesamtsalzgehalt von 4,102 mg/Liter festgestellt wurde, ergab die zweite Analyse eine „Natriumchlorid-Sole“ mit einer Gesamtmineralisation von 20,444 mg/Liter. Vermutlich wurde die erste Analyse an einer noch mit Spülungswasser verdünnten Probe vorgenommen. Da die bei Univ. Prof. Dr. F. Scheminsky eingeholte balneologische Beurteilung dieser Sole negativ ausfiel, verzichtete die Kurverwaltung von Bad Goisern auf eine Nutzung. Das Auftreten eines Solezuflusses in der Bohrung Steeg ist aber insofern bemerkenswert, als er auf die Nähe eines (von der Bohrung nicht getroffenen) Salzkörpers schließen läßt. Möglicherweise besteht auch eine Verbindung mit dem „Warmen Wasser“ am Hallstätter See zwischen Steeg und Gosaumühle.“

Bohrung Altaussee 1 (AA 1) im Waldgraben

Bohrzeitraum: 30.08.1966 bis 24.10.1966.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN R 478594,3 H 277797,9
Geogr. 13° 42' 50"E 47° 38' 19,6"N

Meereshöhe des Bohrpunktes: 955 müA.

Endteufe der Bohrung: 1.281,00 m.

Bohrung durchgeführt als Drehspülbohrung (Vollbohrung) mit streckenweiser Kerngewinnung.

Geologisches Bohrprofil nach SCHAUBERGER.

0,00– 5,00 m:	Humus (Moorerde) und Letten (Quartär).
5,00– 230,00 m:	Dunkelgrauer Mergelschiefer-ton mit Calzitadern (Zlambachschichten des oberen Rhätium).
230,00– 240,00 m:	Grau bis gelblichbrauner Kalk mit Calzit und etwas Hornstein, Pedata Schichten (Rhätium).
240,00– 465,00 m:	Dunkelgrauer z.T. glanzschiefriger Mergelschiefer-ton, Pedata-Schichten (Rhätium).
465,00– 545,00 m:	Grau bis grünlichgrauer hornsteinführender Pötschen-kalk (unteres Rhätium).
545,00– 690,00 m:	Grauer bis grünlichgrauer hornsteinführender Pöt-schendolomit (unteres Rhätium).
690,00– 775,00 m:	Dunkelgrauer Mergelschiefer-ton z.T. kalkig-brekiös (Halobien-schiefer des Karnium).

775,00– 841,00 m:	Taubengrauer, schwach bituminöser Dolomit mit Glanzschieferlagen (Anisium).
841,00–1.080,00 m:	Gelb bis dunkelgraubrauner, bituminöser Dolomit (Anisium).
1080,00–1.145,00 m:	Taubengrauer, schwach bituminöser Dolomit mit Glanzschieferlagen (Anisium).
1145,00–1.167,00 m:	Gelb bis dunkelgraubrauner, bituminöser Dolomit (Anisium).
1167,00–1.215,00 m:	Dunkelgrauer glanzschiefriger Mergelschiefer-ton mit brekziös kalkigen Bändern und viel Calzitadern (unteres Karnium).
1215,00–1.281,00 m:	Schwarzgrauer Schiefer-ton mit hellgrauen Sandsteinlagen (unteres Karnium).

An der Grenze vom Pötschendolomit zu den Halobienschiefern hat SCHAUBERGER eine Störung vermutet.

Bohrung Altaussee 3 (AA 3) am Moosberg

Bohrzeitraum: 31.07.1967 bis 21.09.1967.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN R 480303,73 H 278113,21
Geogr. 13° 44' 12,0"E 47° 38' 29,6"N

Meereshöhe des Bohrpunktes: 1.009 müA.

Endteufe der Bohrung: 410,00 m.

Bohrung durchgeführt als Drehspülbohrung (Vollbohrung) mit streckenweiser Kerngewinnung.

Geologisches Bohrprofil nach SCHAUBERGER.

0,00– 1,00 m:	Humus (Quartär).
1,00– 4,00 m:	Torf (Quartär).
4,00– 13,00 m:	Rötlicher Hallstätter Kalk (Mittel- bis Obertrias).
13,00– 87,00 m:	Ausgelaugtes, gipsiges Salztongebirge [Anm.: salzloses Haselgebirge] (Permotrias).
87,00– 91,00 m:	Zlambachschichten (Rhätium).
91,00–122,00 m:	Ausgelaugtes, gipsiges Salztongebirge [Anm.: salzloses Haselgebirge] (Permotrias).
122,00–357,00 m:	Rötlicher Hallstätter Kalk mit vermutlich Fossileinschlüssen (Mittel- bis Obertrias).
357,00–410,00 m:	Zlambachschichten (Rhätium).

Untertage-Bohrung B-HTNU040 am Hallstätter Salzberg

Koordinaten des Bohrpunktes (Projektion des Bohrlochmundes auf die Oberfläche):

BMN R 471523 H 270207
Geogr. 13° 37'10"E 47° 34'15"N

Meereshöhe des Bohrpunktes und Endteufe:

Die Bohrung wurde mit einem Richtungswinkel von 22° und einer Neigung (ausgehend von der Horizontalen) von 60° auf eine Länge von 352,5 m gegen NNE abgeteuft.

Der Bohrlochmund liegt im „Nusko-Horizont“ auf einer Höhe von 828,2 müA, die Bohrlochbrust auf einer Höhe von ca. 523,0 müA. Die genaue Höhenlage der

Bohrlochbrust ist nicht bekannt, da bei der gegenständlichen Bohrung keine Bohrlochverlaufsmessung durchgeführt worden ist.

Ein durchgehendes **geologisches Bohrprofil** steht nicht zur Verfügung. Die erbohrten Proben entstammen einem nördlich der Salzlagerstätte liegenden und steil gegen Süden darunter einfallenden Juravorkommen. Die Kieselgesteine grenzen mit polymikten Brekzien an das Salinar.

Ein Bohrkern von der Endteufe besteht aus dunkelgrauem, laminiertem, kieseligem Kalkstein mit lokal starker Bioturbation – vgl. SUZUKI & GAWLICK (2006). Eine jüngst erschienene Arbeit von SUZUKI & GAWLICK (2009) präzisiert das Radiolarien-Alter der Probe BNU auf den unteren Abschnitt ihrer *Protunuma lanosus* Subzone der *Zhamoidellum ovum* Zone, was dem Unter- bis Mittelcallovium entsprechen soll. Die ebenfalls enthaltenen Taxa *W. marcucciae*, *Zh. ventricosum* und insbesondere *St. annibill* werden in anderen Arbeiten dieser Autoren aber als gleich und jünger als Mittel-Callovium eingestuft, was somit das höchstmögliche Alter darstellt.

Bohrungen Rossalm

Nord und Süd am Hallstätter Salzberg
nach SPENGLER (1919: 464–465)

Bohrzeitraum: 1911.

Koordinaten der Bohrpunkte: Lage nur grob aus der geologischen Karte bei SPENGLER (1919) abschätzbar.

Geologisches Bohrprofil Rossalm-Nord.

- 0,0– 24,0 m: Gehängeschutt mit gelbem Lehm.
- 24,0– 86,7 m: grauschwarzer Mergel mit weißen Kalkadern (Liasfleckenmergel).
- 86,7– 99,8 m: Anhydrit, ausgelaugtes Haselgebirge mit Gips.
- 99,8–103,0 m: harter grauer Kalk mit dunklen Flecken (Liasfleckenmergel).

Geologisches Bohrprofil Rossalm-Süd.

- 0– 2 m: Schutt.
- 2–68 m: ausgelaugtes, gipsreiches Haselgebirge.
- 68–71 m: roter und weißer Kalk (Block von Hallstätter Kalk im Haselgebirge).
- 71–76 m: ausgelaugtes, gipsreiches Haselgebirge.
- 76–90 m: „Zlambachkalk“ (nach Spengler mutmaßlich Liasfleckenmergel) in mehrfachem Wechsel mit schwarzem Schieferthon und Haselgebirgsspuren.
- 90–106 m: roter Kalk (norischer? Hallstätter Kalk).

Bohrung Koppenwinkel 1 (Kw 1) östlich Obertraun

Bohrzeitraum: 13.10.2005 bis 27.10.2005.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN R 479131,20 H 269193,54
Geogr. 13° 43' 13,72"E 47° 33' 40,92"N

Meereshöhe des Bohrpunktes: 526,5 müA.

Endteufe der Bohrung: 214,0 m.

Bohrung durchgeführt als Spülbohrung, Durchmesser DN 250 mm.

Geologisches Bohrprofil nach GADERMAYR (2007).

- 0– 6 m: Schotter, Bergsturzblockwerk.
- 7– 38 m: Flussschotter der Traun (Oberer Grundwasserkörper).
- 39–138 m: Fluvioglaziale Schotter (umgelagerte Moräne), (Zwischenschicht).
- 139–165 m: Grundmoräne (Trennschicht).
- 166–214 m: Konglomerat, [Vorstoß-] Schotter (Unterer Grundwasserkörper).

Bohrung Reitern 1 (R1) bei Bad Aussee

Bohrzeitraum: 1989.

Koordinaten des Bohrpunktes: BMN R 483207 H 274275
 Geogr. 13° 46' 30" E 47° 36' 25" N

Meereshöhe des Bohrpunktes: 714,1 müA.

Endteufe der Bohrung: 880,0 m.

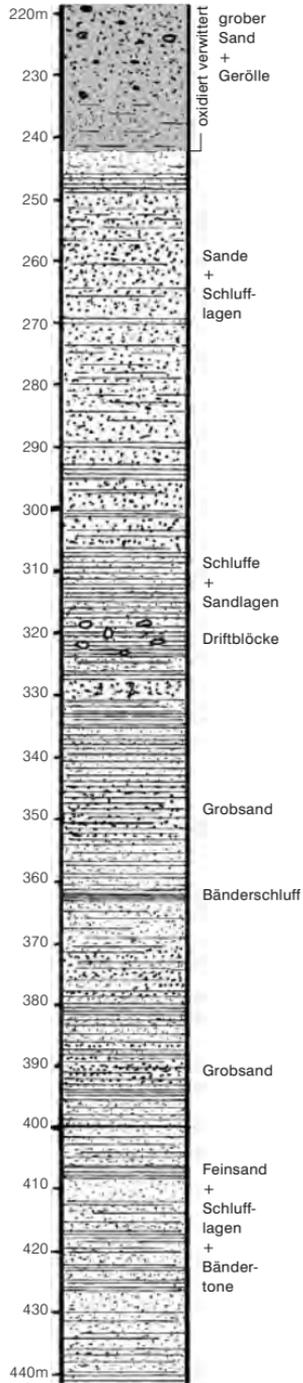
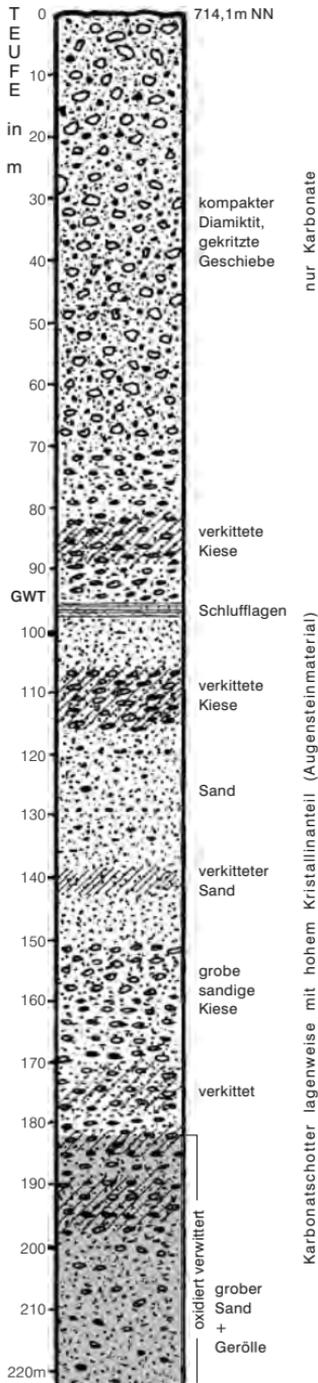
Bohrung durchgeführt als Drehspülbohrung (Vollbohrung) mit streckenweiser Kerngewinnung.

Im Becken von Bad Aussee erschloss 1998 eine Untersuchungsbohrung (Reitern 1) der Salinen Austria AG Seesedimente bis in eine Tiefe von 880 m (Abb. 25). Sie stellen die Verfüllung eines ehemaligen 3 x 1,5 km und >900 m tiefen Sees dar, der im Bereich zwischen heutiger Traun und Altausseer Traun sowie Ischlberg und dem Fuß des Sarsteins lag.

Das Seebecken entstand offensichtlich während einer frühen Eiszeit durch Lösung eines großen, tief reichenden Salzkörpers im Haselgebirge an der Stirn der Dachsteindecke von Radlingpass bis in den Raum Bad Aussee. Seine Mächtigkeit sollte, den geophysikalischen Daten folgend, bis 1.200 m Tiefe reichen (STEINHÄUSER et. al., 1985a, b). Die Lösung erfolgte durch die Schmelzwässer an der Basis des Gletschers, nachdem die schützende Decke des ausgelaugten Haselgebirges zufällig durchbrochen worden war. Dadurch ist eine trichterförmige Hohlform von wahrscheinlich ~1.200 m Tiefe entstanden. Während des Lösungsvorganges muss das Gletschereis dank seiner Plastizität in die entstehende Hohlform eingedrungen sein und sie letztendlich gänzlich erfüllt haben, damit sich nach dem Abschmelzen des Eiskörpers der tiefe See bilden konnte. Dieser wurde dann wohl sehr rasch mit dem reichlich vorhandenen Schutt (bis 880 m Tiefe erbohrt) durch die Schmelzwässer wieder verfüllt (VAN HUSEN & MAYR, 2007).

Die Bohrung schloss eine typische Sedimentfolge einer Seefüllung durch ein Delta auf, die in charakteristische Sedimentationsabschnitte gegliedert werden kann (Abb. 25).

So sind die Sedimente von 880 bis ca. 580 m durchwegs gleichmäßige, massige Bändertone, die nur Feinsand in ganz dünnen Lagen führen. Die Materialien sind nach Farbe und Zusammensetzung resedimentierte Haselgebirgstone und Sande aus den Werfener Schichten. Beide stammen offensichtlich aus der näheren Umgebung des Sees und den Uferböschungen. Eingelagerte Gipsbrocken deuten ebenso auf diese Liefergebiete hin. Lagen mit Turbiditen und verfaltete Tone sind auf Instabilitäten (Rutschungen, die weit ins Becken ausgriffen) im Deltabereich zurückzuführen und Hinweise auf eine hohe Sedimentationsrate. Die häufig auftretenden Driftblöcke (Kalke bis 1,5 m Durchmesser, Haselgebirgsbrocken) deuten auf in den See kalbende Gletscher hin, von denen auch die Grundmoränenbrocken (700–720 m) stammen dürften.



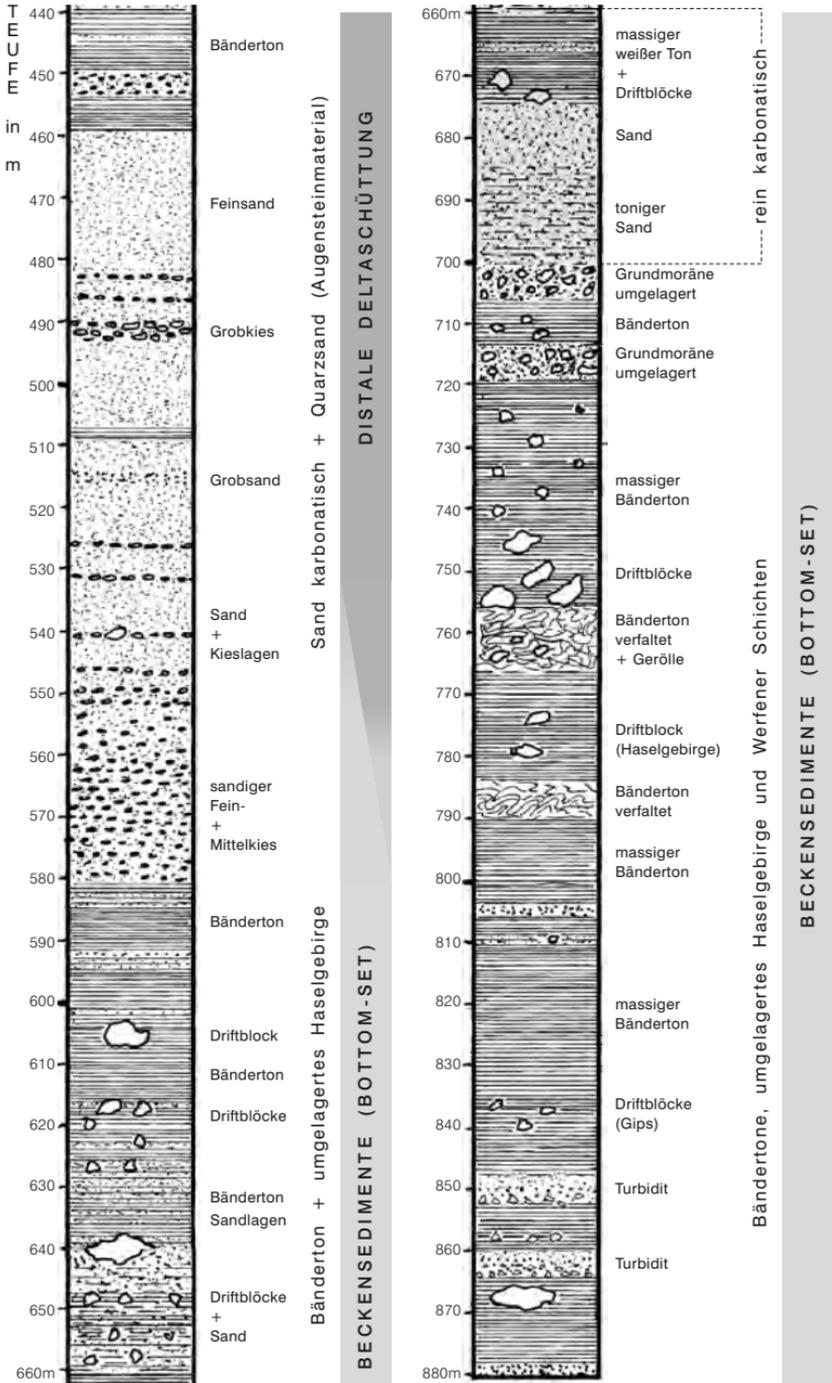


Abb. 25. Sedimentabfolge in der Bohrung Reitern 1. Nach VAN HUSEN & MAYR (2007), sedimentäre Fazies ergänzt.

Auf eine kurzfristige Änderung im Liefergebiet sind die rein karbonatischen Sande und Tone (700–660 m) zurückzuführen, welche die sonst gleich bleibenden Ablagerungen des Seegrundes aus dem Haselgebirgsbereich unterbrechen.

Die Sedimente des Abschnittes 880 bis 580 m sind typische Ablagerungen des Beckenbodens (bottom set) eines glazialen Sees.

Ab ca. 640 m ist eine langsame Zunahme des Sandgehalts in den Bändertonen zu sehen, der auf den zunehmenden Einfluss der Deltaschüttung hinweist. Die Sande sind in ihren feinsten Korngrößen Quarz und Glimmer aus den Werfener Schichten, die gröberen sind Karbonatsande. Der auffällig feinstoffarme Bereich in der Bohrung zwischen 580–460 m wird wohl auf eine kurzfristig stärkere Strömung in diesem Bereich zurückzuführen sein, da die Sande die gleiche Zusammensetzung aufweisen wie die ab 460 m, nur dass der Feinkornanteil fehlt. Die gröberen Gerölle in diesem Abschnitt dürften als Einschwemmungen von Hochwasserereignissen anzusehen sein.

Der folgende Abschnitt bis ca. 300 m wird durch Bändertone charakterisiert, die immer mehr Schluff und Sand enthalten. Dabei nimmt der Gehalt an Feinsand aus den Werfener Schichten weiter ab. Diese distalen Teile des heranrückenden Deltas zeigen Kreuzschichtung, lagenweise gradierte Schichtung und verfaltete Ton- und Schlufflagen, die auf eine nach wie vor rasche Sedimentation mit häufigen Instabilitäten hinweisen. Die zunehmende Vergröberung ab ca. 300 m wird auch vom zunehmenden Gehalt an groben Quarzkörnern und kleinen Geröllen metamorpher Gesteine begleitet, die aber jetzt aus den Augensteinsedimenten (FRISCH et al., 2001, 2002) abzuleiten sind. Dieser Bereich ist der Übergang in die Deltaschüttung (fore set), die dann ab ~200 m aus groben karbonatischen Kiesen der näheren Umgebung besteht, die lagenweise einen hohen Anteil (30–60 %) an Geröllen metamorpher Gesteine führen. Während Gneis-, Amphibolit- und Quarzgerölle bevorzugt in den groben Kiesen auftraten, waren die Phyllite, Grünschiefer, Quarzite vermehrt in den Korngrößen unter 2 cm zu finden. Im Feinkies und Grobsand fanden sich z.T. auch hohe Anteile an Quarz. Die Verkittung der Kiese schwankt lagenweise von kaum bis gut verkittet, unterbrochen von völlig unverkitteten Abschnitten. In den tieferen Anteilen (180–230 m) zeigen sie eine fortgeschrittene Verwitterung ähnlich jener im Bereich des Grabens bei Lerchenreith.

Die an der Oberfläche sichtbaren kristallreichen Schotter (vgl. Legendennummer 38) stellen die höchst gelegenen erhaltenen Sedimente der Seeverfüllung dar. Aufgrund ihrer horizontalen Lagerung sind sie am ehesten dem top set der Deltaabfolge zuzurechnen. Das würde bedeuten, dass der Seespiegel bei ca. 670 m oder etwas höher gelegen hatte (VAN HUSEN & MAYR, 2007). Das legt ein Talniveau zu dieser Zeit von rund 700 m Höhe, rund 70 m über dem heutigen Abflussniveau nahe.

Entstehung und Wiederverfüllung der trichterförmigen Übertiefung von Bad Aussee sind wahrscheinlich während einer der ersten Großvereisungen einzuordnen, da damals am ehesten noch die großen Mengen an Material aus den Augensteinablagerungen zur Verfügung standen, die in den Sedimenten der jüngeren Eiszeiten keine derartige Rolle mehr spielen (VAN HUSEN & MAYR, 2007).

13. Höhlen, Moore und Naturdenkmale

13.1. Höhlen

(R. PAVUZA, L. PLAN & G. STUMMER)

Das Kartenblatt 96 wird katastermäßig vom Landesverein für Höhlenkunde in Oberösterreich (Katasterführung) zusammen mit dem Höhlenverein Hallstatt-Obertraun sowie dem Verein für Höhlenkunde in Obersteier (Bad Mitterndorf) betreut. Jedoch waren und sind Forschergruppen aus Wien, aber auch aus dem Ausland (v.a. England und Deutschland) in diesem Gebiet maßgeblich tätig.

Das Blatt Bad Ischl ist infolge der großen Anzahl erfasster Höhlen (September 2012 waren auf dem Kartenblatt rund 1.200 Höhlen katastermäßig erfasst) und der Tatsache, dass die vier derzeit längsten Höhlen Österreichs (mit zusammen rund 400 km vermessenen Gangstrecken; Tab. 9) auf diesem Kartenblatt liegen, als eines der höhlenkundlich bedeutendsten Kartenblätter Österreichs anzusehen.

Erste exakte Informationen lieferte FRANZ KRAUS mit seiner in der „Höhlenkunde“ 1894 veröffentlichten „Höhlenkarte des Salzkammergut“, auf der er im heutigen Ausschnitt der ÖK 96 insgesamt nur 26 Höhlen ausweist. Die moderne Höhlenforschung begann im frühen 20. Jahrhundert mit der Erforschung des „Dachsteinhöhlenparks“ 1910 auf der Schönbergalpe durch die Gruppe um HERMANN BOCK. Seither ist dieses Gebiet fast durchgehend eines der Zentren der österreichischen Höhlenforschung geblieben. Vor wenigen Jahren rückte jedoch auch das westliche Tote Gebirge durch den Zusammenschluss der Raucherkarhöhle mit dem Feueral-Höhlensystem zum Schönberg-Höhlensystem als derzeit längste Höhle der Europäischen Union kurzfristig in den Mittelpunkt des medialen Interesses (Tab. 9).

Das Kartenblatt hat Anteil an den Untergruppen (der Gebirgsgruppengliederung des Österreichischen Höhlenverzeichnisses) Westliche (1560) und Östliche (1610) Trauntaler Alpen sowie am Toten Gebirge (1620) und am Dachstein (1540) mit insgesamt 22 auf dem Kartenblatt vertretenen Teilgruppen. Zur Lage der wichtigsten Höhlen siehe Abbildung 27.

In drei dieser Teilgruppen liegen allerdings über 50 % der Höhlen des Kartenblattes. Es sind dies:

1547	Krippenstein-Dachsteinhöhlenpark	253 Höhlen
1623	Looser-Augsteck	263 Höhlen
1626	Wildenkogel	328 Höhlen

Im Norden des Kartenblattes ist in der Gruppe 1616 (Hohe Schrott) das Kühlloch im Rettenbachtal, eine bedeutende Wasserhöhle sowie das Offenbarungssystem zu erwähnen, im Westen des Kartenblattes in der Gruppe 1563 (Plassen) die Karlgrabenhöhle, ein Naturdenkmal.

Das zentrale Gebiet des Kartenblattes wird von den Gruppen 1612 (Predigstuhl-Raschberg) mit dem auf der topographischen Karte eingetragenen Schwarzenbachloch (einer Wasserhöhle), 1614 (Ischler Salzberg) mit dem fast 5 km langen Wasserhöhlensystem Hütterschacht-Wasserloch und 1615 (Höherstein) mit der 5 km langen Junihöhle eingenommen.

Im Toten Gebirge finden sich in den Gebieten 1613 (Sandling) und 1624 (Grundlseeer Berge, Bereich Trisselwand) nur kleinere Objekte, wogegen das Gebiet 1623 (Looser-Augsteck) mit dem Schwarzmooskogel-Höhlensystem eine bedeutende Eishöhle und zugleich die drittlängste Höhle Österreichs aufweist. Die gewaltige Länge ergibt sich durch die Verbindung mit der knapp 30 km langen Steinbrückenhöhle.

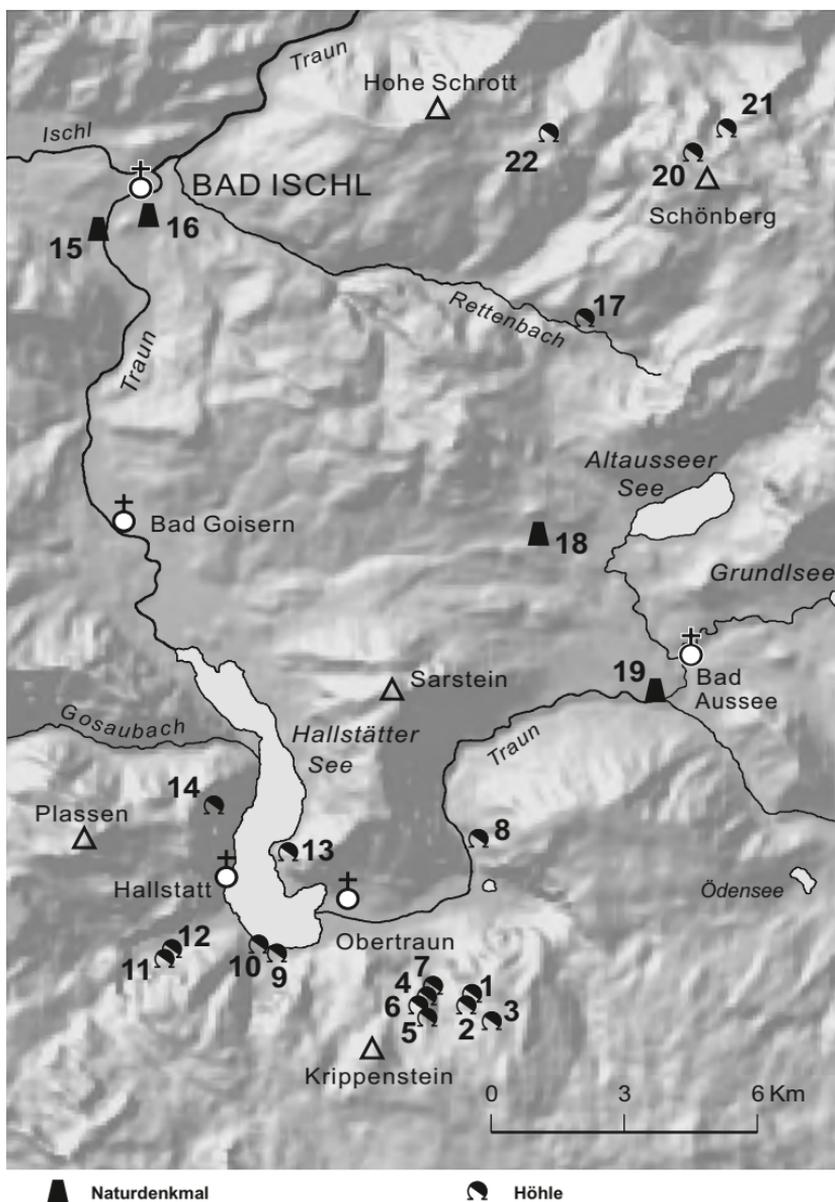


Abb. 26.
Lageplan der Naturdenkmale und Höhlen.

Die Teilgruppe 1626 wird vom über 135 km langen Schönberg-Höhlensystem dominiert, auch dieses System, das unterirdisch die Landesgrenze Steiermark/Oberösterreich und – geologisch viel interessanter – auch die Deckengrenze zwischen Totes-Gebirge-Decke und Höllengebirge-Decke durchquert, weist eine Vielzahl von Eingängen (derzeit 35) auf.

Im Nordwesten des Dachstein liegt in der Teilgruppe 1546 (Hirlatz) die zweitlängste Höhle Österreichs, die Hirlatzhöhle (BUHEGGER & GREGER, 1998), die bemerkenswerterweise nach wie vor praktisch nur über einen Eingang im Echerntal zu erreichen ist – wenn man vom „Kessel“ bei Hallstatt absieht, der aber nur über eine äußerst schwierige Tauchstrecke mit der Hirlatzhöhle verbunden ist (Tab. 9). Südlich davon erstreckt sich das Katastergebiet 1543 (Hoher Dachstein) weit über den Kartenrand hinaus, umfasst aber auf dem Blatt Bad Ischl neben einigen Objekten um 1 km Ganglänge und tiefen Schächten im Bereich Bärengasse/Wiesalm vor allem den Waldbachursprung, eine der bedeutendsten Quellen des Dachstein sowie das spektakuläre, schon von FRIEDRICH SIMONY im 19. Jahrhundert dokumentierte, allerdings nur knapp über 100 m messende Tiergartenloch.

Im zentralen Dachsteinbereich dominiert die Katastergruppe 1547 (Krippenstein – Dachstein-Höhlenpark) mit Mammuthöhle, Rieseneishöhle, Schönberghöhle und Mörkhöhle, wobei insbesondere die Dachstein-Mammuthöhle (als tiefste Höhle des Kartenblattes und viertiefste Österreichs) eine große vertikale Erstreckung aufweist: Der höchste Eingang Weißbierhöhle liegt mit 1.828 m Seehöhe fast im Plateaubereich, die tiefsten Bereiche der Höhle erreichen fast das Niveau des Trauntales. Die Eisvorkommen der Eis- und Mammuthöhle dürften nach heutigem Stand des Wissens hauptsächlich aus dem späten Mittelalter stammen.

Zu erwähnen sind noch die Katastergruppen 1549 (Zinken) mit der Koppenbrüllerhöhle, der wohl bedeutendsten Wasserhöhle des Dachstein sowie die Gruppe 1611 (Sarstein) mit einigen bemerkenswerten Eishöhlen mit bis zu ca. 5.000 Jahre altem Eis.

FRISCH et al. (2001, 2002, 2008) versuchten die bereits seit langer Zeit diskutierte deutliche Höhenzonierung der Höhlengänge in ein geologisches Modell einzubauen und zeitlich exakter zu fassen. Sie beschreiben drei (Haupt-)Niveaus: das Ruinenhöhlen-Niveau im Bereich der Dachstein-Hochfläche, entstanden im frühen Oligozän (belegt unter anderem durch einige „Höhlen ohne Dach“ im Gebiet um den Krippenstein); das Riesenhöhlen-Niveau mit Hirlatzhöhle, Dachstein-Mammuthöhle und -Rieseneishöhle (die letzten beiden mit hoher Wahrscheinlichkeit vor der Bildung der Verebnung der Schönbergalpe einmal zusammengehörend) aus dem Obermiozän; sowie das plio- bis pleistozäne Quellhöhlenniveau (mit Koppenbrüllerhöhle, Kessel und Hirschbrunn).

Auf dem Kartenblatt findet man drei Schauhöhlen, zum einen die Dachstein-Mammuthöhle und Dachstein-Rieseneishöhle auf der Schönbergalpe als großräumige und eisführende Höhlen des „Riesenhöhlenniveaus“, zum anderen die Koppenbrüllerhöhle, die geologisch jüngste Höhle im „Quellhöhlenniveau“. Neben dem beeindruckenden Höhlenbach zeigt sie auch eine aktive Sinterneubildung.

Die höhlenkundliche Bedeutung dieses Kartenblattes schlägt sich auch in 14 zum Naturdenkmal erklärten Höhlen nieder.

Bezeichnung	Kat.Nr.	L	H
Schönberg-Höhlensystem	1626/300	135.200	1.060
Hirlatzhöhle	1546/7	100.418	1.070
Schwarzmooskogel-Höhlensystem	1623/40	97.401	1.042
Dachstein-Mammuthöhle	1547/9	67.008	1.207
Schönberghöhle	1547/70	9.192	189

Bezeichnung	Kat.Nr.	L	H
Junihöhle	1615/4	5.056	93
Tauern-Höhle (Hütterschacht+Wasserloch)	1614/5	4.893	252
Ahnenschacht	1626/50	4.867	607
Koppenbrüllerhöhle	1549/1	4.654	146
Offenbarungssystem	1616/80	3.835	138

Tab. 9.

Die 10 längsten Höhlen auf Kartenblatt 96.

L = Vermessene Ganglänge in Meter, H = Höhenunterschied zwischen dem höchsten und tiefsten Höhlenteil in Meter, Kat.Nr. = Katasternummer der Höhle im Österreichischen Höhenverzeichnis (Stand: September 2012; nach SEEBACHER,2012, sowie PFARR et al., 2012).

13.2. Moore

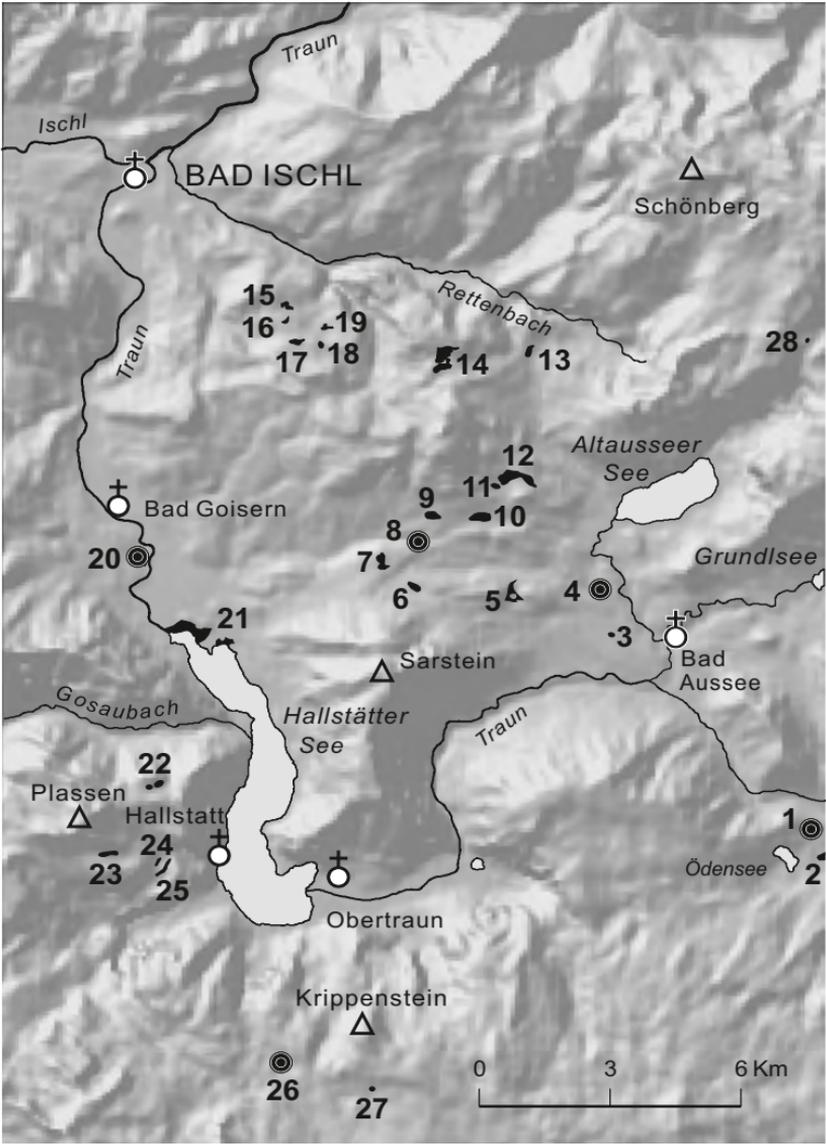
(I. DRAXLER)

Moore sind in der Kartenlegende mit den Signaturen 3 (Sumpf, feuchte Wiese, anmooriger Boden) und 4 (Hochmoor) eingetragen, wobei die jeweilige Zuordnung aus heutiger Sicht nicht immer den tatsächlichen Gegebenheiten entspricht.

Moore im engeren Sinne sind Lebensräume mit Wasserüberschuss (Niederschlagswasser und/oder Grundwasser) für die eine spezifische torfbildende Vegetationsdecke mit mindestens 30 cm ungestörter Torfschichte kennzeichnend ist. Sie sind auf dem Gebiet des Kartenblattes besonders zahlreich und nach Geländeformen und Wasserverhältnissen auch vielfältig ausgebildet. Die Entstehung der Moore im Salzkammergut ist auf den außergewöhnlichen Niederschlagsreichtum (>1.500 mm Jahresniederschlag) im Staubebereich regenbringender Nordwest- und Westwinde am Nordrand der Alpen, das Vorhandensein wasserstauer Gesteinsschichten und auf die durch die Vereisung geschaffenen Geländeformen im Einzugsgebiet des Traungletschers zurückzuführen. Auf dem Kartenblatt existieren noch einige naturnahe, gut erhaltene, mit Latschen bewachsene Hochmoore und artenreiche Niedermoore, die als besondere Naturjuwelen teilweise unter Naturschutz stehen. Eine Reihe von Mooren verschiedener Typen in den Tal- und Beckenlagen im Umfeld von Bad Aussee, Bad Goisern und Bad Ischl sind jedoch entwässert, durch Torfgewinnung beeinträchtigt und werden landwirtschaftlich genutzt.

Die Moore nehmen nur verhältnismäßig kleine Flächen ein, meist kleiner als 5 ha, weshalb aus maßstäblichen Gründen nicht alle Moore in der geologischen Karte verzeichnet sind. Die geographische Lage der in Tabelle 10 aufgelisteten Moore ist der Kartenskizze in Abbildung 27 zu entnehmen.

Genaue Moorerhebungen und Kartierungen wurden gegen Ende des vorigen Jahrhunderts auf dem Oberösterreichischen Landesteil vor allem in Hinblick auf den Naturschutz dieser ökologisch so wertvollen, aber gefährdeten Lebensräume von KRISAI & SCHMIDT (1983) durchgeführt. Detaillierte Aufnahmen der unterschiedlichen Moorflächen, die im ganzen Bundesgebiet von STEINER gemacht wurden, findet man im **Moorschutzkatalog 1992** und in der **Moordatenbank des Umweltbundesamtes** (STEINER, 2001) mit Namen und Ortsangaben der Moore und Moorgruppen, Fläche in ha, Höhenlage, Azidität, Trophie, Moortyp, Besitzverhältnisse, Geomorphologie, Untergrund, naturschutzfachlicher Bewertung nach der Bedeutung (lokal, regional, national und international). Daten



 im Text beschriebene Moore
  Moor-Bohrung, palynologisches Profil

Abb. 27. Lageplan der genannten Moore.

mit Karten und Pflanzenlisten der bedeutendsten Moore sind im **Feuchtgebietsinventar des Umweltbundesamtes** von jedermann abrufbar (www.umweltbundesamt.at/umwelt/wasser/oberflugaewasser/feuchtgebiete).

Im Rahmen des Moorentwicklungskonzeptes (Erhalt-Sanierung und Regeneration zur Sicherung und Erhalt der Moore in Oberösterreich werden seit 2005 umfangreiche Freilandhebungen durchgeführt, die in einer Moordatenbank

Nr	Name	Gemeinde	ha	See - höhe	hydrologischer Moortyp
1	Moor b. Ödensee NW (=Ödenseemoor I in DRAXLER, 1977) B, Pd	Pichl- Kainisch	3,5	780	Regenmoor
2	Kainischmoos W (=Ödenseemoor III in DRAXLER, 1977) B, Pd	Pichl- Kainisch	8,6	770	Regenmoor
3	Moor b. Teichwirt	Bad Aussee	2,3	720	Überflutungsmoor
4	„Schmiedgut“ Pd	Bad Aussee	k.A.	720	ehemaliges Niedermoos
5	Moor um Sommersberger See	Bad Aussee	k.A.	856	Verlandungsmoor
6	Moorkomplex: Moor W Höheralm	Altaussee	1,4	1000	Moor W Höheralm E: Regenmoor
			1,4		Moor W Höheralm W: Überrieselungsmoor
(7)	Filzmoos/Pötschenpass	Altaussee	3,3	995	Regenmoor
8	Wechselmoos/Steinegger B	Altaussee	1,8	950	Regenmoor
(9)	Moorkomplex: Langmoos b. Oberlupitsch Pd	Altaussee	3,6	950	Langmoos N: Durchströmungsmoor
			4,1	950	Langmoos M: Regenmoor
			7,4	930	Langmoos S: Überrieselungsmoor
(10)	Moorkomplex: Moor beim Waldgraben	Altaussee	5,2	860	Moor b. Waldgraben NE: Überrieselungsmoor
			2,5		Moor b. Waldgraben S: (=„Scheibenmoos“): Regenmoor
			2,4		Moor b. Waldgraben SW: Übergangsmoor
			5,7		Moor b. Waldgraben W: Überrieselungsmoor
(11)	Moorkomplex: Moor am Scheiblkog	Altaussee	0,9	1000	Moor am Scheiblkog E: Regenmoor
			1,4		Moor am Scheiblkog W: Überrieselungsmoor
12	Moorkomplex: Moosberg	Altaussee	7	1000	Nördl. Moosberg E: Überrieselungsmoor
			4,4		Nördl. Moosberg Mitte: Übergangsmoor
			2,1		Nördl. Moosberg W: Überrieselungsmoor
			1,5		Südl. Moosberg E: Regenmoor
			0,7		Südl. Moosberg W: Überflutungsmoor
13	Moor bei der Blaa Alm	Altaussee	1,5	890	Regenmoor

	Be- deutung	Schutz	Zustand	Besitz	Geomorphologie	Untergrund
	n	N2000	teilerhalten	ÖBf	Talboden	Seeton
	i	N2000	teilerhalten	ÖNJ	Talboden	Seeton
	r	-	beeinträchtigt	privat	Talboden	Grundmoräne
		-	verbaut entwässert	privat	Talboden	Grundmoräne
	r	-	naturnahe	privat	Talmulde	Moränen
	l	-	teilentwässert	privat	Hangmulde	Pedataschichten
	r					
	n	-	beeinträchtigt	ÖBf	Sattelverebnung	Pedataschichten
	n	-	naturnahe beweidet(Rand)	privat	Sattelverebnung	Pedataschichten
	ür	-	beeinträchtigt	privat	Sattelverebnung und Hang	Pedataschichten Zlambachmergel
	ür					
	ür					
	ür					
	ür	NSG	teilentwässert	privat u. ÖBf	Hang	Zlambachmergel
	ür		naturnahe	privat	Hochtalboden	
	ür		teilentwässert	privat	glazigene Wanne	
	ür		teilentwässert	privat	Hangmulde	
	l	LSG	naturnahe	ÖBf	Hangverflachung	Haselgebirge
			teilentwässert			
	i	LSG	naturnahe	privat	Hangverflachung,	Haselgebirge
				privat	Hangverflachung	
				privat	Hang	
				privat	Hochtalboden	
			beeinträchtigt	ÖBf	Hochtalboden	
	l	LSG	teilentwässert	privat	Talboden	verschwemmte Moräne

Nr	Name	Gemeinde	ha	See - höhe	hydrologischer Moortyp
14	Moorkomplex: Pitzingmoos	Bad Ischl	4,3	1250	Nördl. Pitzingmoos N: Überrieselungsmoor Nördl. Pitzingmoos S: Regenmoor Mittl. Pitzingmoos N: Regenmoor Mittl. Pitzingmoos SE: Regenmoor Mittl. Pitzingmoos SW: Überrieselungsmoor Südl. Pitzingmoos: Überrieselungsmoor
			1,7		
			0,4		
			1,3		
			1,2		
		Altaussee	2,4		
(15)	Moorkomplex Lecke(r)nmoos	Bad Ischl	2,5	971	Leckenmoos N: Regenmoor
			1,5	970	Leckenmoos S: Durchströmungsmoor
(16)	Winkelmoos (Radriedelmoos)	Bad Ischl	1,5	1220	Überrieselungsmoor
17	Gr. Langmoos (Roßstallmoos)	Bad Ischl	4	1070	Regenmoor
18	Kl. Langmoos	Bad Ischl	1,9*	1070	Regenmoor
19	Moor W Tauernwand	Bad Ischl	1	930	Quellmoor
20	Sperrer-Moos Pd	Bad Goisern	3**	515	ehemaliges Regenmoor
21	Hallstätter See Nordufer Uferwiesen	Bad Goisern	6**	512	Verlandungsmoor keine Torfbildung
(22)	Moorkomplex: Karmoos (Westl. Karmoos B, Pd)	Gosau	1,2	1320	Östl. Karmoos NE: Überrieselungsmoor Östl. Karmoos SE: Regenmoor Östl. Karmoos NW: Überrieselungsmoor Östl. Karmoos SW: Regenmoor Westl. Karmoos: Regenmoor
		Gosau	0,8	1320	
		Hallstatt	1,4	1320	
		Hallstatt	0,36	1350	
		Hallstatt	2,0	1350	
(23)	Moorkomplex: Dammwiese Pd	Hallstatt	3,5	1270	Dammwiese E: Überrieselungsmoor Dammwiese Mitte Versumpfungsmoor Dammwiese W: Überrieselungsmoor
			0,98	1300	
			1	1300	
(24)	Schlaipfenmoos Pd	Hallstatt	k.A.	13000	Versumpfungsmoor

Nr	Name	Gemeinde	ha	See - höhe	hydrologischer Moortyp
(25)	Siegmoos	Hallstatt	k.A.	1300	Versumpfungsmoor
26	Gjaidalmoor Pd	Obertraun	0,47	1732	Versumpfungsmoor
(27)	Hirzkar Seelein Pd	Obertraun	0,7	1820	Verlandungsmoor
(28)	Moor am Hochklapsattel	Altaussee	0,8	1490	Regenmoor

Tab. 10.

Moore und Vernässungen im Bereich des Kartenblattes ÖK 96 Bad Ischl (Moore mit Nummer in Klammer sind auf der Geologischen Karte nicht eingetragen). Nach KRISAI & SCHMIDT (1983), STEINER (1992), MATZ & GEPP (2008) und Ergänzungen nach der Geologischen Karte ÖK 96 (SCHÄFFER, 1982). Flächenangaben hauptsächlich nach STEINER (2001), * nach Naturschutzbuch OÖ Landesregierung, ** nach KRISAI & SCHMIDT (1983).

gespeichert werden (PÖSTINGER, 2008). Nach Erhebungen von STEINER (2005) sind auf vorliegendem Kartenblatt auf dem Pitzingmoos, dem Moosbergkomplex und an den Ödensee-Mooren Maßnahmen zum Erhalt und zur Verbesserung der Moorstandorte erforderlich, die von den Österreichischen Bundesforsten im Rahmen des Moor-Renaturierungsprojektes Inneres Salzkammergut von 2009–2012 durchgeführt werden.

Aus letzter Zeit liegt eine umfangreiche bebilderte Dokumentation der Moore der Steiermark vor, in der auch einige Moore dieses Kartenblattes beschrieben werden (MATZ & GEPP, 2008).

Im Moorschutzkatalog ist das Vorkommen von 64 Mooren auf dem Gebiet des Kartenblattes angeführt. Verschiedene Moortypen können auch in Gruppen zusammengefasst als Moorkomplexe vorkommen. Die Unterscheidung der Moortypen erfolgt anhand des Wasserregimes und Mineralstoffgehaltes – vgl. STEINER (1992). Zur Charakterisierung der Moore des Kartenblattes Bad Ischl siehe auch Tabelle 10, die einen Einblick in die Vielfalt der Moorstandorte geben soll.

Das Interesse an den Mooren war in den vergangenen Jahrhunderten primär ein wirtschaftliches. So wurde beispielsweise Torf in den Mooren im Umfeld des Ödensees von 1742 bis 1926 mit kurzen Unterbrechungen für die Saline in Aussee zur Beheizung der Sudpfannen und zum Trocknen der Salzstöcke gestochen (STADLER, 1989). Die Torfgewinnung erfolgte stets händisch mit Spaten und in wechselnder Intensität, je nach den verfügbaren Holzvorräten in den Wäldern; sie erreichte gegen Ende des 19. Jahrhunderts einen Höhepunkt. Das Ende des Torfabbaus war bedingt durch den starken Rückgang des Kohlepreises und Arbeitskräftemangel nach dem 1. Weltkrieg.

Auch wenn die Moore in Österreich als Torflagerstätten keine wirtschaftliche Bedeutung mehr haben, sind sie doch für den Wasserhaushalt der Region, als Kohlenstoffspeicher und als Lebensräume für vom Aussterben bedrohte Pflanzen und Tiere besonders wertvoll und höchst schützenswert. Die Funktion für den Klimaschutz wurde erst in den letzten Jahren erkannt. Durch die Torfbildung wird der Atmosphäre CO₂ entzogen. Durch Entwässerung und Torfnutzung wird hingegen Kohlendioxid freigesetzt. Erdgeschichtlich sind insbesondere die ungestörten Torfschichten mit den eingeschlossenen Pollenkörnern als Archive der nach-eiszeitlichen Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte von Bedeutung und nicht ersetzbar, selbst wenn die Moore regeneriert werden.

	Be- deutung	Schutz	Zustand	Besitz	Geomorphologie	Untergrund
		-	naturnahe	ÖBF	Hangverflachung Hang	Jura-Kieselkalke, Mo- räne, Haselgebirge
	r	N2000	teilentwässert beeinträchtigt	ÖBf	Karsthohlform	Dachsteinkalk
	r	N2000	unberührt	ÖBf	Doline	Dachsteinkalk
	r	N2000	unberührt	ÖBf	Sattellebnung	Dachsteinkalk

B = Bohrung, Pd = Pollendiagramm

i = international, n = national, nr = überregional, r = regional, l = lokal

ÖBf = Österreichische Bundesforste, ÖNJ = Österreichische Naturschutzjugend

N2000 = Natura 2000 Schutzgebiet, NSG = Naturschutzgebiet, LSG = Landschaftsschutz-
gebiet.

Anmerkungen zu den bedeutendsten Mooren

Die Nummerierung der Moore bezieht sich auf den Lageplan in Abbildung 27 und korrespondiert mit jener auf Tabelle 10.

Moore im Natura 2000 Schutzgebiet Ödensee (Nr. 1, 2)

Naturschutzgebiet seit 1959 und Europaschutzgebiet nach der FFH (Flora-Fau-
na Habitat-Richtlinie) seit 2002.

In einer Senke, umgeben von Randbergen des nördlichen Dachsteinstockes und von Kamesterrassen und Moränenwällen, sind zu beiden Seiten der Öden-
seetraun nach dem großflächigen Torfabbau bis zur Niedermoorbasis noch Rest-
flächen des einst ausgedehnten Mooregebietes mit umgebenden Übergangs- und
Niedermooeren erhalten:



Abb. 28.
Moorfläche Kainischmoos West beim Ödensee.

Die Moore entstanden über tonig schluffigen Sedimenten aus den Schmelzwässern nach dem Gletscherrückgang im Spätwürm. Durch einen neuerlichen Gletschervorstoß vom Dachsteinplateau in das Becken von Kainisch wurden die Seetone mit einer dünnen Schotterlage überdeckt, die an der Basis der Moore liegt. Die Verlandung erfolgte bereits in der wärmeren Periode des Spätwürm (Bölling/Alleröd).

Im SE des Kartenblattes befindet sich das Mooregebiet „**Moore beim Ödensee**“ (Nr.1) mit einem Latschenhochmoorrest von nationaler Bedeutung und umgebenden Übergangs- und Überrieselungsmoorflächen, die im Besitz der ÖBf sind (Moorschutzkatalog STEINER, 1992; MATZ, 2001). Die Drainagegräben der ehemaligen landwirtschaftlich genutzten Torfstichflächen wurden durch Holzdämme zur Wiedervernässung und Weiterentwicklung des Moores verschlossen und die Gehölze entfernt, um die Wiederbewaldung der Moorflächen zu verhindern. Aus dem Hochmoor wurde ein Profil (DRAXLER, 1977: Ödensee I) für pollenanalytische Untersuchungen erbohrt – siehe Abbildung 29: Profil A.

Die hervorragend erhaltenen Latschenhochmoore **Kainischmoos West (Nr. 2)** und **Kainischmoos Ost** mit natürlicher typischer Moorvegetation, die dementsprechend von internationaler Bedeutung sind, liegen bis auf einen kleinen Teil bereits auf dem Kartenblatt ÖK 97 Bad Mitterndorf. Auch aus diesem Hochmoor wurde ein Profil (DRAXLER, 1977: Ödensee III) pollenanalytisch untersucht – siehe Abbildung 29: Profil B.

Auf dem Erlebnisweg vom Ödensee durch die Moorlandschaft sind am Rand der Moore Schautafeln aufgestellt, die über die ganze Eigenart dieser Lebensräume (Entstehung, Torfschichten, Pflanzen- und Tierwelt und ehemalige Torfstecherei) anschaulich informieren.

Moore zwischen Sandling und Sarstein

Um den Sandling kam es aufgrund der genannten günstigen klimatischen und topographischen Voraussetzungen zu einer größeren Anzahl unterschiedlicher Moorbildungen in der montanen Stufe zwischen 930–1.250 m Seehöhe.

„Der Raum zwischen Sarstein und Sandling wurde während des Hochglazials je nach seinem Aufbau zu sehr schön ausgebildeten Rundhöckern oder langgestreckten Wannen umgestaltet, die dem Bereich das Gepräge eines Mittelgebirges geben. In den Wannen finden sich neben langgestreckten Grundmoränenwällen weit verbreitet Moore und anmoorige Wiesen: Langmoos, Waldgraben, Steinecker und Vorder Luppitsch“ (VAN HUSEN, 1974: A64).

Filzmoos (Nr. 7)

In der Nähe der Pötschenpasshöhe liegt dieses Latschenhochmoor versteckt im Fichtenwald. Es ist von einem dichten Latschenfilz (Name!) mit Zwergsträuchern (Besenheide *Calluna vulgaris*, Moor-Nebelbeere *Vaccinium uliginosum*, Preiselbeere *Vaccinium vitis idaea*) im Unterwuchs bedeckt. Die Moose und damit das Moor haben das Wachstum weitgehend eingestellt. Durch das Moor führt eine Schneise zu Jagdzwicken. Auf der geologischen Karte ist es nicht ausgewiesen.

Wechselmoos (Nr. 8)

Das Moor liegt ca. 1 km NE der Pötschenhöhe und gehört zum Steineggerhof (Oberluppitsch). Es ist ein weitgehend intaktes Latschenhochmoor mit Bulten und Schlenken und randlichem Niedermoorraum (einmähdige Wiese), das durch einen Weidezaun vor Viehtritt geschützt ist.

Die Torfmächtigkeit im Latschenhochmoor beträgt im Zentrum 13 Meter! Der Beginn des Moorbewachstums liegt bei etwa 11.000 Jahren vor heute.

Langmoos (Nr. 9)

Der kleine Moorkomplex liegt am Fuß des Sandling bei Oberlupitsch, nördlich des Leislingbaches. Die Hochmoorfläche über der Sattelvebnung ist mit Latschen und typischen Standortszeigern bewachsen. Die Torfmächtigkeit erreicht etwa knapp 3 Meter.

Vom randlichen Teil des Langmoos Süd liegt ein Pollendiagramm vom jüngsten Abschnitt des Postglazials (Älteres und Jüngerer Subatlantikum mit Vorherrschen von Fichte und Tanne) vor – siehe BOONYAMALIK (1970).

Waldgraben- oder Scheibenmoos (Nr. 10)

Der nördlich der Ortschaft Oberlupitsch und südlich des Sandling gelegene Moorkomplex in 860 m SH besteht aus vier Teilmooren und wird von unterschiedlichen Moorstadien und Feuchtstandorten eingenommen. Dazu gehören ein Latschenhochmoor, Schilfbestände, Großseggenriede, Feuchtwiesen, Erlen- und Birkenfluren und drainagierte Grünlandflächen. Der ganze Moorkomplex steht seit 1988 unter Naturschutz (BULFON, 1993).

Moorgebiet Moosberg (Nr. 12)

Der hydrologisch und botanisch vielfältige Niedermoorkomplex mit einer kleinen Hochmoorfläche liegt in 1.000 m SH in einer wasserreichen Mulde unmittelbar beim ehemaligen Zentrum des Altausseeer Salzbergbaus an der Salzstraße (Via Salis) am Südostfuß des Sandling. Den Untergrund bilden wasserstauende Gesteinsschichten (Haselgebirge) unterhalb der wasserdurchlässigen Gesteine des Sandling. Das Moor entwässert über den Trattenbach in die Altausseeer Traun. Zum Trattenbach hin wurden im zentralen Bereich des Moores Gräben bis zum mineralischen Untergrund gezogen. Auffallend ist der dichte Schilfbewuchs.

Südlich davon, unmittelbar an der Via Salis, liegt der **Moorkomplex am Scheiblkogel** (Nr. 11).

Pitzingmoos (Nr. 14)

Der Moorkomplex liegt an einem Hang im Norden des Sandling an der oberösterreichisch/steirischen Grenze bei der Pitzingalm. Besonders bemerkenswert ist die außergewöhnliche Zusammensetzung der Vegetation der Niedermoorflächen mit alpinen Arten wie Trauerblume, Alpenschnittlauch, verschiedenen Orchideen-Arten, Wollgräser, Fieberklee und vielen anderen, abwechselnd mit dem Latschenfilz und den wenigen standortsüblichen Arten der Hochmoorbereiche. Besitzer sind die Österreichischen Bundesforste, die seit 1993 alle ihre eigenen 474 Moore unter Schutz gestellt haben und sich 2000 vertraglich verpflichteten, beeinträchtigte Moore zu renaturieren (STEINER, 2005). Durch Weidefreistellung ist dieses Moor jetzt zusätzlich geschützt.

Moore im Gemeindegebiet von Bad Ischl

Südöstlich von Bad Ischl sind in Mittelgebirgslage im Waldgebiet einige Moore von überragender Bedeutung versteckt erhalten, die seit 1998 unter Naturschutz stehen:

Leckenmoos oder Leckernmoos (Nr. 15)

„Leckern“ ist im Salzkammergut und im Attergau eine gängige Bezeichnung für Latschen.

Pollendiagramme aus Mooren im Ödensee-Gebiet

Nach DRAXLER (1977: Taf. 4), vereinfacht, grafisch adaptiert und ¹⁴C-Daten ergänzt.
 Pollenzonen nach FIRBAS (1949)

Sediment

	Sphagnumtorf
	mit Wollgras (<i>Eriophorum</i>)
	Riedgrastorf
	mineralhältig (Ton, Schluff)
	Schilftorf
	Braunmoostorf
	mineralhältig (Ton, Schluff)
	Holzreste
	Gyttja
	Schotter
	Schluff

Ausgewertete Floren-Elemente

Baumpollen	
	Föhre, Zirbe, Fichte, Tanne, Weide, Birke, Hasel, Buche Lärche
	Eichenmischwald: Eiche, Linde, Ulme
„Nichtbaumpollen“	
	Seggen, Gräser, Kräuter, Beifuß
„Siedlungszeiger“	
#	Getreide-Pollen
☼	Kornblume, Wegerich, Ampfer, Beifuß, Gänsefußgewächse

Die „calibrierten“ Altersangaben (Jahre cal BP) der Radiocarbonmethode bedeuten Kalenderjahre, gerechnet ab dem Jahr 1950 als Nullpunkt.

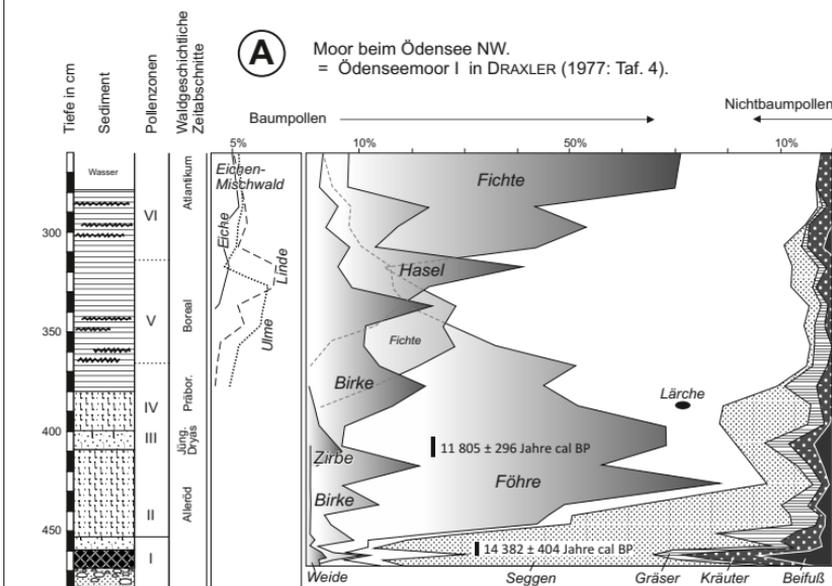
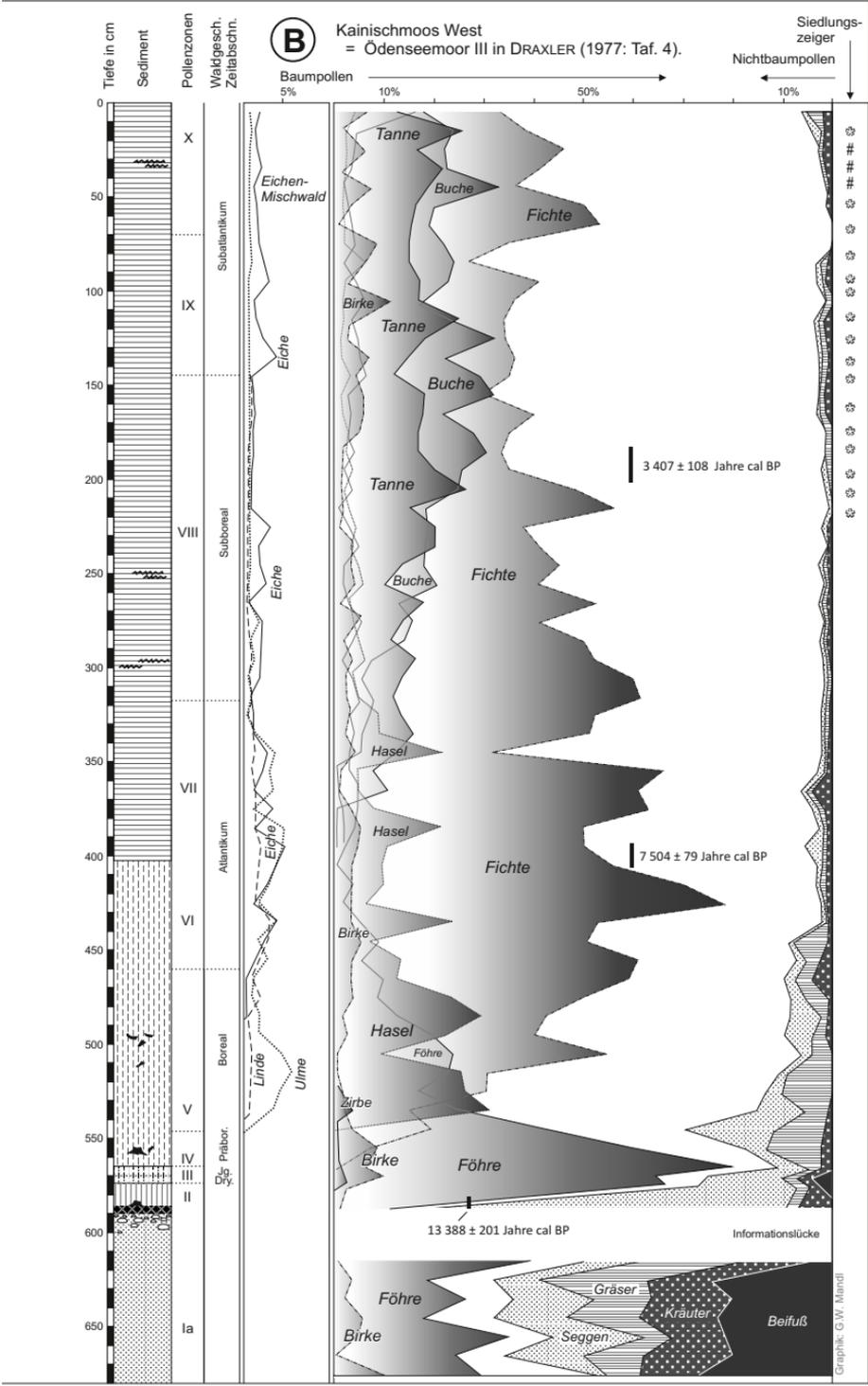


Abb. 29. Spät- bis postglaziale Vegetationsentwicklung im Ödensee-Gebiet.



Der Moorkomplex besteht aus zwei Teilbereichen. Auf der Wasserscheide zwischen Gaißbach- und Mehlsackgraben hat sich ein typisches Latschenhochmoor gebildet: gewölbt, mit Randgehänge und Lagg, und offener Wasserfläche im Inneren des Moores (Blänke), mit Schwingrasenbildung am Rand, mit Seggen und Torfmoosen. Auf der übrigen Moorfläche sind Bulte und Schlenken mit der typischen Hochmoorvegetation bewachsen. Im SE schließt ein Niedermoor an.

Ca. 400 m südlich liegt das **Radriedlmoos (Winkelmoos)** (Nr. 16), ein Niedermoor auf einer kleinen Kuppe.

Großes Langmoos (Roßstallmoos) (Nr. 17)

Dieses liegt am Nordabhang des Rosenkogels, östlich der Reinfalzalp.

Latschenhochmoor, elliptisch, mit Lagg und Randgehänge, abgelassene Blänke mit Schwingrasen im Inneren des Moores, davon ausgehend 1 m tiefer Graben (sollte früher möglicherweise verhindern, dass Wasser in den darunterliegenden Salzbergbau dringt). Typische Hochmoorvegetation (trockener mit Latschendi-ckicht, Torfmoosarten, u.a.).

Kleines Langmoos (Nr. 18)

Es liegt nördlich der Rosenkögel, östlich der Reinfalzalp.

Fast kreisrund, typisch gewölbt Hochmoor mit Lagg, Randgehänge (bewaldet) und Hochfläche; randlich dichter Latschenbewuchs, im Inneren offene Fläche mit Blänke und Schwingrasen. Moortiefe: kleiner 4 m.

An der Südseite des Zwerchwand-Rosenkogelzuges im Gemeindegebiet von Bad Goisern befinden sich über den mergelig tonigen Gesteinen der Zlambachschichten mehrere Moore, die teilweise nicht mehr im natürlichen Zustand erhalten sind, wie das **Leckernmoos**, das **Rotmoos** (Regenmoor; 1.115 m SH, 0,7 ha**) und das **Atzmoos** (fast kreisrundes Regenmoor; 1.110 m SH, ca. 0,6 ha, Naturschutzgebiet!), sowie das **Wöflmoos** nördlich Gschwandalp. Durch die wasserstauende Wirkung der Grundmoräne sind bei der **Oberleisingalm** ebenfalls kleine Feuchtbiotope entstanden.

Moore im Plassen-Gebiet (Hallstatt)

Westliches Karmos (Nr. 22)

Im Jahr 2004 wurden aus diesem Hochmoor nordöstlich des Plassen 313 Äste und Baumstämme (überwiegend Fichte, wenig Tanne und Lärche) von 5–50 cm Durchmesser geborgen, deren Jahrringbreiten mit der Chronologie der Holzfunde aus dem Schwarzen See korreliert werden konnten. Mit den Fichtenstämmen aus dem Karmos wurde die durchgehende Karmos-Chronologie von 1523 v. Chr. bis 2004 n. Chr. erstellt. Damit war es möglich, das Fälldatum der Baumstämme für die älteste Holzstiege Europas, die im Christian-Tuschwerk im prähistorischen Salzbergbau von Hallstatt gefunden wurde, auf das Jahr 1344 v. Chr. zu datieren (GRABNER et al., 2006; KLEIN, 2006).

Aus diesem Moor wurde auch ein Bohrkern für pollenanalytische Untersuchungen von Klaus OEGGL (Universität Innsbruck) entnommen.

Dammwiese (Nr. 23)

Die Niedermoorflächen (etwa 2 m Torf) am Sattel und auf den Hängen an der Südseite des Plassen oberhalb des Salzberg-Hochtales sind vor allem wegen der in den Torfschichten gut erhaltenen Funde einer prähistorischen Bergbausiedlung aus der Jüngeren Eisenzeit bekannt (2. Jh. v. Chr.), die im 19. Jh. und in der ersten Hälfte des 20. Jh. gemacht wurden (RESCHREITER & KOWARIK, 2008). Der Torf wurde von RUDOLPH (1931) pollenanalytisch untersucht.

Schlaipfenmoos (Nr. 24) und Siegmoos (Nr. 25)

Zwischen den Kalkmassiven der Hohen Sieg und des Solingerkogels ermöglichen wasserstauende Schichten aus Moränenmaterial und Haselgebirge die Entstehung langgestreckter quelliger Hangmoore.

Das Schlaipfenmoos liegt am Sattel westlich der Hohen Sieg. Es zeigt eine Vegetation mit Bultseggen und im Randbereich Bestände von Schwarzerlen.

Das Siegmoos liegt südseitig, trägt eine Vegetation aus Großseggen und ist im Hangbereich bruchwaldartig mit Erlen bewachsen.

Die Torfmächtigkeit beträgt bei beiden bis zu 2 m.

Palynologische Profile und Bohrungen

Die Schichtfolge der Ödensee-Moore beschreibt beispielsweise bereits ZAILER (1910) an den Torfstichwänden. Von FIRBAS wurde schon 1923 die postglaziale Waldentwicklung in groben Zügen aufgrund eines Pollendiagramms aus dem Ödenseemoor rekonstruiert. Heute werden Moor-Profile mit Hilfe von Bohrungen erstellt. Pollenanalytische Untersuchungen an einer Reihe von Bohrkernen geben Einblick in den Profilaufbau der Moore und in die Vegetationsentwicklung im Inneren Salzkammergut – vgl. KRAL (1971), DRAXLER (1977) und SCHMIDT (1981).

Auf dem Kartenblatt Bad Ischl ist die Lage einiger palynologischer Bohrprofile (Legendennummer 4) verzeichnet, die Ergebnisse dazu sind in DRAXLER (1977) zu finden. Exemplarisch sei hier ein Pollendiagramm aus dem Kainischmoos West gezeigt (Abb. 29), das zusammen mit weiteren Bohrprofilen und ¹⁴C Datierungen in den Hochmooren beim Ödensee den Verlauf der Vegetationsentwicklung vom Abschmelzen des Eises bis hin zum menschlichen Einfluss umfasst:

Auf eine baumfreie Steppentundra mit arktisch alpinen Elementen folgte bei zunehmender Erwärmung und Bodenbildung eine Strauchphase mit Sanddorn, Wacholder und Weiden, an deren Ende die Wiederbewaldung mit Föhren begann. Durch einen kurzzeitigen Klimarückschlag kam es zur Verzögerung der Vegetationsentwicklung, die sich danach aber mit der weiteren Föhrenausbreitung fortsetzte. Der etwa 1.000 Jahre dauernde Kälteeinbruch und die Trockenheit der Jüngeren Dryas am Ende des Spätglazials bewirkten wieder eine stärkere Ausbreitung von Wacholder und Beifuß und weiteren Vertretern von Pionier- und Rasengesellschaften (Sonnenröschen, Steinbrech, dorniger Moosfarn, etc.). Durch die rasche Wiedererwärmung nach dem Klimarückschlag kam es – wie in ganz Mitteleuropa – zu Beginn des Holozäns bis in mittlere Höhenlagen zu geschlossenen Kiefernwäldern und zur Einwanderung wärmeliebender Gehölze. Fichten und Ulmen verdrängten die Föhren und zunehmende Feuchtigkeit förderte die Konkurrenzkraft der Fichte, die zur dominierenden Baumart in den Wäldern um den Ödensee wurde. Höhere Niederschläge führten auch zum Beginn der Hochmoor-Bildung vor etwa 7.000 Jahren. Die Einwanderung der Buche und Tanne und die folgende Ausbreitung dieser beiden Holzarten führten zu einer neuerlichen Veränderung der Waldzusammensetzung. Menschliche Eingriffe in die Vegetation der Umgebung des Ödensees sind seit mindestens 3.300 Jahren belegt, erkennbar am durchgehenden Auftreten von sogenannten Siedlungszeigern (Wegerich, Beifuß, Gänsefußgewächse, Ampfer) in den Pollenspektren der Moorprofile. Die frühe Anwesenheit des Menschen etwa 1300 v. Chr. in unmittelbarer Nähe des Moorgebietes wurde jüngst auch durch reiche archäologische Funde belegt und dürfte im Zusammenhang mit dem frühen Salzbergbaubetrieb in Hallstatt und der angeschlossenen Pökelfleischherstellung stehen (MODL, 2010).

13.3. Geologische Naturdenkmale

(TH. HOFMANN)

Das auf der Karte dargestellte Gebiet umfasst oberösterreichische und steirische Anteile. Aus der Sicht des Naturschutzes bedeutet dies die Zuständigkeit von verschiedenen Naturschutzbehörden, die auf Ebene der Bezirkshauptmannschaften organisiert sind. So ist für die Naturdenkmale der Steiermark die Bezirkshauptmannschaft Liezen mit der Expositur in Gröbming und für das oberösterreichische Gebiet die BH in Gmunden zuständig.

Nachfolgend werden die im Lageplan (Abb. 27) mit den Nummern 1 bis 20 versehenen Naturdenkmale kurz erläutert.

Die Daten wurden den Naturschutzbüchern der Bundesländer Oberösterreich und Steiermark bzw. dem Höhlenverzeichnis der Karst- und Höhlenkundlichen Abteilung des Naturhistorischen Museums Wien entnommen und durch Anmerkungen zur Geologie ergänzt.

1.) Dachstein-Rieseneishöhle (1.455 m)

Lage: Östlich der Schönbergalpe, südlich Obertraun. Hochalpine Großhöhle mit mächtigen Eisbildungen.

Geologie: gebankter Dachsteinkalk.

Touristische Nutzung mit Führungen.

Zugang: 20 min Fußweg ab Seilbahnstation Schönbergalpe (1. Teilstrecke).

Verwaltung: Tourismusbetrieb Dachsteinhöhlen, Obertraun.

2.) Mörkhöhle

Lage: knapp SW' der Rieseneishöhle.

Geologie: gebankter Dachsteinkalk.

3.) Almburg-Eishöhlen (Westliche und Östliche)

Lage: am SW-Fuß des Hirschbergs (K 2.017m), südöstlich der Schönbergalpe.

Geologie: gebankter Dachsteinkalk.

4.) Dachstein-Mammuthöhle (1.368m), inklusive Oedlhöhle.

Lage: Im Mittagskogel südlich Obertraun. Großräumige hochalpine Höhle. Imposante Gänge.

Geologie: gebankter Dachsteinkalk.

Touristische Nutzung mit Führungen.

Zugang: 20 min Fußweg ab Seilbahnstation Schönbergalpe (1. Teilstrecke).

Verwaltung: Tourismusbetrieb Dachsteinhöhlen, Obertraun.

5.) Teufelsloch

Lage: Höhle am SE-Ende des Mittagskogels südlich Obertraun.

Geologie: gebankter Dachsteinkalk.

6.) Mittagskogel-Höhle

Lage: auf dem Mittagskogel südlich Obertraun.

Geologie: gebankter Dachsteinkalk.

7.) Morton-Höhle (=Teil des Mammuthöhlensystems, siehe unter Punkt 4.).

8.) Koppenschlucht-Höhle (580 m)

Lage: In der Koppenschlucht bei Obertraun. Aktive Wasserhöhle mit einzelnen Tropfsteinbildungen.

Geologie: gebankter Dachsteinkalk mit Dolomit-Zwischenlagen.

Touristische Nutzung mit Führungen.

Zugang: 15 min Fußweg ab Parkplatz „Koppenrast“.

Verwaltung: Tourismusbetrieb Dachsteinhöhlen, Obertraun.

9.) Kessel, Riesenkarstquelle in Hallstatt

Lage: Nahe dem Südufer des Hallstätter Sees; periodisch (zur Zeit der Schneeschmelze) aktive Riesenkarstquelle (Quellsiphon).

Geologie: gebankter Dachsteinkalk.

10.) Hirschbrunn

Lage: Nahe dem Südufer des Hallstätter Sees; periodisch (zur Zeit der Schneeschmelze) aktive Riesenkarstquelle (Quellsiphon).

Geologie: gebankter Dachsteinkalk mit Dolomit-Zwischenlagen.

11.) Hirlatzhöhle

Lage: Eingang in der Hirlatz-Wand südwestlich Hallstatt; derzeit mit über 100 km erforschter und vermessener Gangstrecke nach dem Schönberg-Höhleensystem zweitlängste Höhle in Österreich.

Geologie: gebankter Dachsteinkalk mit Dolomit-Zwischenlagen.

Literatur: BUCHEGGER, G. & GREGER, W. (Red.) (1998).

12.) Obere Brandgrabenhöhle

Lage: Am Fuße der Hirlatzwand südwestlich Hallstatt.

Geologie: gebankter Dachsteinkalk mit Dolomit-Zwischenlagen.

13.) Kirchschragerloch

Lage: Höhle am SW-Fuß („Sechserkogel“) des Sarstein-Massivs.

Geologie: gebankter Dachsteinkalk.

14.) Karlgrabenhöhle

Lage: Hausergraben, nördlich Hallstatt.

Geologie: gebankter Dachsteinkalk mit Dolomit-Zwischenlagen.

15.) Kaltenbachteich

Lage: Bad Ischl/Kaltenbachau.

Geologie: Altarm der Traun.

16.) Hexenstein oder Einsiedlerstein

Lage: auf der Ostseite des Siriuskogels (Bad Ischl).

Geologie: Erratischer Block aus Roßfeldschichten, durch Frosteinwirkung in mehrere Teile zerfallen.

17.) Nagelsteghöhle

Lage: Rettenbachtal nördlich Altaussee, Höhle.

Geologie: gebankter Dachsteinkalk.

18.) Wasserfall des Trattenbaches

Lage: Westlich Altaussee; Wasserfall.

Geologie: Pedataschichten.

19.) Klamm und Wasserfälle am Teichenbach

Lage: Südwestlich Bad Aussee; Wasserfall.

Geologie: verfestigte (konglomerierte) eiszeitliche Flussschotter („Ausseer Konglomerat“).

20.) Schönberg-Höhlensystem

Lage: im Schönberg-Massiv östlich Bad Ischl, mehrere Zugänge; derzeit mit über 135 km erforschter und vermessener Gangstrecke längste Höhle in Österreich und in der Europäischen Union.

Geologie: überwiegend gebankter Dachsteinkalk.

21.) Tropfsteinhöhle im Hangenden Kogel

Lage: Großraum Schönberg / westliches Totes Gebirge.

Geologie: Bruchfugenhöhle.

22.) Langwandhöhle

Lage: in der Gebirgsgruppe Hohe Schrott/westliches Totes Gebirge.

Geologie: gebankter Dachsteinkalk, Allgäuschichten im Eingangsschacht.

Eine Übersicht der Naturdenkmale für das Bundesland Oberösterreich liegt durch HOFMANN & KAPL (2011) vor, eine österreichweite Darstellung erfolgte durch HOFMANN (2000).

14. Exkursionsvorschläge, Lehrpfade, Schaubergwerke und Museen

(G.W. MANDL & H. LOBITZER)

Aufgrund der Fülle an möglichen Exkursionszielen und -themen im Inneren Salzkammergut würde eine detaillierte Routenbeschreibung den Rahmen dieser Erläuterungen bei Weitem sprengen. Es sei daher an dieser Stelle auf einige publizierte geologische **Exkursionsführer** mit Angabe der jeweiligen Themenschwerpunkte hingewiesen. Die meisten davon können beispielsweise in der Bibliothek der GBA unentgeltlich eingesehen oder entlehnt werden. Die von der Geologischen Bundesanstalt selbst herausgegebenen Exkursionsführer jüngeren Datums können auch über den Verlag der GBA erworben werden.

Ein jüngst erschienener Wanderführer für das Steirische Salzkammergut wendet sich an ein allgemeines Publikum, ohne spezielle erdwissenschaftliche Vorkenntnisse:

LOBITZER, H. (2011): Geologische Spaziergänge Ausseer Land – Salzkammergut. 104 S., Geol. B.-A. & Kammerhofmuseum Bad Aussee, Wien.

Exkursionsführer wurden auch anlässlich von erdwissenschaftlichen Tagungen erstellt, diese richten sich vorzugsweise an ein Fachpublikum:

GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2010): Tiefwasser Beckengene- und Initiierung einer Karbonatplattform im Jura des Salzkammergutes (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Journal of Alpine Geology*, **53**, 63–136, Wien.

Exkursionsschwerpunkte: Oberjura-Gesteine Jochwand bis Zwerchwand; Jura-Rotkalke, Radiolarit, Gleitschollen, Hallstätter Kalk, Oberjura-Kalke im Gebiet Blaa Alm – Vd. Sandlingalm – Steinberg/Ausseer Salzberg.

KRYSTYN, L. & MANDL, G.W. (Eds.) (2008): Upper Triassic Subdivisions, Zonations and Events. Meeting of the late IGCP 467 and STS. Abstracts and Excursion Guide Bad Goisern (Upper Austria). – *Ber. Geol. B.-A.*, **76**, 111–116, Bad Goisern – Wien.

Exkursionsschwerpunkte: Rhätbasis (GSSP) am Steinbergkogel/Hallstätter Salzberg.

KRYSTYN, L. & SCHÖLLNBERGER, W. (1972): Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes. – In: FLÜGEL, H.W. (Red.): Führer zu den Exkursionen der 42. Jahresversammlung der Paläont. Ges. in Graz vom 6. bis 16. September 1972. 61–106, Graz.

Exkursionsschwerpunkte: Pötschen-Schichten entlang der Pötschenstraße, Steinbruch Pötschenhöhe, Pedatakalk in Lupitsch, Zlambach-Schichten der Fischerwiese in Lupitsch, Hallstätter Kalk und Zlambach-Schichten der Roßmoosalm und am Hallstätter Salzberg, Schreyeralmkalk der Schiechlinghöhe, Dachsteinkalk der Loser-Panoramastraße.

MANDL, G.W. (Ed.) (1999): FOREGS '99 Vienna; Field trip guide: Vienna–Dachstein–Hallstatt–Salzkammergut. – *Ber. Geol. B.-A.* **49**, 113 S., Wien.

Exkursionsschwerpunkte: Loser-Panoramastraße, Panoramablick auf Ausseer Becken.

MANDL, G.W. (Red.) (2010b): Geologie von Hallstatt, Dachstein und Gosau. – Exkursion 2/2010 der Freunde der Geologie in München. 36 S., Wien.

Exkursionsschwerpunkte: geologisch/archäologische Zusatzinformationen zu einer prähistorischen Führung im Hallstätter Salzberg; Dachsteinkalkzyklum am Krippenstein/Karstwanderweg; Zusatzinformationen zu Karst und Höhlen im Dachstein-Höhlenpark.

MEDWENITSCH, W., SCHLAGER, W. & EXNER, CH. (1964): Exkursion I/5: Ostalpenübersichtsexkursion. – *Mitt. Geol. Ges.*, **57**, 57–106, Wien.

Exkursionsschwerpunkte: Pötschen-Schichten des Steinbruchs Pötschenhöhe, Pedatakalk in Lupitsch, Hallstätterkalk und Zlambach-Schichten der Roßmoosalm, Lauffener Erbstollen im Ischler Salzberg.

NAGEL, D. & RABEDER, R. (Hrsg.) (1991): Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs. – 119 S., Wien.

Exkursionsschwerpunkte: Fossilfundpunkte von Ammoniten am Steinbergkogel/Hallstatt, Megalodonten am Loser, Korallen vom Gosausee und Fischerwiese/Lupitsch.

Auch die klassischen geologischen Wanderführer des 19. und beginnenden 20. Jahrhunderts haben noch ihren Reiz, wenngleich auch die geowissenschaftlichen Angaben meist nicht mehr dem aktuellen Wissen entsprechen:

GEYER, G. (1878): Das Todte Gebirge. Eine monographische Abhandlung. – Jb. Österr. Touristenclub, **9**, 1–201, Wien.

GEYER, G. (1881): Die Dachstein-Gruppe. II: Touristisches über die Dachstein-Gruppe. – Zeitschrift d. deutsch. u. österr. Alpenvereins, **12/1881**, 2, 240–310, Wien.

GEYER, G. (1886): Führer durch das Dachsteingebirge und die angrenzenden Gebiete des Salzkammergutes und Ennstales. XII+125 S., Wien (Verlag Lechner).

GEYER, G. (1887): Das Todte Gebirge. Ein Bild aus den nordöstlichen Alpen. – Zeitschrift des deutschen und österr. Alpenvereins, **18/1887**, 406–443, München.

KITTL, E. (1903): Geologische Exkursionen im Salzkammergut. (Umgebung von Ischl, Hallstatt und Aussee). – 9. Internat. Geologen-Kongress, Exkursionen in Österreich, **4**, 1–118, Wien.

RADIO-RADIIS, A., GEYER, G. & GÖTZINGER, G. (1922): Führer durch das Dachsteingebirge und die angrenzenden Gebiete des Salzkammergutes und Ennstales. – 3. Aufl., XXII+361 S., (1. Auflage 1908, 2. Aufl. 1920), Wien (Artaria).

SPENGLER, E. & PIA, J. (1924): Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. – Sammlung geol. Führer, **26**, X+152 S., Berlin (Gebr. Borntraeger).

Die Aufnahme der Region im Dezember 1997 in die UNESCO-Welterbe-Liste als Weltkulturerbe „Hallstatt-Dachstein/Salzkammergut“ förderte in den Folgejahren auch die Errichtung einer Reihe von **Wanderwegen und Lehrpfade**, die neben der Botanik und Zoologie, Archäologie, (Kultur-)Geschichte und Volkskunde auch erdgeschichtliche Themen behandeln. Die oberösterreichische Landesausstellung 2008 mit dem Generalthema „Salzkammergut!“ und die Bestrebungen zur Förderung des Sommertourismus haben diesen Trend zu weiteren Themenwegen noch verstärkt. Die Auflistung derartiger Lehrpfade kann daher nur eine vorläufige sein, die außerdem eine subjektive Auswahl jener darstellt, die ein gewisses Mindestmaß an erdgeschichtlichen Bezügen aufweisen. Bei einem Interesse an derartigen Angeboten ist daher auch eine Nachfrage bei den Tourismus-Informationsstellen der betreffenden Gemeinden zu empfehlen.

Naturlehrpfad Katrin bei Bad Ischl

Erreichbar über Bergstation der Katrin-Seilbahn. Wanderweg über Ischler Feuerkogel und Katrin-Gipfel.

Themenschwerpunkte: 30 Stationen mit Informationen zu Landschaftsentstehung und Erdgeschichte, Tiere, Pflanzen. Panoramablicke über Hallstätter See, Wolfgangsee und Traunsee.

www.katrinseilbahn.at

Infos in:

KUTZENBERGER, G. & KUTZENBERGER, H. (1999): Die Katrin, ein Naturjuwel im Inneren Salzkammergut, OÖ. Führer zum Naturschutzgebiet und Naturlehrpfad Katrin in Bad Ischl. – 96 S., Bad Ischl.

Welterberundweg Hallstatt – Hallberg-Serpentinenweg – „durch die Hölle“

Themenschwerpunkte: Thematische Verbindung zwischen Schaubergwerk und Museum; Geologie, Salzlagerstätte, Soleleitung, Waldwirtschaft, Wildbach- u. Lawinenverbauung, Sozialgeschichte der Bergleute.

Infos in:

URSTÖGER, H.J. (Hrsg.) (2008a): Welterbe-Rundweg. – 78 S., Hallstatt (Verlag des Musealvereins Hallstatt).

URSTÖGER, H.J. (2008b): Jetzt ist Hallstattzeit. In: SANDGRUBER, R. (Hrsg.): Salzkammergut – OÖ. – Landesausstellung 2008, 225–231, Linz (Trauner Verlag).

Naturfreunde Nature Trail samt Echerntal und Hallstätter Gletschergarten

Entlang des Abstieges vom Dachsteinplateau (Wiesberghaus) durchs Echerntal nach Hallstatt/Lahn.

Themenschwerpunkte: Riesendoline Tiergartenloch, Panoramablick auf Plas-sen-Gebiet, Karstquelle Waldbach Ursprung, Klamm Waldbachstrub, Gletscher-töpfe, Felssturzblockwerk.

Infos in:

WIROBAL, K. (1992): Hallstätter Gletschergarten. – 24 S., Hallstatt (Musealverein).

WIROBAL, K. (2006): Hallstatt – Welterbe der UNESCO. Romantisches Echerntal. Sehenswürdigkeiten/Informationen. – 42 S., Hallstatt (Musealverein).

Naturerlebnis Familienpark Schönbergalm

Zugang über Krippenstein-Seilbahn, Mittelstation Schönbergalm.

Dauerausstellungen: Geologie des Dachsteins, Dachstein-Pionier Friedrich Si-mony.

16 Stationen entlang der Zustiege zu Rieseneishöhle und Mammuthöhle mit Informationstafeln zu Erd- und Zeitgeschichte, Höhlen, Gletscher, Klimawandel, Wildbach- u. Lawinenverbauung.

www.dachsteinwelterbe.at

Dachstein-Rieseneishöhle

Zugang über Krippenstein-Seilbahn, Mittelstation Schönbergalm.

Führungen: ca. 800 m Rundgang, Dauer ca. 75 min.

www.dachsteinwelterbe.at

Infos in:

GAMJSJÄGER, S. (1990): Dachstein Karst- und Höhlenführer. – 35 S., Wien-Obertraun (Österr. Bundesforste AG & Tourismusbetrieb Dachsteinhöhlen).

Dachstein-Mammuthöhle

Zugang über Krippenstein-Seilbahn, Mittelstation Schönbergalm.

Führungen: ca. 800 m Rundgang, Dauer ca. 75 min; auch Höhlentrekking mit Höhlenführer.

www.dachsteinwelterbe.at

Infos in:

GAMJSJÄGER, S. (1990): Dachstein Karst- und Höhlenführer. – 35 S., Wien-Obertraun (Österr. Bundesforste AG & Tourismusbetrieb Dachsteinhöhlen).

Koppenbrüllerhöhle

Zugang über Parkplatz „Koppenrast“ bzw. Bahnstation „Obertraun-Koppenbrüllerhöhle“.

Führungen: Dauer ca. 60 min; auch Kinder-Höhrentrekking mit Höhlenführer.
www.dachsteinwelterbe.at

Infos in:

GAMSJÄGER, S. (1990): Dachstein Karst- und Höhlenführer. – 35 S., Wien-Obertraun (Österr. Bundesforste AG & Tourismusbetrieb Dachsteinhöhlen).

Karstlehrpfad Obertraun

Zugang über Krippenstein-Seilbahn. 8 km langer Rundweg von Seilbahnstation Krippenstein über das Plateau zum Heilbronner Kreuz und zur Seilbahnstation Gjaidalm. Gehzeit ca. 3 Std.

Themenschwerpunkte: 20 Stationen zum Thema Gesteinsbildung, Verkarstung, Vegetation und historische Almwirtschaft.

www.tiscover.com/obertraun

Infos in:

GAMSJÄGER, S. (1990): Dachstein Karst- und Höhlenführer. – 35 S., Wien-Obertraun (Österr. Bundesforste AG & Tourismusbetrieb Dachsteinhöhlen).

Nature Trail Rundweg Oberfeld und Nature Trail Dachstein

Zugang über Krippenstein-Seilbahn Station Gjaidalm. Rundweg über das Oberfeld und das Karstplateau zur Simonyhütte.

Themenschwerpunkte: 18 Stationen/Infotafeln zum Thema Geologie, Karst, Vegetationsgeschichte, Almwirtschaft.

Lehrpfad Hallstätter Gletscher

Zugang über Krippenstein-Seilbahn Station Gjaidalm, Wege zwischen Taubenkar – Unterer und Oberer Eisseer – Simonyhütte – Vorfeld des Hallstätter Gletschers.

Themenschwerpunkte: 11 Halte- bzw. Aussichtspunkte zu den Themen Gletscherstände, Moränen, Gletscherschliff, Karstformen, Felsstürze, Erosion, Pionierpflanzen.

Infos in:

WEINGARTNER, H. (Hrsg.) (2006): Lehrpfad Hallstätter Gletscher – Ein Begleiter durch die Gebirgslandschaft am Dachstein. – 123 S., Linz-Salzburg (Land OÖ, Naturschutzabteilung und Akademie für Umwelt und Natur).

MOSER, R. (1997): Dachsteingletscher und deren Spuren im Vorfeld. – 143 S., Hallstatt (Musealverein).

Via Alpina

Route: von Bad Goisern über Sandling, Blaa Alm zum Loser und über das Tote Gebirge nach Hinterstoder; Abzweigung nach Gössl/Grundlsee.

Themenschwerpunkte: Dachsteinkalk des Toten Gebirges, Fossilien, Karstphänomene.

Infos in:

Haid, G. & Haid, H. (Hrsg.) (2010): Via Alpina – Totes Gebirge. Natur und Kultur im Ausseerland. – Naturkundl. Führer Bundesländer, 17, 194 S., Bad Aussee & Innsbruck (Österr. Alpenverein).

www.via-alpina.org

Via Salis

Route: Altaussee – Waldgraben – Moosberg – Schaubergwerk Salzwelten Altaussee – Thörl – Altaussee.

Themenschwerpunkte: Geschichte und Techniken der Salzgewinnung. 23 Stationen mit Informationen.

Wegstrecke: 8 km, Gehzeit: ca. 2,5 Std.

www.altaussee-tourismus.at/altaussee_viasalis.htm

Geo-Erlebnisweg Loser

Zugang über die Loser Panoramastraße (Maut). Wanderweg auf dem Loserplateau mit Anschluss an die Via Alpina.

Themenschwerpunkte: 25 Stationen mit Erklärung der Karstformen, der Landschaftsgestaltung durch die Gletscher der Eiszeit sowie Grundsätzliches zur Erdgeschichte des Salzkammerguts.

Info: Broschüre „Loser – ein Georerlebnisweg auf höchstem Niveau“, erhältlich vor Ort

www.loser.at

Naturerlebnis Ödensee

Themenschwerpunkte: Hochmoor, Torfstich, Karstquellen „Strumern“, Pflanzen, Fischzucht.

Naturführungen und Fachführungen zu verschiedenen Themenkreisen, auch für Gruppen und Schulen.

www.naturerlebnis-oedensee.at

Salzwelten Hallstatt

Ältestes aktives Salzbergwerk der Welt.

Führungen: begangene Stollenstrecke ca. 2 km, Dauer ca. 70 min; Archäologie-Sonderführungen für Kleingruppen, Dauer ca. 4 Std.

www.salzwelten.at

Salzwelten Altaussee

Führungen: begangene Stollenstrecke ca. 2,5 km, Dauer ca. 90 min.

www.salzwelten.at

An **Museen** sind aufgrund der Größe und des Sammlungsumfanges im Wesentlichen zwei zu nennen:

Welterbemuseum Hallstatt

Themenschwerpunkte: Kulturgeschichte der Region und des Ortes Hallstatt (über 7.000 Jahre bis heute), Bergbau und Salinenwesen, regionale Geologie, klassische Fossilfundpunkte, Archäologie (bronze- und hallstattzeitlicher Salzbergbau).

www.museum-hallstatt.at

Kammerhofmuseum Bad Aussee

Themenschwerpunkte: Geschichte und Volkskultur, Archäologie, Salz, Fossilien des Ausseerlandes und des Toten Gebirges, Höhlenbär (Salzofenhöhle).

www.badaussee.at/kammerhofmuseum

Literatur

- ADLER, W. & MRKVICKA, A. (2005): Natur-Wanderführer Salzkammergut. – 168 S., Wien.
- ARNBERGER, K. (2006): Detachment folding above the Permian Haselgebirge. Palinspastic reconstruction of alpine west-directed thrusting (Plassen, Hallstatt, Upper Austria). – Unpubl. Thesis (Diplomarbeit), Univ. Wien, V+100 S., Wien.
- ARNDT, R. & MAYR, M. (2003a): Salzsuche im oberösterreichischen Salzkammergut = Exploration for salt in the Upper Austrian Salzkammergut. – Gmundner Geo-Studien, **2**, 289–296, Gmunden.
- ARNDT, R. & MAYR, M. (2003b): Prospection and Exploration of Alpine Salt Deposits: A Challenge for Geologists and Geophysicists. – Erzmetall, **56**, 257–264, Stuttgart.
- ARNDT, R. & SCHMID, CH.J. (2003): Salz-Wasser-Luft. Geophysik im Salzkammergut. – Gmundner Geo-Studien, **2**, 283–287, Gmunden.
- ARNDT, R., RÖMER, A.G. & SEIBERL, W. (1996): A non-iterative 3-D inversion of a gravity anomaly in the vicinity of Bad Aussee (Styria). – Publ. Zentralanst. Meteor. Geodyn., **373** (=Österr. Beitr. Met. Geoph., **14**), 175–185, Wien.
- ASSERETTO, R. (1971): Die Binodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **178/1970**, 1–29, Wien.
- AUBELL, W. & MARCHETTI, H. (1991): Lagerstättenkunde des Bezirkes Gmunden. Ein Beitrag zur Mineralogie des Salzkammergutes. – In: HUFNAGL, F. & MARCHETTI, H.: Der Bezirk Gmunden und seine Gemeinden. Von den Anfängen bis zur Gegenwart. Eine Darstellung des Naturraumes, der Geschichte, Wirtschaft und Kultur in Beiträgen und Abbildungen, verfasst von einer Mitarbeitergemeinschaft, 53–60, Linz.
- AUER, M., GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (2006): Die Unter-Oxford-Radiolarit-Megabrekzie am Nordrand des Dachsteinblockes (Nördliche Kalkalpen, Österreich): Radiolarienfaunen, Mikrofazies des Komponentenbestandes und tektonische Bedeutung. – Jb. Geol. B.-A., **146/1+2**, 33–51, Wien.
- BALZBERG, C. v. (1878): Die Tiefbohrung in Goisern. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **26**, 231–290, Wien.
- BALZBERG, C. v. (1880): Die Tiefbohrung in Goisern. – Berg- u. hüttenmänn. Jb., **28**, 341–355, Wien.
- BAMMER, O. (1984): Massenbewegungen im Raume Bad Goisern, Oberösterreich. – Int. Symp. Interpraevent, **3**, 167–180, Villach.
- BARTH, F. & LOBISSER, W. (2002): Das EU-Projekt Archaeolive und das archäologische Erbe von Hallstatt. – Veröff. Naturhist. Museum Wien, N. F., **29**, 83 S., Wien.
- BAUER, F. & VÖLKL, G. (1989): Die unterirdischen Abflussverhältnisse im Dachsteingebiet und ihre Bedeutung für den Karstwasserschutz. – Umweltbundesamt Reports, **28**, 73 S., Umweltbundesamt, Wien.
- BAUMGARTNER, P.O., BARTOLINI, A., CARTER, E.S., CONTI, M., CORTESE, G., DANIELIAN, T., DE WEVER, P., DUMITRICA, P., DUMITRICA-JUD, R., GORICAN, S., GUEX, J., HULL, D.M., KITO, N., MARCUCCI, M., MATSUOKA, A., MURCHEY, B., O'DOHERTY, L., SAVARY, J., VISHNEVSKAYA, V., WIDZ, D. & YAO, A. (1995): Middle Jurassic to Early Cretaceous Radiolarian Biochronology of Tethys Based on Unitary Associations. – Mém. de Géol. (Lausanne), **23**, 1013–1048, Lausanne.
- BECHTEL, A., GRATZER, R. & SACHSENHOFER, R.F. (2001): Chemical characteristics of Upper Cretaceous (Turonian) jet of the Gosau Group of Gams / Hieflau (Styria, Austria). – Internat. Journal of Coal Geology, **46**, 27–49.
- BECHTEL, A., RÜNSTLER, H., GAWLICK, H.-J. & GRATZER, R. (2005): Depositional environment of the latest Gutenstein Formation (late Lower Anisian) from the Rabenkogel (Salzkammergut area, Austria) as deduced from hydrocarbon biomarker composition. – Journal of Alpine Geology (Ges. Geol.- u. Bergbaust. Österr.), **47**, 159–167, Wien.

- BEURLE, O. (1992): Stadtgemeinde Bad Ischl. Erweiterung der Wasserversorgungsanlage. Errichtung des 2. Brunnen Haiden. Anpassungsmaßnahmen für Wassererschließung und Hochbehälter Wildenstein. Errichtung eines Hochbehälters Obereck. Erneuerung von einzelnen Leitungssträngen. Technischer Bericht. 20. September 1992. – Unveröff. Bericht, Büro Beurle, Linz.
- BEV – BUNDESAMT FÜR EICH- UND VERMESSUNGSWESEN & IMG – INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND GEOPHYSIK, UNIVERSITÄT WIEN (2006): Österreichische Schwerekarte. (Bouguer-Anomalien berechnet mit der Dichte 2,67 im System GRS80, Schwere bezogen auf Absolutmessungen. Geländereduktion bis 167 km (Zone 02 von Hayford), Georeferenzierung MGI, Bessel Ellipsoid, Höhe über Adria 1875).
- BEZVODOVÁ, B. & LOBITZER, H. (1990): Bericht 1989 über mineralogische Untersuchungen an Rotböden auf dem Dachstein-Plateau auf Blatt 127 Schladming. – Jb. Geol. B.-A., **133**/3, 508, Wien.
- BLEIL, U. & POHL, J. (1976): The Berchtesgaden Magnetic Anomaly. – Geol. Rundschau (Int. J. Earth Sc.), **65**, 756–767, Stuttgart.
- BOHADSCH, J. (1782): Bericht über seine auf allerhöchsten Befehl im Jahre 1763 unternommene Reise nach dem oberösterr. Salzkammergut. – Abh. Privatges. Böhmen, **5**, 209–222, Prag.
- BÖHM, F. (1986): Der Grimming: Geschichte einer Karbonatplattform von der Obertrias bis zum Dogger (Nördliche Kalkalpen, Steiermark). – Facies, **15**, 195–231, Erlangen.
- BÖHM, F. & BRACHERT, TH.C. & ROTHE, M. (1997): Ein Kristallingeröll im pelagischen Lias von Adnet (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). – Geol. Bl. NO-Bayern, **47**/1997, 289–302, Erlangen.
- BÖHM, F., EBLI, O., LANTOS, Z., LOBITZER, H., RAKÚS, M., SZABÓ, J., SZENTE, I. & SIBLÍK, M. (1998): The Lithostratotypus of Hierlatz Limestone (Alpine Liassic)–Preliminary Report. – Carpathian-Balkan Geol. Assoc. XVI Congress, Abstracts, 79 pp., Geol. B.-A., Wien.
- BOLZ, H. (1971): Die Zlambach-Schichten (alpine Obertrias) unter besonderer Berücksichtigung der Ostrakoden. 1. Ostrakoden der Zlambach-Schichten insbesondere *Bairdiidae*. – Senckenbergiana Lethaea, **52**, 129–283, Frankfurt a. M.
- BOLZ, H. (1974): Die Zlambach-Schichten (alpine Obertrias) unter besonderer Berücksichtigung der Ostrakoden. 2. Zur Stratigraphie und Fazies der Zlambach-Schichten. – Senckenbergiana Lethaea, **55**, 325–361, Frankfurt a. M.
- BOONYAMALIK, K. (1970): Pollenanalytical Investigation of the uppermost and marginal Part of a Peat Bog near Altaussee, Austria. – Verh. Geol. B.-A., **1970**/5, A 103, Wien.
- BORN, I. v. (1777): Versuch einer Mineralgeschichte des Oberösterreichischen Salzkammergutes. – Abh. einer Privatges. in Böhmen, zur Aufnahme der Mathematik, der vaterländischen Geschichte, und der Naturgeschichte. Zum Druck befördert von Ignatz Edlen von Born, **3**, 166–190, Prag.
- BOROVICZENY, F. & MANDL, G.W. (1994): Geologische Übersicht. – In: HERLICKA, H., LORBEER, G.E., BOROVICZENY, F., LASSING, M., MANDL, G.W., PAVUZA, R. & STUMMER, G.: Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“, Bd. 1: Karstwasserqualität. – Umweltbundesamt Monographien, **41**, 12–20, Wien (Umweltbundesamt).
- BOUÉ, A. (1830): Sketches explanatory of Geological Maps of the Archduchy of Austria and of the South of Bavaria. – Proc. Geol. Soc. London, **17**, 223–226, London.
- BRONN, H. (1830): Ueber die Muschel-Versteinerungen des süd-Deutschen Steinsalzgebirges, welche bisher unter dem Namen Pectinites salinarius zusammenbegriffen wurden. – Jb. f. Mineral., Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde, **1**, 279–285, Heidelberg.
- BUCH, L. v. (1802): Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien. – Geognostische Übersicht des österreichischen Salzkammerguths. Vol. **1**, Kap. 2, 133–180; Reise durch Berchtoldsgaden und Salzburg, Vol. **1**, Kap. 3, 181–250, Berlin (Haude & Spencer).

- 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, Praha.
- BUCHHEGGER, G. & GREGER, W. (Red.) (1998): Die Hirlatzhöhle im Dachstein. – ARGE Hirlatzhöhlenbuch, Wiss. Beiheft zur Zeitschrift „Die Höhle“, **52**, 408 S., Hallstatt.
- BUCKLAND, W. (1821): On the structure of the Alps. – *Annals of Philosophy*, June **1821**, 450 pp., London.
- BULFON, A. (1993): Naturschutzgebiete Österreichs, Bd. 4: Kärnten, Steiermark. – Umweltbundesamt Monographien, **38/D**, 461 S., Wien.
- CZURDA, K. (1970): Sedimentationszyklen aus dem Nor der Klostertaler Alpen (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). – *Ber. Nat. Med. Ver. Innsbruck*, **58**, 465–482, Innsbruck.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic Sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 126–141, Wien.
- 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.
- DIENER, C. (1920): Die Faunen der Hallstätter Kalke des Feuerkogels bei Aussee. – *Sitzber. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. 1*, **130**, 21–33, Wien.
- DIENER, C. (1926): Die Fossilagerstätten in den Hallstätterkalken des Salzkammergutes. – *Sitzber. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl., Abt. 1*, **135**, 73–101, Wien.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geotekton. Forsch.*, **58**, 1–217, Stuttgart.
- DINÇER, T., PAYNE, B.R., YEN, C.K. & ZÖTL, J. (1972): Das Tote Gebirge als Entwässerungstyp der Karstmassive der nordöstlichen Kalkhochalpen (Ergebnisse von Isotopenmessungen). – *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, **24**, 71–109, Institut für Mineralogie und Technische Geologie der Universität Graz.
- DÖLLMANN, O. (2000): Untersuchung einer Großhangbewegung an der Sandling Südseite (Altaussee/Steiermark). – Unpubl. Diplomarbeit Univ. Karlsruhe, XI+119 S., Karlsruhe.
- DONEL, M. & FEDER, G. (1981): Sanierung eines wasserführenden Niederbruchkamines mit 300 m² Querschnittsfläche im Salzbergbau Altaussee. – *Rock Mechanics*, **Suppl. 11**, 215–236.
- DRAXLER, I. (1977): Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Einzugsgebiet der Traun. – *Jb. Geol. B.-A.*, **120/1**, 131–163, Wien.
- DRIMMEL, J. (1980): Rezente Seismizität und Seismotektonik des Ostalpenraumes. In: OBERHAUSER, R. (Red.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 506–527, Wien.
- EGGER, H. (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Bl. 66 Gmunden. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- EGGER, H. (Red.) (2007): Erläuterungen zur Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Bl. 66 Gmunden. – 66 S., *Geol. B.-A.*, Wien.
- EHRET, D. (2002): Geotechnische Untersuchung und GIS-gestützte Erfassung der Massenbewegungen zwischen Hallstatt und Plassen (UNESCO-Welterberegion Hallstatt-Dachstein, Österreich). – Diplomarbeit Univ. Karlsruhe, XVI+136 S., Karlsruhe.
- EHRET, D. & ROHN J. (2009): Untersuchung prähistorischer Massenbewegungen in der Weltkulturerbe-Region Hallstatt-Dachstein, Österreich. – *FAN-Agenda*, **2009/1**, 12–15, St. Gallen.

- EHRET, D., ROHN, J. & MOSER, M. (2005): Großräumige Massenbewegungen in der Weltkulturerberegion Hallstatt–Dachstein (Oberösterreich). – Ber. 15. Tag. Ing.-Geol., 37–43, Erlangen.
- EPSTEIN, A.G., EPSTEIN, J.B. & HARRIS, L.D. (1977): Conodont Colour Alteration – An Index to Organic Metamorphism. – Geol. Surv. Prof. Paper, **995**, 1–27, Washington DC.
- FAUPL, P. & POBER, E. (1991): Zur Bedeutung detritischer Chromspinelle in den Ostalpen: Ophiolithischer Detritus aus der Vardar-Sutur. – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Red.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geolog. Zusammenarbeit Österreich – Ungarn, Teil 1. – Geol. B.-A., 133–143, Wien.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Rossfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – Geol. Rundschau (Int. J. Earth Sc.), **68**, 93–120.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (1992): Cretaceous flysch and pelagic sequences of the Eastern Alps: correlations, heavy minerals, and palaeogeographic implications. – Cretaceous research, **13**, 387–403, London.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1971): Die Entwicklung der Rettenbachkalke im Raume des Hubkogels bei Bad Ischl (Oxfordium-Berriasium, Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). – Carinthia II, SH **28** (Festschrift Kahler), 31–49, Klagenfurt.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1972): Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**/1970, 52–141, Wien.
- FENNINGER, A. & HÖTZL, H. (1965): Die Hydrozoa und Tabulozoa der Tressenstein- und Plassenkalke (Ober-Jura). – Mitt. Museum Bergbau, Geol. Technik Landesmus. Joanneum, **27**, 1–61, Graz.
- FENNINGER, A. & HÖTZL, H. (1967): Die Mikrofauna und -flora des Plassen- und Tressensteinkalkes der Typuslokalitäten (Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **128**, 1–37, Stuttgart.
- FERNÁNDEZ-STEEGER, T.M. (2002): Erkennung von Hangrutschungssystemen mit Neuronalen Netzen als Grundlage für Georisikoanalysen. – Diss. Univ. Karlsruhe, XVIII+140 S., Karlsruhe.
- FIRBAS, F. (1923): Pollenanalytische Untersuchungen einiger Moore der Ostalpen. – Lotos, **71**, 187–242, Prag.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen, Bd. 1: Allgemeine Waldgeschichte. – 480 S., Jena.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. – Bull. geol. Survey Kansas, **169**, 107–149.
- FLÜGEL, E. (1960): Solenoporaceen (Algae) aus den Zlambach-Schichten (Rhät) der Fischerwiese bei Alt-Aussee, Steiermark. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **8**, 339–354, Stuttgart.
- FLÜGEL, E. (1961): Bryozoen aus den Zlambach-Schichten (Rhät) des Salzkammergutes, Österreich. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. 1, **170**, 265–277, Wien.
- FLÜGEL, E. (1963a): Revision der triadischen Bryozoen und Tabulaten. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. 1, **172**, 225–252, Wien.
- FLÜGEL, E. (1963b): Zur Mikrofazies der alpinen Trias. – Jb. Geol. B.-A., **106**, 205–228, Wien.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies Analysis of Limestones. – 633 S., Berlin (Springer).
- FLÜGEL, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. – XIX+976 S., Berlin.

- FLÜGEL, H. & FENNINGER, A. (1966): Die Lithogenese der Oberalmer Schichten und der mikritischen Plassen-Kalke (Tithonium, Nördliche Kalkalpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **123**, 249–280, Stuttgart.
- FRANK, W. & SCHLAGER, W. (2006): Jurassic strike slip versus subduction in the Eastern Alps. – Int. J. Earth Sc. (Geol. Rundschau), **95**, 431–450.
- FRECH, F. (1890): Die Korallen der Trias I. Die Korallen der juvavischen Triasprovinz (Zlambachschichten, Hallstätter Kalke, Rhaet). – Palaeontographica, **37**, 1–116, Stuttgart.
- FREH, W. (1949a): Der Eisenbergbau im Lande ob der Enns. – Beiträge zur Geschichte des Eisenwesens in Oberösterreich, **1**, 5–17, Linz.
- FREH, W. (1949b): Der Eisenbergbau im Lande ob der Enns. – Oberösterr. Heimatblätter, **3**, 193–205, Linz.
- FRIEDEL, W. (1985): Die Geologie des Sandlinggebietes (Altaussee, Steirisches Salzkammergut) mit besonderer Berücksichtigung der rezenten Tektonik. – Diss. Univ. Innsbruck, VI+168 S., Innsbruck.
- 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 Sc. (Geol. Rundschau), **92**, 717–727, Stuttgart.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZÉKELY, B. (2001): The Dachstein paleosurface and the Augenstein formation in the Northern Calcareous Alps – a mosaic stone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps. – Int. J. Earth Sc. (Geol. Rundschau), **90**, 500–518, Stuttgart.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I., SZÉKELY, B., VENNEMANN, T. & RETTENBACHER, A. (2002): Dachstein-Altfläche, Augenstein-Formation und Höhlenentwicklung – die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den zentralen Nördlichen Kalkalpen. – Die Höhle, **53/1**, 36 S., Wien.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZÉKELY, B. (2008): Die geomorphologische Entwicklung der Ostalpen. – Mitt. Österr. Geograph. Ges., **150**, 123–162, Wien.
- FUCHS, W. (1967): Über Ursprung und Phylogenie der Trias-„Globigerinen“ und die Bedeutung dieses Formenkreises für das echte Plankton. – Verh. Geol. B.-A., **1967**, 135–176, Wien.
- FUCHS, W. (1975): Zur Stammesgeschichte der Planktonforaminiferen und verwandter Formen im Mesozoikum. – Jb. Geol. B.-A., **118**, 193–246, Wien.
- GADERMAYR, W. (2007): Grundwassererkundung der ÖBf AG im Koppenwinkel, Obertraun; Bericht wasserrechtliche Bauaufsicht (BH Gmunden). – Unveröff. Ber. (GZ 352) ZT-Büro Gadermayr, 22 S., Hallein.
- GAMJSJÄGER, S. (1990): Dachstein Karst- und Höhlenführer. – 35 S., Wien-Obertraun (Österr. Bundesforste AG & Tourismusbetrieb Dachsteinhöhlen).
- GANSS, O. (1937): Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges. – Jb. Geol. B.-A., **87**, 331–375, Wien.
- GANSS, O. (1938): Zugspalten im Dachsteingebirge. – Geol. Rundschau, **29**, 584–593, Stuttgart.
- GARRISON, R.E. & FISCHER, A.G. (1969): Deep-water Limestones and Radiolarites of the Alpine Jurassic. – In: FRIEDMAN, G.M. (Ed.): Depositional Environments in Carbonate Rocks. A symposium. – Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineralogists, **14**, 20–56, Tulsa.
- GATTINGER, T.E. & SCHÄFFER, G. (1979): Summary Report on the IGP-Activities of the Geological Survey of Austria. – Bibl. Geol. B.-A. – wiss. Archiv, 11 S., Wien.

- GATTINGER, T.E., BOROVICZENY, F., SCHÄFFER, G. & VECER, B. (1978): Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt über die Untersuchungen im Rahmen des „Geodynamics Project“ (IGP) im Jahr 1978. – *Bibl. Geol. B.-A. – wiss. Archiv*, 5 S., Wien.
- GATTINGER, T.E., BAUMGARTNER, P., BOROVICZENY, F., BUCHROITHNER, M.F., CERNAJSEK, T., HEINZ, H., KLEIN, P., PREY, S., SCHÄFFER, G., SCHNABEL, W. & VECER, B. (1983): Arbeitstagung der Geol. B.-A. 1983 Gmunden, Salzkammergut/Oberösterreich. – 66 S., Wien.
- GAWLICK, H.-J. (2007): Revision der Grünanger-Schichten (SCHÄFFER, 1982) im Salzkammergut. – In: EGGER, H. & RUPP, CH. (Red.): Beiträge zur Geologie Oberösterreichs. – Arbeitstagung der Geol. B.-A. 2007 Linz, 159–164, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & DIERSCHKE, V. (2000): Die Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen (hoher Mittel-Jura, Ober-Jura). Exkurs.-Führer Sediment 2000. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. (Journal of Alpine Geology)*, **44**, 97–156, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & FRISCH, W. (2003): The Middle to Late Jurassic carbonate clastic radiolaritic flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: sedimentology, basin evolution, and tectonics – an overview. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **230/2–3**, 163–213, Stuttgart.
- 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 Sc. (Geol. Rundschau)*, **95**, 451–462, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2008): Tressenstein limestone revisited (Austria, Northern Calcareous Alps). – *Journal of Alpine Geology (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.)*, **49**, p. 30, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2009): Revision des Tressensteinkalkes: Neuinterpretation der späten Ober-Jura- bis ?Unter-Kreide-Entwicklung des Plattform-Becken-Überganges der Plassen-Karbonatplattform (Österreich, Nördliche Kalkalpen). – *Journal of Alpine Geology (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.)*, **51**, 1–30, Wien.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994): Conodont colour alteration indices: Palaeotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps – a general view. – *Geol. Rundschau (Int. J. Earth Sc.)*, **83**, 660–664, Berlin.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., WEGERER, E., MISSONI, S. & SUZUKI, H. (2001a): Radiolarian Biostratigraphy, Component Analysis and Genesis of the Middle to Upper Jurassic Carbonate Clastic Radiolaritic Flysch Basin in the Central Northern Calcareous Alps. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **25**, 92–94, Innsbruck.
- GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H. & MISSONI, S. (2001b): Nachweis von unterliassischen Beckensedimenten in Hallstätter Fazies (Dürrnberg-Formation) im Bereich der Hallein-Berchtesgadener Hallstätter Zone und des Lammer Beckens (Hettangium-Sinemurium). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. (Journal of Alpine Geology)*, **45**, 39–55, Wien.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (2002a): Die Bedeutung der Conodont Colour Alteration (CAI) Daten für die tektonische Interpretation der Diagenese- und Metamorphosebedingungen der Nördlichen Kalkalpen. – In: HÜSSNER, H. & PETSCHICK, R. (Hrsg.): *Sediment 2002, Kurzfassungen und Programm.* – Schriftenreihe der Deutschen Geol. Ges., **17**, 66–68, Frankfurt a. M. – Darmstadt.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., MISSONI, S. & SUZUKI, H. (2002b): Middle to Late Jurassic radiolarite basins in the central part of the Northern Calcareous Alps as a key for the reconstruction of their early tectonic history – an overview. – *Memoir Soc. Geol. Ital.*, **57**, 123–132, Roma.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. & LEIN, R. (2003): Das Höherstein-Plateau südlich Bad Ischl – Neue Daten zur Stratigraphie, Fazies und Sedimentologie: Implikationen zur paläogeographischen Rekonstruktion im Jura des zentralen Salzkammergut. – *Gmünder Geo-Studien*, **2**, 75–86, Gmunden.

- GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H. & SCHLAGINTWEIT, F. (2006): Die Ober-Trias und Jura-Sedimentgesteine der Sarsteinalm und ihre Bedeutung für die tektonische Gliederung des Dachstein-Blockes (Salzkammergut, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **239/1**, 101–160, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2007): Die Ober-Jura bis Unter-Kreide Schichtfolge des Gebietes Höherstein–Sandling (Salzkammergut, Österreich). Implikationen zur Rekonstruktion des Block-Puzzles der zentralen Nördlichen Kalkalpen, der Gliederung der Radiolaritflyschbecken und der Plassen-Karbonatplattform. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **243/1**, 1–70, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRZYSTYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine Domain. – Journal of Alpine Geology, **50**, 1–152, Wien.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2010): Tiefwasser Becken-genese und Initiierung einer Karbonatplattform im Jura des Salzkammergutes (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Journal of Alpine Geology (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.), **53**, 63–136, Wien.
- GEYER, G. (1878): Das Todte Gebirge. Eine monographische Abhandlung. – Jb. Österr. Touristenclub, **9**, 1–201, Wien.
- GEYER, G. (1881): Die Dachstein-Gruppe. II: Touristisches über die Dachstein-Gruppe. – Zeitschrift d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins, **12/2**, 240–310, Wien.
- GEYER, G. (1886a): Über die liasischen Cephalopoden des Hierlitz bei Hallstatt. – Abh. Geol. R.-A., **12**, 213–287, Wien.
- GEYER, G. (1886b): Führer durch das Dachsteingebirge und die angrenzenden Gebiete des Salzkammergutes und Ennstales. XII+125 S., Wien.
- GEYER, G. (1887): Das Todte Gebirge. Ein Bild aus den nordöstlichen Alpen. – Zeitschrift des Deutschen und Oesterr. Alpenvereins, **18**, 406–443, München.
- GEYER, G. (1889): Über die liasischen Brachiopoden des Hierlitz bei Hallstatt. – Abh. Geol. R.-A., **15**, 1–88, Wien.
- GEYH, M.A. (2005): Handbuch der physikalischen und chemischen Altersbestimmung. – Wissenschaftliche Buchges., 211 S., Darmstadt.
- GNOJEK, I. & HEINZ, H. (1993): Central European (Alpine-Carpathian) belt of magnetic anomalies and its geological interpretation. – Geol. Carpathica, **44**, 135–142, Bratislava.
- GNOJEK, I. & HUBATKA, F. (2001): Magnetic basement complexes in the outside of the West Carpathians and of the Eastern Alps. – GeoLines, **13**, 58–59, Praha.
- GOLEBIEWSKI, R. (1989): Stratigraphie und Biofazies der Kössener Formation (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). – Diss. Formal- u. Naturwiss. Fakultät, Univ. Wien, 253 S., Wien.
- GOLEBIEWSKI, R. (1990): The Alpine Kössen Formation, a key for European topmost Triassic correlations – a sequence and ecostratigraphic contribution to the Norian Rhaetian discussion. – Albertiana, **8**, 25–35, Utrecht.
- GOLEBIEWSKI, R. (1991): Becken und Riffe der alpinen Obertrias. – In: NAGEL, D. & RABENDER, G. (Red.): Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs. – Exkursionsführer Österr. Paläont. Gesellschaft, 79–119, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1936): Das Trauntal zwischen Gmunden und Aussee. Glazialgeologische Beschreibung. – Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich. Teil **1**, 87–110, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1939): Drumlins und Oser im Traungletschergebiet. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Kl., **1939**, 35–39, Wien.
- GÖTZINGER, M.A. (1985): Mineralisation in den Gutensteiner Schichten (Anis) in Ostösterreich – Ein Überblick. – Arch. f. Lagerst. forsch., **6**, 183–192, Geol. B.-A., Wien.
- GRABNER, M., RESCHREITER, H., BARTH, F.E., KLEIN, A., GEIHOFFER, D. & WIMMER, R. (2006): Dendrochronologie in Hallstatt. – Archäologie Österreichs, **17/1**, 49–58, Wien.
- GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH, A. (2004): A Geological Timescale. – 19+589 pp., Cambridge University Press.

- GRAENGER, R. (1954): Regionale magnetische Untersuchungen in den Berchtesgadener Kalkalpen und ihrem Vorland. – Diss. Naturwiss. Fak. Ludwig-Maximilians-Univ. München, 62 S., München.
- GROTTENTHALER, W. (1978): Die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzach und Pyhrnpaß. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 11–33, Wien.
- GRÜNTAL, G. (Ed.) (1998): European Macro seismic Scale 1998 (EMS-98). – Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, **15**, Luxembourg.
- GÜMBEL, C.W. (1862): Die Dachsteinbivalve (*Megalodon triquetra*) und ihre alpinen Verwandten. – Sitzber. Akad. Wiss., math.- naturwiss. Cl, Abt. 1, **55**, 325–377, Wien.
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs (Endbericht). – 32 S., Inst. f. Meteor. u. Geophys., Univ. Wien.
- HAAS, F. (2008): Johann Baptist Bohadsch und die naturgeschichtlichen Ergebnisse seiner Forschungsreise ins Salzkammergut im Jahre 1762. – Unpubl. Diss., Univ. Wien, 266 S., Wien.
- HAAS, J., LOBITZER, H. & MONOSTORI, M. (2007): Characteristics of the Lofer cyclicity in the type locality of the Dachstein Limestone (Dachsteinplateau, Austria). – *Facies*, **53**, 113–126, Erlangen.
- HAAS, J., PIROS, O., GÖRÖG, A. & LOBITZER, H. (2009): Palaeokarst Phenomena and Peritidal Beds in the Cyclic Dachstein Limestone on the Dachstein Plateau (Northern Calcareous Alps, Upper Austria). – *Jb. Geol. B.-A.*, **149/1**, 7–21, Wien.
- HAAS, O. (1908): Über einen Cephalopodenfund im oberen Jura des Losers bei Alt-Aussee. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **1**, 385–395, Wien.
- HAAS, O. (1909): Bericht über neue Aufsammlungen in den Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Alt-Aussee. – *Beiträge Paläont. Geol. Österr.-Ungarn u. d. Orients*, **22**, 143–167, Wien.
- HABERMÜLLER, M. (2005): West-directed thrusting in the Dachstein Nappe; quantification of eo-Alpine deformation around the Echerntal valley (Hallstatt, Austria). – Unpubl. Thesis (Diplomarbeit), Univ. Wien, VI+87 S., Wien.
- HAHN, F. (1912): Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun. – *Verh. Geol. R.-A.*, **1912**, 337–344, Wien.
- HAHN, F. (1913): Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. I. Teil. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, **6**, 238–257, 374–501, Wien.
- HAID, G. & HAID, H. (Hrsg.) (2010): *Via Alpina–Totes Gebirge. Natur und Kultur im Ausseerland.* – Naturkundl. Führer Bundesländer, **17**, 194 S., Bad Aussee – Innsbruck.
- HAMILTON, W. (1989): Geologische Ergebnisse von Tiefbohrungen im Flysch und Kalkalpin zwischen Wien und Salzburg. – *Exkursionsführer Österr. Geol. Ges.*, 55 S., Wien.
- HAMMERL, CH. & LENHARDT, W.A. (1997): *Erdbeben in Österreich.* – 191 S., Graz.
- HASLINGER, E. (1962): Geologisch lagerstättenkundliche Untersuchungen von 7 Erzvorkommen im weiteren Raum des südlichen Salzkammergutes. – Unpubl. Diss., phil. Fak. Univ. Wien, 146 S., Wien.
- HATTINGER, G. (2004): Die Solegewinnung im Raume Bad Ischl nach der Schließung der Saline (1965 bis heute). – In: DEGENEVE, W. & NEUMANN, D. (Schriftl.): *Bad Ischl Heimatbuch 2004*, 241–253, Bad Ischl.
- HAUER, F. v. (1846): Die Cephalopoden des Salzkammergutes aus der Sammlung seiner Durchlaucht des Fürsten von Metternich. Ein Beitrag zur Paläontologie der Alpen. – 48 S., Wien (In Commission bei Braumüller & Seidel).
- HAUER, F. v. (1848): Cephalopoden vom Rossfeld. – *Haidingers Berichte Mitth. Freunde Naturwiss. Wien*, **3**, 476–480, Wien.
- HAUER, F. v. (1850): Über die geognostischen Verhältnisse des Nordabhanges der nordöstlichen Alpen zwischen Wien und Salzburg. – *Jb. Geol. R.-A.*, **1**, 17–60, Wien.

- HAUER, F. v. (1853): Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. – Jb. Geol. R.-A., **4**, 715–784, Wien.
- HAUER, F. v. (1854a): Beiträge zur Kenntnis der Capricornier der österreichischen Alpen. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Cl., **13**, 94–121, Wien.
- HAUER, F. v. (1854b): Über einige unsymmetrische Ammoniten aus den Hierlatz-Schichten. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Cl., **13**, 401–410, Wien.
- HAUG, É. & LUGEON, M. (1904): Sur l'existence dans le Salzkammergut de quatre nappes de charriage superposées. – C. r., Acad. Sci., **139**, 892–894, Paris.
- HÄUSLER, H. (1981): Zur Stratigraphie und Fazies einiger Hallstätter Schichtglieder in den salzburgisch-oberösterreichischen Kalkhochalpen. – Jahresber. **1980** Hochschulschwerpunkt S 15, 173–182, Graz.
- HAUSWIRTH, E.K. & SCHEIDEGGER, A.E. (1976): Geomechanische Untersuchungen der Großhangbewegung Hallstatt-Plassen (Österreich). – Rivista italiana di geofisica e scienze affini, **III/1/2**, 85–90, Milano.
- HAUSWIRTH, E.K. & SCHEIDEGGER, A.E. (1988): Rock slide on the Red Wall above Hallstatt, Upper Austria. – Proc. 5th Int. Symp. Landslides, Lausanne, **2**, 1333–1338; Rotterdam.
- HEINRICH, A. (1913): Untersuchungen über die Mikrofauna des Hallstätter Kalkes. – Verh. Geol. R.-A., **1913**, 225–234, Wien.
- HEINZ, H. (1989): Aeromagnetic measurements in the Eastern Alps: the Area east of the Tauern Window. – Tectonophysics, **163**, 25–33, Amsterdam.
- HEINZ, H. & HÜBL, G. (1988): Magnetische Anomalie am Lärchkogel (Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 279–283, Wien.
- HEINZ, H. & SEIBERL, W. (1990): Magnetic structures of the eastern Alps west of the Tauern window. – Mém. Soc. géol. France, **156**, 123–128, Paris.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987a): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Oberösterreich. – Unveröff. Bericht Projekt OC-1c/84, 15 S., Wien.
- HEINZ, H., SEIBERL, W. & BIEDERMANN, A. (1987b): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Salzburg. – Unveröff. Bericht Projekt SC-2f/84, 15 S., Wien.
- HERLICSKA, H. & HOBIGER, G. (1991): Karsthydrologische Untersuchungen im westlichen Dachsteinmassiv im Hinblick auf die Erlassung einer Wasserschongebietsverordnung. Markierungsversuche Dachstein-West 1990. – Umweltbundesamt Reports, **56**, 62 S., Wien.
- HERLICSKA, H., LORBEER, G.E., BOROVICZENY, F., LASSING, M., MANDL, G.W., PAVUZA, R. & STUMMER, G. (1994): Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“. Bd. 1: Karstwasserqualität. – Umweltbundesamt Monographien, **41**, 233 S., Wien.
- HERRMANN, B.F.J. (1793): Nachricht von einer Reise nach den Salzwerken in Oberösterreich. – In: CRELLO, L. VON (Hrsg.): Chemische Annalen für die Freunde der Naturlehre, Arzneygelahrtheit, Haushaltungskunst und Manufakturen, **2**, 3–20, Helmstädt (bey C.G. Fleckeisen).
- HERRMANN, I. (1990): Zur Unterscheidung von Barmsteinkalk und Tressensteinkalk (Oberjura, Nördliche Kalkalpen). – Zbl. Geol. Paläont. Teil 1, **1989/9–10**, 1349–1357, Stuttgart.
- HLAUSCHEK, H. (1922): Beobachtungen über das Lagerungsverhältnis des Hierlatzkalkes zum Dachsteinkalk im Dachsteingebirge. – Lotus, **70**, 111–123, Prag.
- HÖCHERL, A. (1991): Geologische und ingenieurgeologische Untersuchungen im Einzugsgebiet des Michlhallbaches zwischen Bad Goisern und Altaussee (Oberösterreich/Steiermark). – Unpubl. Diplomarbeit Univ. Erlangen-Nürnberg, VI+129 S., Erlangen.
- HOFMANN, TH. (2000): GAIA's Sterne: Ausflüge in die geologische Vergangenheit Österreichs. – Grüne Reihe, BMUJF, **12**, 244 S., Graz (Austria-Medien-Service-Verlag).
- HOFMANN, TH. & KAPL, S. (2011): Naturdenkmale und Geotope in Oberösterreich. – In: RUPP, CH., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 – 219–222, Geol. B.-A., Wien.

- HOHENEGGER, J. & PILLER, W.E. (1975): Ökologie und systematische Stellung der Foraminiferen im gebankten Dachsteinkalk (Obertrias) des nördlichen Toten Gebirges (Oberösterreich). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **18**, 241–276, Amsterdam.
- HOLSER, W.T. & KAPLAN, R. (1966): Isotope Geochemistry of Sedimentary Sulfates. – *Chemical Geology*, **1**, 93–135, Amsterdam.
- HORAK, S. (1993): Die Trinkwasserversorgung in der Marktgemeinde Bad Goisern und ihre Probleme. – *Dipl.-Arb. Univ. Wien*, 120 S., Wien.
- HORNUNG, T. (2008): The Carnian Crisis in the Tethyan Realm. *Multistratigraphic Studies and Palaeoclimate Constraints*. – 235 S., Saarbrücken (VDM-Verlag).
- HORNUNG, T. & BRANDNER, R. (2005): Biostratigraphy of the Reingraben Turnover (Hallstatt Facies Belt): Local black shale events controlled by regional tectonics, climate change and plate tectonics. – *Facies*, **51**, 475–494, Erlangen.
- HORNUNG, T., SPATZENEGGER, A. & JOACHIMSKI, M.M. (2007): Multistratigraphy of condensed ammonoid beds of the Rappoltstein (Berchtesgaden, Southern Germany): unravelling palaeo-environmental conditions on “Hallstatt deep swells” during the Reingraben Event (late Lower Carnian). – *Facies*, **53**, 267–292, Erlangen.
- HÖTZL, H. (1966): Zur Kenntnis der Tressensteinkalk (Ober-Jura, Nördliche Kalkalpen). – *N. Jb. Geol.-Paläont. Abh.*, **123/3**, 281–310, Stuttgart.
- HRADECKÁ, L., KVAČEK, J., LOBITZER, H., SCHUSTER, R., SVOBODOVÁ, M., SZENTE, I. & ŠVÁBENICKÁ, L. (2006): Bericht 2004/2005 über fazielle und biostratigraphische Untersuchungen von Gosau-Vorkommen im Salzkammergut zwischen St. Gilgen am Wolfgangsee und dem Traunsee auf den Blättern 65 Mondsee, 66 Gmunden, 67 Grünau im Almtal, 95 St. Wolfgang und 96 Bad Ischl. – *Jb. Geol. B.-A.*, **146/1–2**, 129–132, Wien.
- HÜBL, G. (1991): zitiert nach GNOJEK, I. & HEINZ, H. (1993), siehe dort.
- HUCKRIEDE, R. (1955): Die Conodonten in der mediterranen Trias. – *Verh. geol. B.-A.*, **1955**, 260–264, Wien.
- HUCKRIEDE, R. (1958): Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. – *Paläont. Z.*, **32**, 141–175, Stuttgart.
- HUSEN VAN, D. (1973): Bericht über quartärgeologische Arbeiten im Trauntal auf Blatt 96 Bad Ischl. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1973**, A55–A59, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1974): Bericht über quartärgeologische Arbeiten im Trauntal auf Blatt 96 Bad Ischl. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1974**, A63–A68, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1976): Schuttströme als Ausdruck des periglazialen Massenabtrages in den Östlichen Karawanken. – *Z. Geomorphologie N.F.*, **20**, 97–101, Berlin.
- HUSEN VAN, D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – *Jb. Geol. B.-A.*, **120/1**, 1–130, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1979): Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefer Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen. – *Eiszeitalter & Gegenwart*, **29**, 9–22, Hannover.
- HUSEN VAN, D. (1987a): Die Entwicklung des Traungletschers während des Würm-Glazials. – In: HUSEN VAN, D. (Hrsg.): *Das Gebiet des Traungletschers, Oberösterreich. Eine Typregion des Würm-Glazials*. – *Mitt. Komm. Quartärforschung Österr. Akad. Wiss.*, **7**, 19–35, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1987b): Die Ostalpen in den Eiszeiten. „Aus der geologischen Geschichte Österreichs“. – *Populärwiss. Veröff. der Geol. B.-A.*, 24 S., Wien.
- HUSEN VAN, D. (1989): *Geol. Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 65 Mondsee*. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- HUSEN VAN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – In: NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (Eds.): *Aspects of Geology in Austria*. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92**, 135–156, Wien.

- HUSEN VAN, D. & MAYR, M. (2007): The hole of Bad Aussee. An unexpected overdeepened area in NW Steiermark, Austria. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **100**, 128–136, Wien.
- HYDROGRAPHISCHER DIENST IN ÖSTERREICH (2009): Hydrographisches Jahrbuch von Österreich, **114/2006**, Wien (BM für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft).
- IMMEL, H. (1987): Die Kreideammoniten der nördlichen Kalkalpen. – *Zitteliana*, **15**, 3–163, München.
- IVY-OCHS, S., KERSHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – *Journal of Quaternary Science*, **21**, 115–130.
- KEFERSTEIN, CH. (1828): Beobachtungen und Ansichten über die geognostischen Verhältnisse der nördlichen Kalk-Alpenkette in Oesterreich und Baiern. – Teutschland, geognostisch-geologisch dargestellt und mit Charten und Durchschnittszeichnungen erläutert, **5/3**, 425–570, Weimar.
- KERN, A., KOWARIK, K., RAUSCH, A.W. & RESCHREITER, H. (Hrsg.) (2008): SALZ – REICH, 7000 Jahre Hallstatt. – Veröff. der prähistorischen Abt. (VPA), **2**, 239 S., Wien (Verlag des Naturhist. Museums).
- KERNDLER, W. & KERNDLER, E. (1999): Blumentiere im Fludergrabenmarmor bei Altaussee. Von der Steinmetzkunst des Salzkammergutes bis zur Lebensgeschichte der Seelilien im Jurameer. – Da schau her. Beiträge aus dem Kulturleben des Bezirkes Liezen, **20/1**, 22–24, Liezen.
- 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. (1980): Vulkanite aus dem Permoskyth der Nördlichen Kalkalpen und ihre Metamorphose. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **71/72** (1978/1979), 385–396, Wien.
- KITTL, E. (1903): Geologische Exkursionen im Salzkammergut. (Umgebung von Ischl, Hallstatt und Aussee). – IX. Internat. Geologen-Kongress, Führer für die Exkursionen Nr. IV, 118 S., Geol. R.-A., Wien.
- KLAUS, W. (1953): Mikrosporenstratigraphie der ostalpinen Salzberge. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1953**, 161–175, Wien.
- KLAUS, W. (1955): Über die Sporendiagnose des deutschen Zechsteinsalzes und des alpinen Salzgebirges. – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **105/4**, Hannover.
- KLAUS, W. (1965): Zur Einstufung alpiner Salztone mittels Sporen. – *Verh. Geol. B.-A., Sdh. G.*, 288–292, Wien.
- KLEIN, A. (2006): Bronzezeitliche Holznutzung in Hallstatt. – Unpubl. Diplomarbeit, Inst. f. Holzforschung, Univ. f. Bodenkultur, 122 S. Wien.
- KOBER, L. (1912): Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **5**, 368–481, Wien.
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. – *Schriftenreihe des OÖ Musealvereins*, 487 S., Linz.
- KOHLBECK, F., LAHODYNSKY, R. & SCHEIDEGGER, A.E. (1984): Gebirgsspannungen und Massenbewegungen im Raum Bad Goisern, Oberösterreich. – *Int. Symp. Interpraevent*, **3/1984**, 157–166, Villach.
- KOHLBECK, F., LAHODYNSKY, R. & SCHEIDEGGER, A.E. (1986): Gebirgsspannungsmessungen im Ischler Salzberg, Oberösterreich; mit geol. Profilen von Josef Schadler. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **32**, 67–77, 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**, 109–135, Amsterdam.

- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1973): Die Bedeutung der Mikrofossilien für stratigraphische, paläontologische und paläogeographische Untersuchungen in der Trias. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**/1972, 341–360, Innsbruck.
- 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. Innsbruck, **18**, 87–129, Innsbruck.
- KRAFFT, K. (1999): Geologische und geotechnische Untersuchungen von Massenbewegungen südöstlich von Bad Ischl (Oberösterreich). – Unpubl. Diplomarbeit Univ. Karlsruhe, X+107 S., Karlsruhe.
- KRAL, F. (1971): Pollenanalytische Untersuchungen zur Waldgeschichte des Dachsteinmassivs. – Veröff. Inst. f. Waldbau, Hochschule für Bodenkultur, 145 S. Wien.
- KRAUS, F. (1894): Höhlenkunde. Wege und Zweck der Erforschung unterirdischer Gewässer. – 308 S., Wien (C. Gerold).
- KRAUTHAUSEN, B. (1989): Höhlen und Tektonik am Nordrand des Dachsteins zwischen Echerntal und Hageneck. – Oberrhein. geolog. Abh., **35**, 37–48, Stuttgart.
- KRAUTHAUSEN, B. & HENNE, P. (1998): Geologie und Tektonik des Hirlatz-Stockes und dessen Umgebung. – In: BUCHEGGER, G. & GREGER, W. (Red.): Die Hirlatzhöhle im Dachstein. – ARGE Hirlatzhöhlenbuch, Wiss. Beiheft zur Zeitschrift „Die Höhle“, **52**, 126–135, Hallstatt.
- KRENMAYR, H.-G. & SCHNABEL, G.W. (Koord.) (2006): Tektonische Übersicht von Oberösterreich. – Beilage zur Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.
- KRISAI, R. & SCHMIDT, R. (1983): Die Moore Oberösterreichs. – Natur- und Landschaftsschutz in Oberösterreich, **6**, 297 S., Linz.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1963): Holothurien-Sklerite aus der Trias der Ostalpen. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-natwiss. Kl. Abt.1, **172**, 351–380, Wien.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1964): Die Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Bad Aussee im Salzkammergut. – Jb. Geol. B.-A., **Sdb. 10**, 189 S., Wien.
- KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006a): Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich. – 24 S., Wien.
- KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006b): Strukturkarte der Molassebasis. Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.
- KRYSTYN, L. (1970): Zur Conodonten-Stratigraphie in den Hallstätter Kalken des Salzkammergutes (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1970**, 497–502, Wien.
- KRYSTYN, L. (1971): Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaus-Schichten (Aalenium-Oxford) in den Östlichen Nordalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1971/3**, 486–500, Wien.
- KRYSTYN, L. (1973): Zur Ammoniten- und Conodonten-Stratigraphie der Hallstätter Obertrias (Salzkammergut, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1973/1**, 497–502, Wien.
- KRYSTYN, L. (1974): Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias. – In: ZAPFE, H. (Schriftlfg.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. – Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **2**, 137–144, Wien.
- KRYSTYN, L. (1980): Triassic Conodont Localities of the Salzkammergut Region (Northern Calcareous Alps). – Abh. Geol. B.-A., **35**, 61–98, Wien.
- KRYSTYN, L. (1987): Zur Rhät-Stratigraphie in den Zlambach-Schichten (vorläufiger Bericht). – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt.1, **196/3**, 21–26, Wien.
- KRYSTYN, L. (1991): Die Fossilagerstätten der alpinen Trias. – In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs, 23–78, Wien (Österr. Paläont. Ges.).

- KRYSSTYN, L. (2008a): An ammonoid-calibrated Tethyan conodont time scale of the late Upper Triassic. – In: KRYSSTYN, L. & MANDL, G.W. (Eds.): Upper Triassic Subdivisions, Zonations and Events. Meeting of the late IGCP 467 and STS – Abstracts and Excursion Guide September, 28th–October, 2nd, 2008 Bad Goisern (Upper Austria). – *Berichte Geol. B.-A.*, **76**, 9–11, Wien – Bad Goisern.
- KRYSSTYN, L. (2008b): Excursion 1: The Hallstatt pelagics – Norian and Rhaetian Fossilagerstaetten of Hallstatt. – In: KRYSSTYN, L. & MANDL, G.W. (Eds.): Upper Triassic Subdivisions, Zonations and Events. Meeting of the late IGCP 467 and STS – Abstracts and Excursion Guide September, 28th–October, 2nd, 2008 Bad Goisern (Upper Austria). – *Berichte Geol. B.-A.*, **76**, 81–98, Wien – Bad Goisern.
- KRYSSTYN, L. & MANDL, G.W. (Eds.) (2008): Upper Triassic Subdivisions, Zonations and Events. Meeting of the late IGCP 467 and STS. Abstracts and Excursion Guide Bad Goisern (Upper Austria). – *Ber. Geol. B.-A.*, **76**, 111–116, Bad Goisern – Wien.
- KRYSSTYN, L. & SCHÖLLNERBERGER, W. (1972): Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes. – *Exkursionsführer Tagung Paläont. Ges.*, **1972**, 61–106, Graz (Paläont. Ges.).
- KRYSSTYN, L., SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W. (1969): Stratigraphie und Sedimentationsbild obertriadischer Hallstätterkalke des Salzkammergutes. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natwiss.Kl.*, **105/1968**, 329–332, Wien.
- KRYSSTYN, L., SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W. (1971a): Über die Fossilagerstätten in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. – *Neues Jahrbuch Geol. Paläont. Abh.*, **137**, 284–304, Stuttgart.
- KRYSSTYN, L., SCHÄFFER, G. & SCHLAGER, W. (1971b): Der Stratotypus des Nor. – *Annales Inst. Geol. Publ. Hungar.*, **54/2**, 607–629, Budapest.
- KRYSSTYN, L., BOUQUEREL, H., KÜRSCHNER, W., RICHOSZ, S. & GALLET, Y. (2007a): proposal for a candidate GSSP for the base of the Rhaetian stage. – In: LUCAS, S.G. & SPIELMANN, J.A. (Eds.): *The Global Triassic*. – *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin*, **41**, 189–199.
- KRYSSTYN, L., RICHOSZ, S., GALLET, Y., BOUQUEREL, H., KÜRSCHNER, W.M., & SPÖTL, CH. (2007b): Updated bio- and magnetostratigraphy from Steinbergkogel (Austria), candidate GSSP for the base of the Rhaetian stage. – *Albertiana*, **36**, 164–172.
- KRYSSTYN, L., MANDL, G.W. & SCHAUER, M. (2009): Growth and termination of the Upper Triassic platform margin of the Dachstein area (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **102**, 22–33, Vienna.
- KURKA, M. (1998): Geologische und geotechnische Untersuchungen von Massenbewegungen östlich des Sandlings (Altaussee, Steiermark). – Unpubl. Diplomarbeit Univ. Wien, I+132 S., Wien.
- KUTZENBERGER, G. & KUTZENBERGER, H. (1999): Die Katrin, ein Naturjuwel im Inneren Salzkammergut, OÖ. – *Führer zum Naturschutzgebiet und Naturlehrpfad Katrin in Bad Ischl*, 96 S., Bad Ischl.
- KVAČEK, J. & LOBITZER, H. (2008): Bericht 2008 über paläobotanische Untersuchungen der Flora der Gosau-Gruppe von Jainzen NW von Bad Ischl auf Blatt 96 Bad Ischl. – *Jb. Geol. B.-A.*, **148**, S. 283, Wien.
- LAIMER, H.J. (2004): Karstwasserdynamik des Ischler und Ausseer Salzberges. Karstmorphologie, Karsthydrogeologie und Karstvulnerabilität der Hallstätter Zone von Ischl-Aussee. – *Diss. Univ. Salzburg*, 272 S., Salzburg.
- LAIMER, H.J. (2006): Karstwasserdynamik des Ischler und Ausseer Salzberges. Karstmorphologie, Karsthydrogeologie und Karstvulnerabilität der Hallstätter Zone von Ischl-Aussee. – *Salzburger Geographische Arbeiten*, **41**, 263 S., Salzburg.
- LAIMER, H.J. (2010): Neue Ergebnisse zur Karsthydrogeologie des westlichen Toten Gebirges (Österreich). – *Grundwasser*, **15/2**, 113–122, Berlin (Springer).
- LAMPL, H., SCHLAGINTWEIT, F. & GAWLICK, H.-J. (2008): Die Blei-Zink-Vererzung des Arikogels (Nördliche Kalkalpen, Salzkammergut). – *Jb. Geol. B.-A.*, **148/1**, 107–113, Wien.

- LECHNER, K. & PLÖCHINGER, B. (1956): Die Manganerzlagerstätten Österreichs. – In: REYNA, J.G. (Ed.): XX Congreso Geológico Internacional, Symposium sobre yacimientos de manganeso, Tomo V. Europa, 299–313, México.
- LEHMANN, O. (1920): Bericht über die Rutschung und den Bergsturz am Sandling im Salzkammergut. – Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Klasse, Jg. **57**, 259–262, Wien.
- LEHMANN, O. (1926): Die Verheerungen in der Sandlinggruppe (Salzkammergut) durch die im Frühherbst 1920 entfesselten Naturgewalten (Absatzung, Bergsturz und Gesteinsstrom). – Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **100**, 257–299, Wien.
- LEIN, R. (1975): Neue Ergebnisse über die Stellung und Stratigraphie der Hallstätter Zone südlich der Dachsteindecke. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **184**, 197–235, Wien.
- LEINFELDER, R., SCHLAGINTWEIT, F., WERNER, W., EBLI, O., NOSE, M., SCHMIED, D.U. & HUGHES, G.W. (2005): Significance of stromatoporides in Jurassic reefs and carbonate platforms – concepts and implications. – *Facies*, **51**, 299–337, Erlangen.
- LEISCHNER, W. (1959a): Zur Mikrofazies kalkalpiner Gesteine. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. 1, **168**, 839–882, Wien.
- LEISCHNER, W. (1959b): Geologische Neuaufnahme in der Umgebung von Bad Ischl (Ischl- und Unteres Rettenbachtal). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **10**, 63–94, Wien.
- LEITNER, C., NEUBAUER, F., GENSER, J., MARSCHALLINGER, R. & BOROJEVIC-SOSTARIC, S. (2010): Pseudomorphosen von Anhydrit nach Steinsalz als Indikatoren eines frühen thermischen Ereignisses in den Nördlichen Kalkalpen. PANGEO 2010 Abstracts. – *Journal of Alpine Geology*, **52**, 167, Wien.
- LENHARDT, W.A., FREUDENTHALER, CH., LIPPITSCH, R. & FIEGWEL, E. (2007): Focal-depth distributions in the Eastern Alps based on macroseismic data. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **100**, 66–79, Wien.
- LEUCHS, K. (1928): Beiträge zur Lithogenese kalkalpiner Sedimente. I. Teil: Beobachtungen an Riffgesteinen der nordalpinen Trias. – N. Jb. Miner. Geol. Paläont., B, **59**, 357–408, Stuttgart.
- LILL VON LILIENBACH, C. (1828): Allgemeine Lagerungsbeziehungen der Steinsalz-Lagerstätten in den Alpen. – Leonhards Taschenb. ges. Mineral, etc., **22** (= Z. Mineral., **1828**), Heidelberg.
- LILL VON LILIENBACH, C. (1830): Ein Durchschnitt aus den Alpen, mit Hindeutungen auf die Karpathen. – Leonhard Jb. Mineral., Geognosie, etc., **1**, 153–220, Taf. 3, Heidelberg.
- LITT, TH., BEHRE, K-E., MEYER, K-D., STEPHAN, H-J. & WANSA, ST. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **56**, 7–65, Hannover.
- LOBITZER, H. (1972): Bericht 1971 über geologisch-sedimentologische Arbeiten im westlichen Toten Gebirge auf Blatt Bad Ischl (96) und Blatt Mittemrdorf (97). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, A46–A48, Wien.
- LOBITZER, H. (1994): Mesozoic of Northern Calcareous Alps of Salzburg and Salzkammergut area, Austria. – *Shallow Tethys*, **4**, Pre-Symposium Excursion No. 1, Northern Calcareous Alps, Salzburg and Tyrol, 1–44, Albrechtsberg.
- LOBITZER, H. (2004): Geologischer Aufbau und das Werden der Landschaft von Bad Ischl. – In: DEGENEVE, W. & NEUMANN, D. (Schriftlgt.): Bad Ischl Heimatbuch 2004, 15–31, Ischler Heimatverein, Bad Ischl (Rudolf Wimmer).
- LOBITZER, H. (2005): Bohadsch, Hauer & Co. Das innere Salzkammergut im Spiegel von 240 Jahren Geologischer Forschung. – *Gmundner Geo-Studien*, **3**, 95–108; Gmunden.
- LOBITZER, H. (2011): Geologische Spaziergänge Ausseer Land – Salzkammergut. 104 S., Geol. B.-A. & Kammerhofmuseum Bad Aussee, Wien.
- LOBITZER, H. & POŠMOURNÝ, K. (2010): Johann Baptist Bohadsch – ein Pionier der naturwissenschaftlichen Erforschung des Salzkammergutes. – *Jb. Geol. B.-A.*, **150/3–4**, 473–490, Wien.

- LOBITZER, H. & SCHLAGINTWEIT, F. (2008): Die Ischler Kreuzsteinsage und die Geologie. – Mitt. Ischler Heimatverein, Folge **27**, 47–50, Bad Ischl.
- LOBITZER, H., HRADECKÁ, L., MAYR, M., SVOBODOVÁ, M. & ŠVÁBENICKÁ, L. (2006): Bericht 2005 über fazielle und mikropaläontologische Untersuchungen der „Ischler Brekzie“ im Kaiser-Franz-Josef-Erbstollen auf Blatt 96 Bad Ischl. – Jb. Geol. B.-A., **146**, 133–136, Wien.
- LÖCKER, J. (1884): Die Jod- und bromhältige Schwefelquelle zu Goisern im Salzkammergut. Ihre Entdeckung, Lage, chemische Zusammensetzung und therapeutische Verwendung. – Braumüller's Bade-Bibliothek Nr. **87**, 21 S., Wien (Wilhelm Braumüller k.k. Hof- und Universitätsbuchhändler).
- LOTTER, M. (2001): Geotechnische und kinematische Untersuchungen an instabilen Felshängen im alpinen Raum. – Diss. Univ. Erlangen – Nürnberg, IX+324 S., Erlangen.
- LOTTER, M., MOSER, M. & MEIER, H. (2001): Langzeitverhalten und Deformationsanalyse von instabilen Felshängen. – Tagungsband „13. Nationale Tagung für Ingenieurgeologie“, 8 S., Karlsruhe.
- LUKENEDER, A. (2005): Taphonomy and stratigraphy of Early Cretaceous ammonoid mass occurrences (Late Valanginian; Northern Calcareous Alps; Upper Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **98**, 34–51, Wien.
- LUKENEDER, A. (2008): Lower Cretaceous mass occurrences of ammonoids – implications on taphonomy and stratigraphy (Uppermost Valanginian; Northern Calcareous Alps; Upper Austria. – In: LUKENEDER, A. (Ed.): 1st International Meeting on Correlation of Cretaceous Micro- and Macrofossils Vienna 16th–18th April, 2008, Scientific Program, Abstracts, Excursion Guide. – Berichte Geol. B.-A., **74**, 58–59, Wien.
- LUKENEDER, A., KRYSSTYN, L., RASSER, M.W. & MÄRZENDORFER, G. (2003): A unique ammonoid fauna from the Upper Jurassic Loser section (Northern Calcareous Alps, Salzkammergut). – In: PILLER, W.E. (Hrsg): Stratigraphia Austriaca. – Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **16**, 217–229, Wien.
- MAIR AM TINKHOF, K. (2007): Numerische Untersuchungen von Felsmassenstürzen vom Roten Kögele am Hallstätter Salzberg mittels PFC^{3D}. – Diplomarbeit Techn. Univ. Wien, VIII+156 S., Wien.
- MANDL, G.W. (1982a): Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**, 55–76, Wien.
- MANDL, G.W. (1982b): Vergleichende Untersuchung der Hallstätter Faziesräume des mittleren Salzkammergutes (Gosaukammvorland, Hallstatt, Ischl-Aussee), Fazies, Stratigraphie und tektonische Modelle. – Unpubl. Diss., formal- u. naturwiss. Fak. Univ. Wien, VI+243 S., Wien.
- MANDL, G.W. (1984a): Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes – ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 133–176, Wien.
- MANDL, G.W. (1984b): Zur Tektonik der westlichen Dachsteindecke und ihres Hallstätter Rahmens (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **77/1984**, 1–31, Wien.
- MANDL, G.W. (1998): Geologische Karte der Dachsteinregion 1:50.000. – Beilage in: MANDL, G.W. (2001a): Die Geologie der Dachsteinregion. – In: SCHEIDLEDER, A., BOROVIČENY, F., GRAF, W., HOFMANN, TH., MANDL, G.W., SCHUBERT, G., STICHLER, W., TRIMBORN, P. & KRÁLIK, M.: Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“. Band 2: Karsthydrologie und Kontaminationsrisiko von Quellen. – Archiv f. Lagerst. forsch., **21**, 13–37, Wien.
- MANDL, G.W. (Ed.) (1999): FOREGS '99 Vienna; Field trip guide: Vienna-Dachstein-Hallstatt-Salzkammergut. – Berichte d. Geol. B.-A., **49**, 113 S., 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. – In: NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (Eds.): Aspects of Geology in Austria. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **92/1999**, 61–77, Wien.
- MANDL, G.W. (2001a): Die Geologie der Dachsteinregion. – In: SCHEIDLEDER, A., BOROVICZE-
NY, F., GRAF, W., HOFMANN, TH., MANDL, G.W., SCHUBERT, G., STICHLER, W. TRIMBORN, P.
& KRÁLIK, M.: Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“. Band 2: Karsthydrologie und Kon-
taminationsrisiko von Quellen. – Arch. f. Lagerst. forsch., **21**, 13–37, Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W. (Red.) (2001b): Geologische Bundesanstalt, Arbeitstagung 2001, Neuberg
a.d. Mürz. – 351 S., Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W. (2003): Hallstätter Kalk auf dem Sarstein? (Salzkammergut, Oberösterreich).
– Jb. Geol. B.-A., **143/2**, 213–220, Wien.
- MANDL, G.W. (2010a): Zur jurassischen Radiolariten-Entwicklung am Nordrand der
Ischl-Ausseer Hallstätter Zone (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – PANGEO 2010 Ab-
stracts, Journal of Alpine Geology, **52**, 175–176, Wien.
- MANDL, G.W. (Red.) (2010b): Geologie von Hallstatt, Dachstein und Gosau. – Exkursion
2/2010 der Freunde der Geologie in München. 36 S., Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W. (in Vorb.): Zur Geologie des Raumes Hütteneckalm – Sandlingalm – Blaa-
alm (Salzkammergut, Österreich) mit Anmerkungen zur Sandlingalm-Formation. – Jb.
Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W. & KRYSZYN, L. (2008): The Dachstein-reef of the Gosaukamm – An Upper
Triassic carbonate platform margin. – In: KRYSZYN, L. & MANDL, G.W. (Eds.): Upper Tri-
assic Subdivisions, Zonations and Events. Meeting of the late IGCP 467 and STS. Ab-
stracts and Excursion Guide September, 28th–October, 2nd, 2008 Bad Goisern (Upper
Austria). – Berichte Geol. B.-A., **76**, 111–116, Bad Goisern.
- MANDL, G.W. & MATURA, A. (1995): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000,
Blatt 127 Schladming. – Geol. B.-A., Wien.
- MANDL, G.W., DULAI, A., SCHLÖGL, J., SIBLIK, M., SZABÓ, J., SZENTE, I. & VÖRÖS, A. (2010):
First results on Stratigraphy and Faunal Content of the Jurassic between Bad Mittern-
dorf and Toplitzsee (Salzkammergut, Austria). – Abh. Geol. B.-A., **65**, 77–134, Wien.
- MATZ, H. (2001): Der Ödensee und die Ödenseemoore. Ein Europaschutzgebiet im steiri-
schen Salzkammergut – Lage und Entstehungsgeschichte. – Da schau her, **22/2**, 3–7,
Liezen.
- MATZ, H. & GEPP, J. (2008): Moorreiche Steiermark, 389 Moore der Steiermark. – Natur-
schutzbund Steiermark & Inst. Naturschutz & Landschaftsökologie Steiermark (Hrsg.),
272 S., Graz.
- MATZNER, C. (1986): Die Zlambach-Schichten (Rhät) in den Nördlichen Kalkalpen. Eine
Plattform – Hang – Beckenentwicklung mit allochthoner Karbonatsedimentation. – Facies,
14, 1–104, Erlangen.
- MAURIN, V. & ZÖTL, J. (1959) Die Untersuchungen der Zusammenhänge unterirdischer
Wässer mit besonderer Berücksichtigung der Karstverhältnisse. – Steir. Beitr. Hydro-
geol., **1959**, 184 S., Graz.
- MAYR, M. (2003): Die Salinen Austria AG und die Geologie ihrer Salzlagerstätten im Salz-
ammergut. – Mitt. Inst. Angewandte Geol. Univ. Bodenkultur Wien, Reihe: Angewandte
Geowissenschaften, **13**, 53–97, Wien.
- MAYRHOFER, F. (2012): Analysis of long-period seismic signals near Bad Ischl. – Unpubl.
Thesis (Diplomarbeit), Univ. Wien, 114 S., Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1949): Die Geologie der Hallstätterzone von Ischl – Aussee. – Mitt. Ges.
Geol. Bergbaustud., **1/2**, 1–27, Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1956): Zum Funde von Halobien-schiefer im Erbstollen des Alt-Ausseer
Salzberges. – Montanrundschau, **1956/2**, 29–32, Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1958): Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt-Aussee
(Salzkammergut). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50/1957**, 133–200, Wien.

- MEDWENITSCH, W., SCHLAGER, W. & EXNER, CH. (1964): Exkursion I/5: Ostalpenübersichtsexkursion. – Mitt. Geol. Ges., **57**, 57–106, Wien.
- MEISTER, CH. & BÖHM, F. (1993): Austroalpine Liassic Ammonites from the Adnet Formation (Northern Calcareous Alps). – Jb. Geol. B.-A., **136**/1, 163–211, Wien.
- MERKL, M. (1989): Geologische und ingenieurgeologische Untersuchungen im Wildbacheinzugsgebiet des Hallstätter Mühlbaches (Oberösterreich). – Unpubl. Diplomarbeit Univ. Erlangen–Nürnberg, IV+95 S., Erlangen.
- MEURERS, B. & RUESS, D. (2007): Compilation of a new Bouguer gravity data base in Austria. – Vermessung & Geoinformation, **2**/2007, 90–94, Wien.
- MILITZER, H. & SCHEIBE, R. (1981): Grundlagen der angewandten Geomagnetik. – Freiburger Forschungshefte C **352**, 314 S., Leipzig.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011a): Jurassic mountain building and Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps (Germany). – Facies, **57**/1, 137–186, Erlangen.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011b): Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden; Austroalpine, Germany). – Int. J. Earth Sc. (Geol. Rundschau), **100**, 1605–1631, Stuttgart.
- MITTERHOFER, K. (2004): Die unterirdische Entwässerung des Plassen/Salzkammergut, Oberösterreich. – Dipl.-Arb. Univ. Graz, 135 S., Graz.
- MODL, D. (2010): Aktuelle Forschungen zur Infrastruktur entlang eines bronzezeitlichen Altweges im steirischen Salzkammergut. – Da schau her, **31**/4, 3–7, Liezen.
- MOJSISOVICS, E. v. (1868a): Bemerkungen über den alten Gletscher des Traunbettes. – Jb. Geol. R.-A., **18**, 303–310, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1868b): Petrefacten-Suiten aus den Umgebungen von Hallstatt und Aussee. – Verh. Geol. R.-A., **1868**, 15, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1868c): Umgebung von Aussee Steiermark. Gliederung der dortigen Trias. – Verh. Geol. R.-A., **1868**, 256–258, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1869): Über die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. – Jb. Geol. R.-A., **19**, 90–150, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1873): Das Gebirge um Hallstatt – I. Abtheilung. Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. I. Theil. Die Molluskenfaunen der Zlambach- und Hallstätter-Schichten. I. Bd. – Abh. k.-k. Geol. R.-A., **6**/I, Heft 1, 1–82, Taf. 1–32, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1874): Faunengebiete und Faciesgebilde der Trias-Periode in den Ost-Alpen. – Jb. Geol. R.-A., **24**, 81–134, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1875): Das Gebirge um Hallstatt – I. Abtheilung. Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. I. Theil. Die Molluskenfaunen der Zlambach- und Hallstätter-Schichten. I. Bd. [Fortsetzung]. – Abh. k.-k. Geol. R.-A., **6**/I, Heft 2, 83–174, Taf. 33–70, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1882): Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. – Abh. Geol. R.-A., **10**, 322 S., Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1893): Das Gebirge um Hallstatt – I. Abtheilung. Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. II. Bd. – Abh. k.-k. Geol. R.-A., **6**/II, 835 S., 130 Taf., Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1902): Das Gebirge um Hallstatt – I. Abtheilung. Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. I. Bd. Supplement. – Abh. k.-k. Geol. R.-A., **6**/I, Suppl.-Heft, 175–356, Taf. 1–23, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1903): Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Salzkammergutes.– In: SUESS, E. (Hrsg.): Bau und Bild Österreichs, 383–391, Wien–Leipzig.
- MOJSISOVICS, E. v. (1905): Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte der Österr.-Ungar. Monarchie 1:75.000, Blatt Ischl und Hallstatt. – Geol. R.-A., 60 S., Wien.
- MOOSLEITNER, G. (2004): Fossilien sammeln im Salzburger Land. Ein Führer zu klassischen und neuen Fundstellen. – 224 S., Wiebelsheim.

- MORLOT, A. v. (1847): Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der nordöstlichen Alpen. Ein Entwurf zur vorzunehmenden Bearbeitung der physikalischen Geographie und Geologie ihres Gebietes. – VIII+212 S., Wien.
- MOSER, M., LOTTER, M. & MEIER, H. (2003): Großhangbewegungen des Hallstätter Raumes – Geotechnik-Kinematik-Bewegungsmechanismus. Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. – Gmundner Geo-Studien, **2**, 343–352, Gmunden.
- MOSER, R. (1997): Dachsteingletscher und deren Spuren im Vorfeld. – 143 S., Hallstatt.
- MOSHAMMER, B. & LOBITZER, H. (2000): Weißmetrik und Geochemie ausgewählter österreichischer Kalkstein- und Marmor-Vorkommen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **91**, 63–77, Wien.
- MOSHAMMER, B., FISCHER, K., RANZENBACHER, A., KASSMANNHUBER, R., MÜLLEGGER, A., KIENESBERGER, N., NEUHUBER, G. & SCHIPFER, CH. (2007): Die Verwendung von Kalkstein der Obertrias und des Jura im Salzkammergut. – In: EGGER, H. & RUPP, CH. (Red.): Beiträge zur Geologie Oberösterreichs. Schwerpunkt geologische Kartenblätter 67 Grünau im Almtal und 47 Ried im Innkreis. – Arbeitstagung 2007 der Geol. B.-A., 183–199, Linz.
- MOSHER, L. (1968a): Triassic Conodonts from western North-America and Europe and their correlation. – J. Paleont., **42**, 895–946, Tulsa.
- MOSHER, L. (1968b): Evolution of triassic platform Conodonts. – J. Paleont., **42**, 947–954, Tulsa.
- MOSTLER, H. (1978): Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalke an der Typlokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferenspiculae. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **7/3**, 1–28, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1977): Stratigraphisch-fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in skyth-anisischen Grenzschieben im Bereich der Annaberger Senke (Salzburg, Österreich). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **6/2**, 1–44, Innsbruck.
- MOSTLER, H. & ROSSNER, R. (1984): Mikrofazies und Ökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. – Facies, **10**, 87–144, Erlangen.
- MOTSCHKA, K. & SLAPANSKY, P. (2006): Kompilierte geomagnetische Karte und strukturelle Interpretation. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg–Oberösterreich 1:200.000, 4–8, Geol. B.-A., Wien.
- MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (2006): Magnetische Karte – Isanomalien der Totalintensität (ΔT). – Karten über die Molassebasis Salzburg–Oberösterreich 1:200.000, Geol. B.-A., Wien.
- NAGEL, D. & RABEDER, R. (Hrsg.) (1991): Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs. – 119 S., Wien. (Österr. Paläont. Gesellschaft).
- NEUBAUER, F. (1994): Kontinentkollision in den Ostalpen. – Die Geowissenschaften: Organ der Alfred-Wegener-Stiftung, **12/5–6**, 136–140.
- NEUHOLD, R., SCHAUBERGER, O. & THOMANEK, K. (1985): Die Entwicklung der Bohrlochsolegewinnung aus dem Trauntaler Salzlager bei Bad Ischl. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **130/4**, 104–110, Wien – New York.
- NEUMAYR, M. (1873): Die Fauna der Schichten mit *Aspidoceras acanthicum*. – Abh. Geol. R.-A., **5**, 141–257, Wien.
- NOWAK, J. (1911): Über den Bau der Kalkalpen in Salzburg und im Salzkammergut. – Bull. Acad. Sci. Cracovie, **1911**, 57–112, Cracovie.
- OBERHAUSER, R. (1960): Foraminiferen und Mikrofossilien „incertae sedis“ der Iadinischen und karnischen Stufe der Trias aus den Ostalpen und aus Persien. – Jb. Geol. B.-A., SB **5**, 5–46, Wien.
- OGG, J.G., OGG, G. & GRADSTEIN, F. (2008): The Concise Geologic Time Scale. – 177 S., Cambridge.

- ÖNORM, (2006): Belastungsannahmen im Bauwesen – Außergewöhnliche Einwirkungen – Erdbebeneinwirkungen, Grundlagen und Berechnungsverfahren – ÖNORM B 4015, Österreichisches Normungsinstitut (ON), ICS 91.010.30; 91.120.25, 61 S.
- OPPEL, A. (1861): Über die Brachiopoden des unteren Lias. – Zeitschr. deutsch. geol. Ges., **13**, 529–550, Berlin.
- OPPEL, A. (1863): Über das Vorkommen jurassischer Posidonomyen-Gesteine in den Alpen. – Zeitschr. deutsch. geol. Ges., **15**, 128–217, Berlin.
- PAK, E. (1974): Schwefelisotopen-Untersuchungen I. am Institut für Radiumforschung und Kernphysik in Wien. – Anz. Akad. Wiss, math.-natwiss. Kl., **111**, 166–174, Wien.
- PAK, E. (1978): Schwefelisotopen-Untersuchungen II. am Institut für Radiumforschung und Kernphysik in Wien. – Anz. Akad. Wiss, math.-natwiss. Kl., **115**, 6–22, Wien.
- PAK, E. (1982): Schwefelisotopen-Untersuchungen III. am Institut für Radiumforschung und Kernphysik in Wien. – Anz. Akad. Wiss, math.-natwiss. Kl., **118**, 187–198, Wien.
- PAK, E. & SCHAUBERGER, O. (1981): Die geologische Datierung der ostalpinen Salzlagerstätten mittels Schwefelisotopenuntersuchungen. – Verh. Geol. B.-A., **1981/2**, 185–192, Wien.
- PARTSCH, P. (1827): Über den Bau des östlichen Theiles der Alpen. – [Kefersteins] Teutschland geognost.-geolog. betrachtet, **4/3**, 286–290, Weimar.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bände, 1199 S., Leipzig.
- PETERS, K.F. (1855): Die Nerineen im Oberen Jura in Österreich. – Sitzber. Akad. Wiss. math.-natwiss. Cl., **16**, 336–366, Wien.
- PETERS, K.F. (1863): Über Foraminiferen im Dachsteinkalk. – Jb. Geol. R.-A., **8**, 293–298, Wien.
- PFARR, T., SEEBACHER, R. & PLAN, L. (2012): Die Längsten und Tiefsten Höhlen Österreichs. – www.hoehle.org/long&deep.php (abgefragt: 10.10.2012)
- PILLER, W.E. (1976): Fazies und Lithostratigraphie des gebankten Dachsteinkalkes (Obertrias) am Nordrand des Toten Gebirges (S Grünau/Almtal, Oberösterreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **23**, 113–152, Wien.
- PILLER, W.E. (1981): Upper Triassic (Norian-Rhaetian) Basinal Facies. – In: FLÜGEL, E. (Ed.): Guide book, Internat. Symposium on Triassic Reefs, 185–206, Erlangen.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSZYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., RÖTZL, R., RUPP, CH., SCHNABL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die Stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (Sedimentäre Schichtfolgen). – Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs der Österreichischen Akademie der Wissenschaften.
- PILLEVUIT, A., MARCOUX, J., STAMPFLI, G. & BAUD, A. (1997): The Oman Exotics: a key to the understanding of the Neotethyan geodynamic evolution. – Geodinamica Acta, **10/5**, 209–238, Paris.
- PISTOTNIK, U. (1972): Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt 96 Bad Ischl. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, A56–A57, Wien.
- PISTOTNIK, U. (1975): Fazies und Tektonik der Hallstätter Zone von Bad Ischl – Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 143–158, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1974): Gravitativ transportiertes permisches Haselgebirge in den Oberalmer Schichten (Tithonium, Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 71–88, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **151**, 304–324, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (Red.) (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 95 St. Wolfgang mit Erläuterungen. – 74 S., Geol. B.-A., Wien.

- POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1988): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung Teil 1: Geomechanik des Systems „Hart auf Weich“. – *Felsbau*, **6/4**, 189–194, Essen.
- POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1989): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung Teil 2: Massenbewegungen am Rand des Systems „Hart auf Weich“. – *Felsbau*, **7/1**, 16–20, Essen.
- PÖSTINGER, M. (2008): Moorentwicklungskonzept Oberösterreich (http://www.ooe-umweltanwaltschaft.at/xbcr/SID-BC5365FD-B5409694/MEK_-_Text.pdf und http://www.ooe-umweltanwaltschaft.at/xbcr/SID-AF29E3E3-2D74CCBB/MEK_-_Powerpoint.pdf) (abgefragt: 9.11.2011).
- PÖTTLER, D. (2001): Jurassische Beckenentwicklung (Brekzien und Gleitschollen) nördlich des Rettenbachtals zwischen Ischler Hütte und Jaglingalm (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). – *Diplomarb. Montanuniv. Leoben*, 87 S., Leoben.
- PÖTTLER, D. & GAWLICK, H.-J. (2000): Jurassische Beckenentwicklung (Brekzien und Gleitschollen) nördlich des Rettenbachtals zwischen Ischler Hütte und Jaglingalm (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich). – *Sediment 2000, Kurzfassungen und Abstracts*, S. 108.
- PUCHER, R. & HAHN, A. (1979): Flächenmäßige Erfassung der Anomalien der Totalintensität des erdmagnetischen Feldes im Raum Bayerische Alpen–Tirol–Vorarlberg; Rückschluss auf Strukturen des Untergrundes. – *Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung: Abschlußbericht zum BMFT-Forschungsvorhaben ET 3017 A-Aeromagnetik Alpen*, 27 S., Hannover.
- QUENSTEDT, F.A. (1845): Mittheilung an H.G. Bronn: seine „Petrefaktenkunde“. – *N. Jahrb. f. Mineralogie, Geognosie, Geologie u. Petrefaktenkunde*, **1845**, 680–684, Stuttgart.
- RADINGER, A. (1996): Estimate of salt deposits in the Alpine area by the use of gravimetry. – *Publ. Zentralanst. Meteor.Geodyn.*, **373** (*Österr. Beitr. Meteor. Geoph.*, **14**), 73–78, Wien.
- RADIO-RADIIS, A., GEYER, G. & GÖTZINGER, G. (1922): Führer durch das Dachsteingebirge und die angrenzenden Gebiete des Salzkammergutes und Ennstales. – 3. Aufl., XXII+361 S., Wien.
- RAKÚS, M. (1993): Late Triassic to Early Jurassic Phylloceratids from the Salzkammergut (Northern Calcareous Alps). – *Jb. Geol. B.-A.*, **136/4**, 933–963, Wien.
- RAKÚS, M. (1999a): Lower Liassic (Hettangian) Ammonites from Zlambach Graben near Bad Goisern, Upper Austria. – *Abh. Geol. B.-A.*, **56/2**, 329–341, Wien.
- RAKÚS, M. (1999b): Liassic ammonites from Hierlatz, Austria. – *Abh. Geol. B.-A.*, **56/2**, 343–377, Wien.
- RASSER, M. & FENNINGER, A. (2002a): Jurassic/Cretaceous Dasycladalean Algal Stratigraphy in the Northern Calcareous Alps: A critical review and a palaeobiogeographic approach using similarity indices. – In: BUCUR, I.I. & FILIPESCU, S. (Eds.): *Research advances in calcareous algae and microbial carbonates*, 167–190, Cluj.
- RASSER, M. & FENNINGER, A. (2002b): Paleoenvironmental and diagenetic implications of $d^{18}O$ and $d^{13}C$ isotope ratios from the Upper Jurassic Plassen limestone (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Geobios*, **35/2002**, 41–49.
- RATSCHBACHER, L., MERLE, O., DAVY, PH. & COBBOLD, P. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part I. Boundary conditions and experiments scaled for gravity. – *Tectonics*, **10**, 257–271, Washington.
- REIJMER, J.J.G. (1991): Sea level and sedimentation on the flanks of carbonate platforms. – *Diss. Geol. Inst. Univ. Amsterdam*, 162 S., Amsterdam.
- REIJMER, J.J.G. & EVERAARS, J.S.L. (1991): Carbonate platform facies reflected in carbonate basin facies (Triassic, Northern Calcareous Alps, Austria). – *Facies*, **25**, 253–278, Erlangen.

- REIJMER, J.J.G., SPRENGER, A., TEN KATE, W.G.H.Z., SCHLAGER, W. & KRYSTYN, L. (1994): Periodicities in composition of Late Triassic calciturbidites (Eastern Alps, Austria). – Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., **19/1994**, 323–343, London.
- REINECKER, J. & LENHARDT, W.A. (1999): Present-day stress field and deformation in eastern Austria. – Int. J. Earth Sc. (Geol. Rundschau), **88**, 532–550.
- REISNER, M. (1988): Ein Beitrag zur Komplexinterpretation für den Kohlenwasserstoff-aufschluss in den Nördlichen Kalkalpen. – Diplomarbeit Montanuniv. Leoben, 82 S., Leoben.
- REITER, A. (1911): Das k.k. Erzherzogin Marie Valerie-Bad – eine radioaktive, alkalische Jodschwefel-Therme in Goisern. – 24 S., Gmunden.
- RESCH, M. (1997): Geologische und ingenieurgeologische Untersuchungen der Tal-zuschubs-Systeme am Hohen Raschberg bei Bad Goisern (Oberösterreich). – Unpubl. Diplomarbeit Univ. Karlsruhe, XI+113 S., Karlsruhe.
- RESCHREITER, H. & KOWARIK, K. (2008): Die Dammwiese. – In: KERN, A., KOWARIK, K., RAUSCH, A.W. & RESCHREITER, H. (Hrsg.): SALZ – REICH, 7000 Jahre Hallstatt. – Veröff. der prähistorischen Abt. (VPA), **2**, 162–165, Wien.
- RIECHE, J. (1971): Die Hallstätter Kalke der Berchtesgadener Alpen. – Unpubl. Diss., Techn. Univ. Berlin, 173 S., Berlin.
- ROHN, J. (1991): Geotechnische Untersuchungen an einer Großhangbewegung in Bad Goisern (Oberösterreich). – Schriftenreihe Angewandte Geologie Karlsruhe, **14**, 1–193, Karlsruhe.
- ROHN, J., CZURDA, K. & MOSER, M. (1989): Schuttströme als Sonderfälle alpiner Hangbewegungen. – Ber. 7. Nat. Tag. Ing.-Geol., 93–98, Bensheim.
- ROHN, J., CZURDA, K., ZVELEBIL, J. & ZIKA, P. (1996): A steep wall with toppling rockpillars on a clayey subsoil. – In: CHACÓN, J., IRIGARAY, C. & FERNÁNDEZ, T. (Eds.): Landslides. – Proc. 8th Int. Conf. and Field Trip on Landslides, 181–188, Rotterdam.
- ROHN, J., RESCH, M., SCHNEIDER, H., FERNANDEZ-STEGER, T. M. & CZURDA, K. (2004): Large-scale lateral spreading and related mass movements in the Northern Calcareous Alps. – Bull. Engineering Geology and the Environment, **63/1**, 71–76, Berlin.
- ROHN, J., EHRET, D., MOSER, M. & CZURDA, K. (2005): Prehistoric and recent mass movements of the World Cultural Heritage Site Hallstatt, Austria. – Environmental Geology, **47/5**, 702–715, Heidelberg.
- RONIEWICZ, E. (1989): Triassic Scleractinian Corals of the Zlambach Beds, Northern Calcareous Alps, Austria. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl, **126**, 152 pp., Wien.
- RONIEWICZ, E., MANDL G. W., EBEL, O. & LOBITZER, H. (2007): Early Norian Scleractinian Corals of the Dachstein Limestone of Feisterscharte, Southern Dachstein Plateau (Northern Calcareous Alps, Austria). – Jb. Geol. B.-A., **147**, 577–594, Wien.
- RÖNNAU, C. (2005): Risikobetrachtung von gravitativen Naturgefahren im alpinen Bereich – Anwendung auf das Arbeitsgebiet Hallstatt/Plassen im UNESCO Weltkulturerbe Hallstatt–Dachstein/Salzammergut. – Diss., Univ. Karlsruhe, XVII+160 S., Karlsruhe.
- ROSENBERG, G. (1969): Knerzenalm und Knerzenkalk. – Verh. Geol. B.-A., **1969**, 16–22, Wien.
- RUDOLPH, K. (1931): Paläofloristische Untersuchungen des Torflagers auf der Dammwiese bei Hallstatt. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, **140**, 337–345, Wien.
- RUMPLER, N. (2007): Geotechnische Untersuchung und GIS-gestützte Erfassung der Massenbewegungen an den Geißwänden und bodenmechanische Untersuchungen prähistorischer Massenbewegungen (UNESCO-Welterberregion Hallstatt-Dachstein, Österreich). – Unpubl. Diplomarbeit Univ. Karlsruhe, XVIII+132 S., Karlsruhe.
- RUPP, CH., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red.) (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geol. B.-A., Wien.

- SALZER, H. (1937): Bergschliffe bei Goisern im Salzkammergut. – Mitt. Geogr. Ges. Wien, **80**, 124–130, Wien.
- SALZER, H. (1938): Untersuchungen an Bergschliffen im Salzkammergut. – Verh. Geol. B.-A., **1938**, 137–140, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1971): Die Hallstätter Triasentwicklung um den Plassen (OÖ.). – Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 198 S., Wien.
- SCHÄFFER, G. (1972): Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt 96 (Bad Ischl). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, A67–A69, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1975): Blatt 96 Bad Ischl – Geologische Aufnahme (Mesozoikum). – Verh. Geol. B.-A., **1975**, A67–A69, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1976): Einführung zur geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt 96 Bad Ischl. – In: Arbeitstagung Geol. B.-A. Bad Ischl, 26.–30. Mai 1976, 6–26, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1977): Bericht 1976 über Neuaufnahmen im Mesozoikum des Salzkammergutes auf Blatt 96 Bad Ischl. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, A90–A91, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1978): Bericht 1977 über Untersuchungen an Massenbewegungen auf Blatt 96 Bad Ischl. – Verh. Geol. B.-A., **1978/1**, A87–A88, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 96 Bad Ischl. – Geol. B.-A., Wien.
- SCHÄFFER, G. (1983a): Die aktuelle Massenbewegung Stambach-Zwerchwand/Bad Goisern. – Arbeitstagung Geol. B.-A. Gmunden, Salzkammergut, O.Ö., 26.–30. September 1983, 28–29, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1983b): Karte der geologisch-geotechnischen Risikofaktoren der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 96 Bad Ischl. – Manuskriptkarte Bibl. Geol. B.-A., wiss. Archiv, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1994): Integrative Erfassung von Georisiken in alpinen Gebieten, Teil 1, im Zeitraum von Juli 1990 bis September 1994. Mit Beiträgen von DRAXLER, I., FELLNER, D., HERRMANN, I. & VECER, B. – IDNDR-Projekt der Geologischen Bundesanstalt, Bibl. Geol. B.-A., wiss. Archiv, V+461 S., Wien.
- SCHÄFFER, G. & STEIGER, T. (1986): Der Jura zwischen Salzburg und Bad Aussee – Stratigraphie und Gleitmassen in Tiefwassersedimenten der Nördlichen Kalkalpen. – Exkursionsführer Jahrestagung Subkomm. Jurastratigraphie, 12.–15.09.1986, 1–67, München – Salzburg – Bad Aussee.
- SCHAUBERGER, O. (1949): Die stratigraphische Aufgliederung des alpinen Salzgebirges. – Berg. u. hüttenmänn. Jb., **94**, 46–56, Wien.
- SCHAUBERGER, O. (1955): Zur Genese des alpinen Haselgebirges. – Z. deutsch. geol. Ges., **105**, 736–752, Hannover.
- SCHAUBERGER, O. (1979): Die Mineral- und Thermalquellen im Bereich des ostalpinen Salinars zwischen Salzach und Enns. – Schriftenreihe des Oberösterreichischen Musealvereins, **9**, 120 S., Linz.
- SCHAUBERGER, O. (1986): Bau und Bildung der Salzlagerstätten des ostalpinen Salinars. – Arch. f. Lagerst. forsch., **7**, 217–254, Geol. B.-A., Wien.
- SCHEIDLEDER, A., BOROVICZENY, F., GRAF, W., HOFMANN, TH., MANDL, G.W., SCHUBERT, G., STICHLER, W., TRIMBORN, P. & KRALIK, M. (2001): Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“. Bd. 2: Karsthydrologie und Kontaminationsrisiko von Quellen. – Arch. f. Lagerst. forsch., **21**, 155 S., Geol. B.-A., Wien.
- SCHLAGER, W. (1967): Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich) II. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **17**, 205–282, Wien.
- SCHLAGER, W. (1969): Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätter Kalken der Ostalpen. – Geol. Rundsch., **59**, 289–308, Stuttgart.
- SCHLAGINTWEIT, F. (2004): *Iberopora bodeuri* GRANIER & BERTHOU 2002 (incertae sedis) from the Plassen Formation (Kimmeridgian-Berriasian) of the Tethys Realm. – Geologia Croatica, **57/1**, 1–13, Zagreb.

- 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.
- SCHLAGINTWEIT, F. & GAWLICK, H.-J. (2006): „*Subbdelloidina*“ *luterbachii* RIEGRAF, 1987 (Encrusting Foraminifera), from Late Jurassic to Early Cretaceous Reefal Limestones of Albania and the Northern Calcareous Alps (Austria). – Jb. Geol. B.-A., **146/1–2**, 53–63, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F. & GAWLICK, H.-J. (2007): Analysis of Late Jurassic to Early Cretaceous algal debris-facies of the Plassen carbonate platform in the Northern Calcareous Alps (Germany, Austria) and the Kurbnesh area of the Mirdita zone (Albania): a tool to reconstruct tectonics and palaeogeography of eroded platforms. – Facies, **53**, 209–227, Erlangen.
- SCHLAGINTWEIT, F. & GAWLICK, H.-J. (2008): The occurrence and role of microencruster frameworks in Late Jurassic to early Cretaceous platform margin deposits of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Facies, **54**, 207–231, Erlangen.
- SCHLAGINTWEIT, F. & GAWLICK, H.-J. (2009): Enigmatic tubes associated with microbial crusts from the Late Jurassic of the Northern Calcareous Alps (Austria): a mutualistic sponge-epibiont consortium. – Lethaia, **42/4**, 452–461, Oslo.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (2003): Die Plassen-Formation der Typlokalität (Salzkammergut, Österreich), neue Daten zu Fazies, Sedimentologie und Stratigraphie. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **46**, 1–34, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F., GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (2005): Mikropaläontologie und Biostratigraphie der Plassen-Karbonatplattform der Typlokalität (Ober-Jura bis Unter-Kreide, Salzkammergut, Österreich). – Journal of Alpine Geology, **47**, 11–102, Wien.
- SCHMID, CH.J., MANDL, G.W. & WESSELY, G. (2003): Thermalwasserbohrung Bad Mitterndorf TH1 - ein kalkalpiner Tiefenaufschluss im Steirischen Salzkammergut. – Gmunder Geo-Studien, **2**, 255–264, Gmunden.
- SCHMID, N. (2009): Detachment folding and salt tectonics in the Permian Haselgebirge (Hallstatt, northern Calcareous Alps). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Wien, V+102 S., Wien.
- SCHMID, ST.M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKY, K. (2008): The Alpine. Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. – Swiss J. Geol., **101**, 139–183, Basel.
- SCHMIDT, R. (1981): Grundzüge der spät- und postglazialen Vegetations- und Klimageschichte des Salzkammergutes (Österreich) aufgrund palynologischer Untersuchungen von See- und Moorprofilen. – Mitt. Komm. f. Quartärforschung österr. Akad. Wiss., **3**, 96 S., Wien.
- SCHNABEL, G.W. (Koord.) (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien
- SCHNEIDER, H. (1998): Geologische und ingenieurgeologische Untersuchungen der Großhangbewegungen am Sandling bei Altaussee (Steiermark). – Unpubl. Diplomarbeit Univ. Karlsruhe, V+93 S., Karlsruhe.
- SCHÖLLNERBERGER, W. (1967): Zur Faziesverzahnung im Gebiet der Hohen Schrott (E Bad Ischl, Salzkammergut) und die Auflösung der „Singereben-Teufingkogel-Deckscholle“. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **17**, 73–86, Wien.
- SCHÖLLNERBERGER, W. (1972): Bericht 1971 über Aufnahmen auf Blatt Bad Ischl (96) und auf Blatt Mitterndorf (97). – Verh. Geol. B.-A., **1972**, A76–A79, Wien.
- SCHÖLLNERBERGER, W. (1974): Zur Verzahnung von Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies am Südrand des Toten Gebirges (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **22**, 95–153, Wien.
- SCHÖN, J. (1983): Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen. – 405 S., Berlin.

- SCHORN, A., NEUBAUER, F., BERNROIDER, M. & GENSER, J. (2010): The sulphatic Haselgebirge evaporite mélange revisited: evidence from Moosegg quarry within central Northern Calcareous Alps. PANGEO 2010 Abstracts. – Journal of Alpine Geology, **52**, 226, Wien.
- SCHUBERT, G. (2001): Hydrogeologie des Dachsteinmassivs. – In: SCHEIDLEDER, A., BOROVICZENY, F., GRAF, W., HOFMANN, TH., MANDL, G.W., SCHUBERT, G., STICHLER, W. TRIMBORN, P. & KRÁLIK, M.: Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“. Bd. 2: Karsthydrologie und Kontaminationsrisiko von Quellen. – Arch. f. Lagerst. forsch., **21**, 111–125, Geol. B.-A., Wien.
- SCHULTES, J.A. (1809): Reisen durch Oberösterreich, in den Jahren 1794, 1795, 1802, 1803, 1804 und 1808. I. Theil: 244 S., II. Theil: 198 S., Tübingen.
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2010): Die Geologie der Alpen im Zeitraffer. – Mitt. naturwiss. Verein Steiermark, **140**, 5–21, Graz.
- SCHWARZ, F. (1938): Die Mn-Fe-Lagerstätte Blaa-Alm, Alt Aussee. – Berg- u. hüttenmänn. Mh., **86**, 74–75, Wien.
- SCHWARZACHER, W. (1948): Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine. Hallstätterkalke von Hallstatt und Ischl. – Jb. Geol. B.-A., **91**, 1–48, Wien.
- SCHWARZACHER, W. (2005): The stratification and cyclicity of the Dachstein Limestone in Lofer, Leogang and Steinernes Meer (Northern Calcareous Alps, Austria). – Sedimentary Geology, **181**, 93–106, Amsterdam.
- 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**/1997, 303–323, Basel.
- SCHWINGENSCHLÖGL, R. (1986): Photogeologie und Bruchtektonik des Totengebirgsplateaus. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **32**, 79–104, Wien.
- SEDGWICK, A. & MURCHISON, R.I. (1829): On the Tertiary deposits of the Vale of Gosau in the Salzburg Alps. – Proceed. Geol. Soc. London, **1** (1826–1833), Nr. **13**, 153–155, London.
- SEDGWICK, A. & MURCHISON, R.I. (1831): A Sketch of the Structure of the Eastern Alps; with Sections through the Newer Formations on the Northern Flanks of the Chain, and through the Tertiary Deposits of Styria, etc.; with Supplementary Observations, Sections, and a Map. – Transact. Geol. Soc. London, **3/2**, 301–420, London.
- SEEBACHER, R. (2012): Die längsten und tiefsten Höhlen Österreichs. – In: GEYER, E., SEEBACHER, R. & HASITSCHKA, J. (Eds.): Speleo-Austria 2012. – Mitteilungen des Vereins für Höhlenkunde in Obersteier, **29–31**, 303–307, Bad Mitterndorf.
- SEEMANN, R. & NIEDERMAYR, G. (1982): Exotische Gerölle und Bauxite aus dem Gebiet Hoher Dachstein. – Mitt. österr. mineralog. Ges., **128**, 65–71, Wien.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1.000.000 (Isanomalien der Totalintensität). – 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. – Geol. B.-A., 4–7, Wien.
- SEIBERL, W., KOVÁCSVÖLGYI, 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**, 555–560, Wien.
- SIBLÍK, M. (1997): Bericht 1995–1996 über paläontologische Untersuchungen an der Brachiopodenfauna des Hierlatzkalkes auf den Blättern 66 Gmunden, 93 Berchtesgaden, 96 Bad Ischl, 97 Mitterndorf und 98 Liezen. – Jb. Geol. B.-A., **140/3**, 365–366, Wien.
- SIBLÍK, M. (2003): Occurrence of *Lychnothyris* VÖRÖS, 1983, and *Hesperithyris* DUBAR, 1942 (Liassic Brachiopods) in Salzkammergut (Upper Austria). – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I.: Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. – Gmünder Geo-Studien, **2**, 71–74, Gmunden.

- SIBLÍK, M. (2005): Mesozoic Brachiopods of the Hallstatt-Dachstein/Salzkammergut UNESCO World Heritage Site: History of Research. – *Jb. Geol. B.-A.*, **145/1**, 127–129, Wien.
- SIBLÍK, M. (2008): A Jurassic Brachiopod Fauna from the Mitterwand Area near Hallstatt (Upper Austria). – *Jb. Geol. B.-A.*, **148/1**, 59–87, Wien.
- SIBLÍK, M. & LOBITZER, H. (2003): Brachiopod faunule and palaeoenvironment of a Koesen-type intercalation in the Dachstein Limestone of western Totes Gebirge (Upper Austria). – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I.: Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. – *Gmundner Geo-Studien*, **2**, 65–68, Gmunden.
- SIBLÍK, M., SZENTE, I., MIKULAŠ, R. & LOBITZER, H. (2010): An Invertebrate Faunula in the Kössen Beds of Starnkogel (Bad Ischl, Upper Austria). – In: LOBITZER, H. & JANDA, CH. (Eds.): Fifty Years of Geological Cooperation between Austria, the Czech Republic and the Slovak Republic. – *Abh. Geol. B.-A.*, **65**, 57–64, Wien.
- SIEBER, R. (1975): Blatt 96 Bad Ischl, Paläontologie. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1975**, A72–A73, Wien.
- SIMONY, F. (1847): Zweiter Winteraufenthalt auf dem Hallstätter Schneegebirge und drei Ersteigungen der hohen Dachsteinspitze (am 29. Jänner, 4. und 6. Februar 1847). – *Berichte über die Mitth. von Freunden der Naturwiss. in Wien*, **2**, 207–221, Wien.
- SIMONY, F. (1869): Über Urgesteinsablagerungen im obersten Trauntal. – *Sitzber. kaiserl. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. 1*, **59**, 722–733, Wien.
- SIMONY, F. (1895): Das Dachsteingebiet. Ein geographisches Charakterbild aus den österreichischen Nordalpen. – 152 S., Wien.
- SPENGLER, E. (1914): Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten II. Das Becken von Gosau. – *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Kl., Abt. I*, **123**, 267–328, Wien.
- SPENGLER, E. (1919): Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. – *Jb. Geol. R.-A.*, **68/3–4**, 285–474, Wien.
- SPENGLER, E. (1920): Geologisches Gutachten über den Bergsturz am Sandling im September 1920. – *Manuskript, Bibl. Geol. B.-A.*, 7 S., Wien.
- SPENGLER, E. (1921): Der Bergsturz am Sandling. – *Neue Freie Presse*, 13.08.1921, 2 S., Wien.
- SPENGLER, E. (1934): Über den Zusammenhang zwischen Dachstein und Totem Gebirge. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1934**, 80–86, Wien.
- SPENGLER, E. (1952): Zur Frage des tektonischen Zusammenhanges zwischen Dachstein und Tennengebirge. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1952**, 1–21, Wien.
- SPENGLER, E. (1961): Bemerkungen zu der Arbeit: „Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen“ von A. TOLLMANN. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1961**, 176–179, Wien.
- SPENGLER, E. & PIA, J. (1924): Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. – *Sammlung geol. Führer*, **26**, X+152 S., Berlin.
- SPÖTL, CH. (1987): Eine klastisch-evaporitische Oberperm-Entwicklung im Hallstätter Salzberg (Salzkammergut, Österreich). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **80**, 115–142, Wien.
- SPÖTL, CH. (1988a): Schwefelisotopendatierungen und fazielle Entwicklung permoskythischer Anhydrite in den Salzbergbauen von Dürrenberg/Hallein und Hallstatt (Österreich). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **34/35**, 209–229, Wien.
- SPÖTL, CH. (1988b): Sedimentologisch-fazielle Analyse tektonisierter Evaporitserien – Eine Fallstudie am Beispiel des Alpenen Haselgebirges (Permoskyth, Nördliche Kalkalpen). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **15**, 59–69, Innsbruck.
- SPÖTL, CH. & HASENHÜTTL, CH. (1998): Thermal history of the evaporitic Haselgebirge melange in the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Geol. Rundsch.*, **87**, 449–460, Stuttgart.

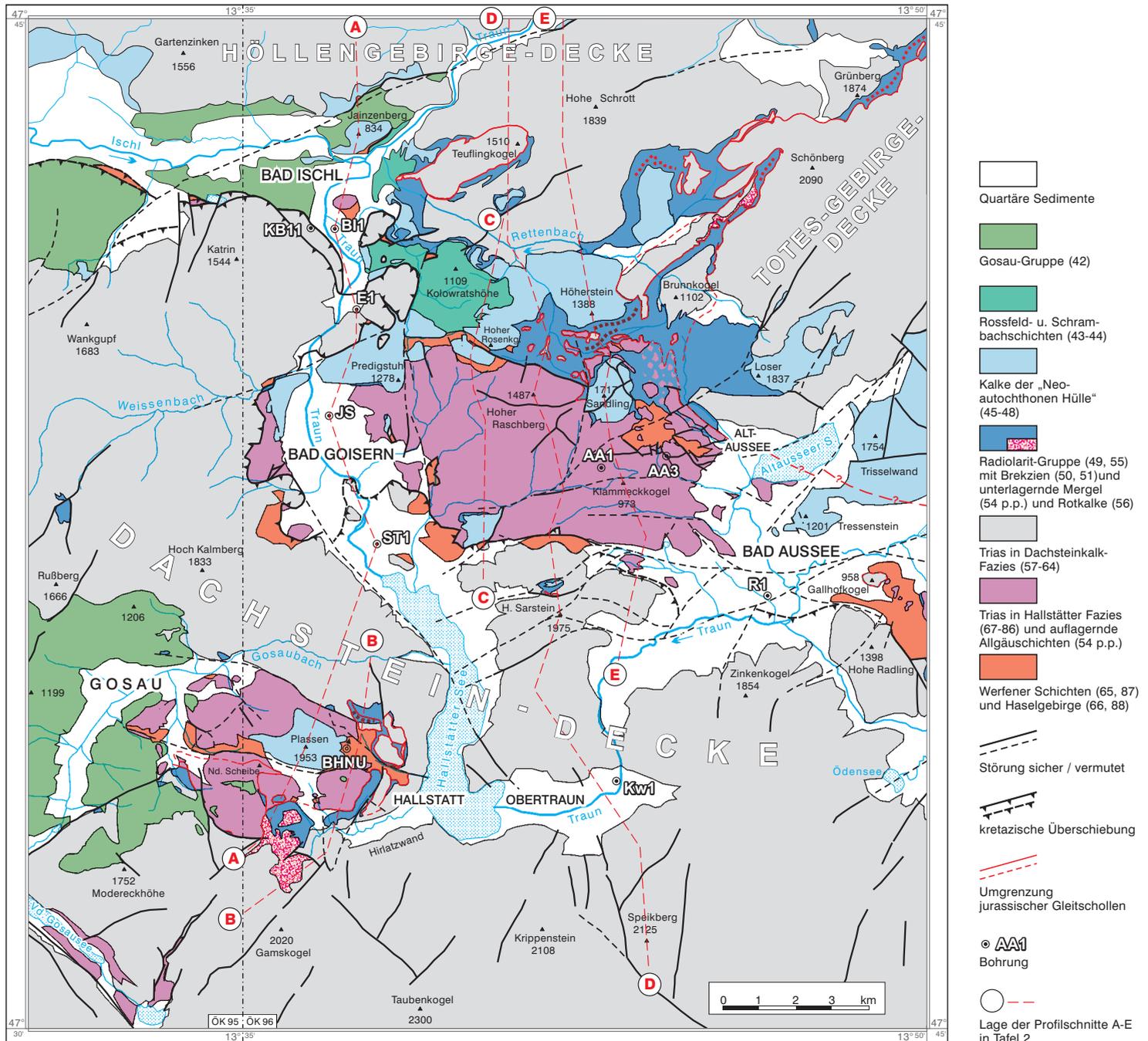
- SPÖTL, CH. & PAK, E. (1996): A Strontium and sulfur isotopic study of Permo-Triassic evaporites in the Northern Calcareous Alps, Austria. – *Chemical Geology*, **131**, 219–234, Amsterdam.
- SPÖTL, CH., LONGSTAFFE, F.J., RAMSEYER, K., KUNK, M.J. & WIESHEU, R. (1998): Fluid-rock reactions in an evaporitic mélange, Permian Haselgebirge, Austrian Alps. – *Sedimentology*, **45**, 1019–1044, Oxford.
- SPÖTL, CH., LONGSTAFFE, F.J., RAMSEYER, K. & RÜDIGER, B. (1999): Authigenic albite in carbonate rocks – a tracer for deep-burial brine migration? – *Sedimentology*, **46**, 649–666, Oxford.
- STADLER, F. (1986): Das ehemalige Salzbergwerk am Michel-Hallbach. Ein Beitrag zur Ausseer Salinengeschichte. – *Da schau her*, **7/4**, 11–14, Liezen.
- STADLER, F. (1989): Die Torfwirtschaft beim Ödensee. – *Da schau her*, **10/3**, 15–18, Liezen.
- STAN-LOTTER, H. (2003): Lebensfähige Halobakterien aus alpinem Steinsalz – und im Welt- raum? – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I.: Beiträge zur Geologie des Salz- kammerguts. – *Gmundner Geo-Studien*, **2**, 45–52, Gmunden.
- STAN-LOTTER, H., PFAFFENHUEMER, M., LEGAT, A., BUSSE, H.J., RADAX, C. & GRUBER, C. (2002): *Halococcus dombrowskii* sp. nov., an Archaeal isolate from a Permo-Triassic Alpine salt deposit. – *Int. Journal System. Evol. Microbiol.*, **52**, 1807–1814, Reading.
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). – *Facies*, **4**, 215–348, Erlangen.
- STEINER, G.M. (1992): Österreichischer Moorschutzkatalog. – Grüne Reihe des Bundes- ministeriums f. Umwelt, Jugend und Familie, 509 S., Graz.
- STEINER, G.M. (2001): Österreichische Moordatenbank. – Department für Vegetation, Öko- logie und Naturschutz, Univ. Wien.
- STEINER, G.M. (2005): Aktiv für Moore – Das Moorsanierungsprojekt ÖBf-WWF-Uni Wien. – In : Moore von Sibirien bis Feuerland. – *Stapfia*, **85**, zugleich Kataloge der OÖ Lan- desmuseen, Neue Serie, **35/2005**, 609–626, Linz.
- STEINHAUSER, P., SEIBERL, W., MEURERS, B., ARIC, K., RUESS, D., HÖSCH, K. & LENHARDT, W. (1982): Montangeophysikalische Untersuchung im Raum Aussee. – *Geophys. Forsch. Ber.*, **7**, (Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-019/80), 89 S., Wien.
- STEINHAUSER, P., MEURERS, B., ARIC, K. & SEIBERL, W. (1985a): Integrierte gravimetrische und seismische Untersuchung eines alpinen Evaporitvorkommens. – In: Tagungsbericht über das 3. Internationale Alpengravimetrie-Kolloquium Leoben 1983. – *Publ. Zentral- anst. Meteorol. Geodyn.*, **298** (Berichte über den Tiefbau der Ostalpen **12**), 53–59, Wien.
- STEINHAUSER, P., MEURERS, B., ARIC, K., GRANSER, H., HÖSCH, K., KLINGER, G. & LENHARDT, W. (1985b): Geophysikalische Detailuntersuchung der Schwereanomalie von Bad Aus- see. – *Geophys. Forsch. Ber.*, **18** (Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St- A-019f/83), 31 S., Wien.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg*, **209**, 1–19, Frank- furt a. M.
- STOLICZKA, F. (1861): Über die Gastropoden und Acephalen der Hierlatzschichten. – *Sitz- ber. Akad. Wiss. Wien, math.-natwiss. Cl.*, **43**, 157–204, Wien.
- STUR, D. (1871): *Geologie der Steiermark*. – 654 S., Graz.
- STÜWE, K. & SCHUSTER, R. (2010): Initiation of subduction in the Alps: Continent or ocean? – *Geology*, **38/2**, 175–178, Boulder.
- SUCESS, E. (1852a): Über die Brachiopoden der nordöstlichen Alpen. – *Jb. Geol. R.-A.*, **3/2**, 171, Wien.
- SUCESS, E. (1852b): Ueber die Spiriferen des alpinen Lias. – *Jb. Geol. R.-A.*, **3/4**, 139, Wien.
- SUCESS, E. (1888): *Das Antlitz der Erde*. – 2. Band., 131 S., Prag – Leipzig.

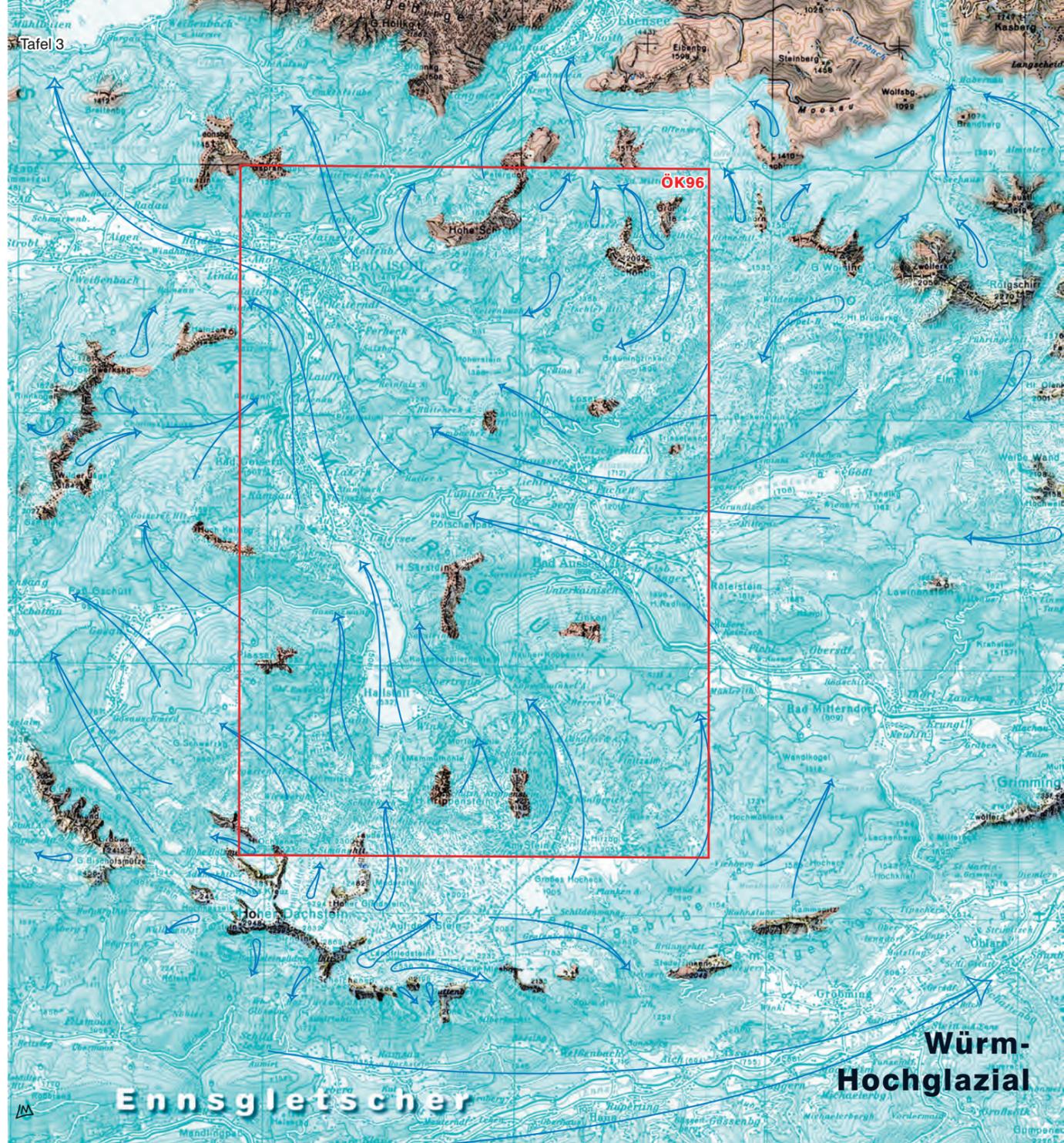
- SUMMESBERGER, H. & KENNEDY, W.J. (1996): Turonian Ammonites from the Gosau Group (Upper Cretaceous; Northern Calcareous Alps; Austria) with a revision of *Barroisiceras haberfellneri* (HAUER, F., 1866). – Beitr. Paläontologie Österreichs, **21**, 105–177, Wien.
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2003): Biostratigraphie und Taxonomie der Radiolarien aus den Kieselsedimenten der Blaa Alm und nördlich des Loser (Nördliche Kalkalpen, Callovium-Oxfordium). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **46**, 137–228, Wien.
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2006): Jurassic radiolarians from a borehole reaching the northern base of the Hallstatt salt mine (Northern Calcareous Alps, Austria) – new date to reconstruct the timing of the emplacement of the Alpine Haselgebirge. – PANGEO Austria 2006, 330–331, Innsbruck.
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2009): Jurassic radiolarians from cherty limestones below the Hallstatt salt mine (Northern Calcareous Alps, Austria). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **251/2**, 155–197, Stuttgart.
- SUZUKI, H., WEGERER, E. & GAWLICK, H.-J. (2001): Zur Radiolarienstratigraphie im unteren Callovium in den Nördlichen Kalkalpen – das Klauskogelbachprofil westlich von Hallstatt. – Zbl. Geol. Paläont., **2000/1–2**, 167–184, Stuttgart.
- SWEET, W.C., MOSHER, L.C., CLARK, D.L., COLLINSON, J.W. & HASENMUELLER, W.A. (1971): Conodont biostratigraphy of the Triassic. – Geol. Soc. Amer. Mem., **127**, 441–465, Boulder.
- SZABÓ, J. (2008): Gastropods of the Early Jurassic Hierlatz Limestone Formation; part 1: a revision of type collections from Austrian and Hungarian localities. – Fragmenta Palaeontologica Hungarica, **26**, 1–108, Budapest.
- SZENTE, I. (1996): Bivalve assemblages from the Austrian and Hungarian Hierlatzkalk (Lower Jurassic): a comparison. – In: DUDICH, E. & LOBITZER, H. (Eds.): Advances in Austrian – Hungarian Joint Geological Research. – Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary, **189**, 137–145, Budapest.
- TATZREITER, F. (1987): Bericht 1986 über paläontologische Untersuchungen in den Schreyeralm-Kalken der Typokalität auf Blatt 96 Bad Ischl. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 294–295, Wien.
- TATZREITER, F. (1988): Bericht 1987 über weiterführende paläontologische Untersuchungen in den Schreyeralm-Kalken der Typokalität auf Blatt 96 Bad Ischl. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 495, Wien.
- TATZREITER, F. (2003): Bericht 2000 über paläontologische Untersuchungen in den Schreyeralm-Kalken der Typuslokalität auf Blatt 96 Bad Ischl. – Jb. Geol. B.-A., **143/3**, 509–510, Wien.
- TAUSCH, L. V. (1892): Über die Bivalvengattung *Conchodus* und *Conchodus Schwageri* n.f. aus der obersten Trias der Nordalpen. – Abh. Geol. R.-A., **17**, 1–8, Wien.
- TICHY, G. (1974): Beiträge zur Palökologie und Stratigraphie der triassischen Megalodonten (Bivalven). – Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **2**, 177–182, Wien.
- TOLLMANN, A. (1960): Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. – Jb. Geol. B.-A., **103**, 37–131, Wien.
- TOLLMANN, A. (1976a): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II: Analyse des klassischen Nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – XV+580 S., Wien.
- TOLLMANN, A. (1976b): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil III: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Orogene Stellung und regionale Tektonik. – IX+457 S., Wien.
- TOLLMANN, A. (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. – Mitt. österr. geol. Ges., **74/75**, 167–195, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Bd. II: Außerzentralalpiner Anteil. – XIII+710 S., Wien.

- TOLLMANN, A. (1987): Late Jurassic/Neocomian Gravitational Tectonics in the Northern Calcareous Alps in Austria. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Ed.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 112–125, Wien.
- TOLLMANN, A. & KRISTAN-TOLLMANN, E. (1970): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen im Westabschnitt der Hallstätter Zone in den Ostalpen. – *Geologica et Palaeontologica*, **4**, 87–145, Marburg.
- TOZER, E.T. (1967): A Standard for Triassic Time. – *Canada Geol. Survey Bull.*, **146**, 103 p., Ottawa.
- TOZER, E.T. (1974): Definitions and Limits of Triassic Stages and Substages: Suggestions Prompted by Comparison Between North America and the Alpine-Mediterranean Region. – In: ZAPFE, H.: *Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias*. – Schriftenreihe Erdwiss. Kommiss. Österr. Akad. Wiss., **2**, 195–206, Wien – New York.
- TRAUTH, F. (1937): Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **29**, 473–573, Wien.
- TRIMBORN, P. (2001): Umweltisotopen (^2H , ^3H , ^{18}O). – In: SCHEIDLEDER, A., BOROVICZENY, F., GRAF, W., HOFMANN, TH., MANDL, G.W., SCHUBERT, G., STICHLER, W., TRIMBORN, P. & KRALIK, M.: *Pilotprojekt „Karstwasser Dachstein“*. Bd. 2: *Karsthydrologie und Kontaminationsrisiko von Quellen*. – *Arch. f. Lagerst. forsch.*, **21**, 86–100, Geol. B.-A., Wien.
- UHLIG, V. (1888): Ueber neocene Fossilien vom Gardenazza in Südtirol, nebst einem Anhang über das Neocom von Ischl. – *Jb. Geol. R.-A.*, **37**, 69–108, Wien.
- URSTÖGER, H.J. (Hrsg.) (2008a): *Welterbe-Rundweg*. – 78 S., Hallstatt.
- URSTÖGER, H.J. (2008b): Jetzt ist Hallstattzeit. In: SANDGRUBER, R. (Hrsg.): *Salzkammergut – ÖÖ Landesausstellung 2008*, 225–231, Linz.
- VALTINGOJER, G. (1990): Die Massenbewegung Zwerchwand – Stambach: ihre Auswirkungen und Sanierbarkeit. – Unpubl. Diplomarbeit Univ. Innsbruck, VI+106 S., Innsbruck.
- VAN DEN HAM, G. (2006): Numerical simulation and engineering-geological assessment of a creeping slope in the Alps. – Diss. Univ. Karlsruhe, 100 S., Karlsruhe.
- VARNES, D.J. (1978): Slope movement types and processes. – In: SCHUSTER, R. & KRIZEK R.J. (Eds.): *Landslides, analysis and control*. – Transportation Research Board, Sp. Rep. No. **176**, Nat. Acad. of Sciences, 11–33, Washington DC.
- VECER, B. (1977): Vorbericht über die geoelektrischen Messungen auf den Hangrutschungen im Gebiet von Hallstatt im Juni 1977. – Unpubl. Bericht, Bibl. Geol. B.-A. wiss. Archiv, 4 S., Wien.
- VECER, B. (1978): Bericht über die im Jahre 1977 durchgeführten geoelektrischen Sondierungen auf Hangrutschungen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1978/1**, A167–A169, Wien.
- VECER, B. (1979): Bericht 1978 über die geoelektrischen Messungen im Rahmen des Internationalen Geodynamischen Projektes. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1979/1**, A180–A183, Wien.
- VECSEI, A. (1986): Sedimentation und Tektonik im Jura der Osterhorngruppe (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *Dipl. Arb. Univ. Tübingen*, 1–90, Tübingen.
- VECSEI, A., FRISCH, W., PIRZER, M. & WETZEL, A. (1989): Origin and Tectonic Significance of Radiolarian Chert in the Austroalpine Rifted Continental Margin. – In: HEIN, J. & OB-RADOVIC, J. (Eds.): *Siliceous Deposits of the Tethys and Pacific Regions*, 65–80, Berlin – Heidelberg – New York.
- VÉGH-NEUBRANDT, E. (1982): Triassische Megalodontaceae. Entwicklung, Stratigraphie und Paläontologie. – 526 S., Budapest.
- VOZÁROVÁ, A., VOZÁR, J. & MAYR, M. (1999): High-pressure metamorphism of basalts in the evaporite sequence of the Haselgebirge: An evidence from Bad Ischl (Austria). – *Abh. Geol. B.-A.*, **56/1**, 325–330, Wien.

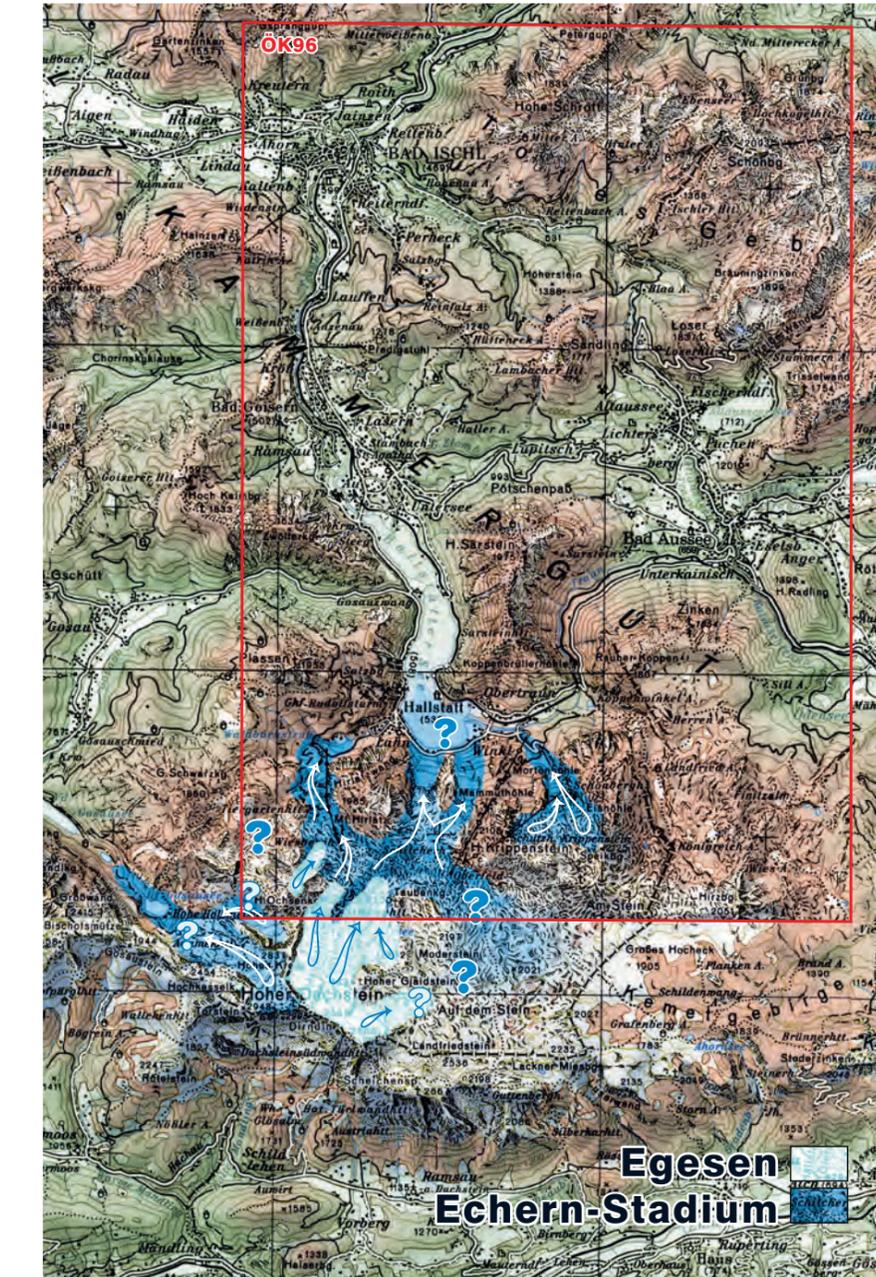
- WAAGEN, L. (1924): Zur Stratigraphie und Tektonik des Toten Gebirges. – Verh. Geol. B.-A., **1924/2–3**, 51–71, Wien.
- WAGNER, L.R. (1996): Stratigraphy and hydrocarbons in the Upper Austrian Molasse Foredeep (active margin). – In: WESSELY, G. & LIEBL, W. (Eds.): Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe. – EAGE Special Publication, **5**, 217–235, London.
- WAGREICH, M. (1998): Lithostratigraphie, Fazies und Sequenzstratigraphie der Gosau Gruppe von Bad Ischl und Strobl am Wolfgangsee (Oberturon-Maastricht, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **141**, 209–234, Wien.
- WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994): Paleogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **110**, 235–254, Amsterdam.
- WEGERER, E., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (1999): Stratigraphische Einstufung von Radiolarienfaunen aus Kieselsteinen im Bereich der Hallstätter Zone westlich von Hallstatt (Callovium-Oxfordium, Nördliche Kalkalpen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **42**, 93–108, Wien.
- WEGERER, E., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2001): Zur stratigraphischen Einstufung von Kieselsteinen im Bereich des Sandling (Nördliche Kalkalpen, Callovium-Oxfordium). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **45**, 67–87, Wien.
- WEGERER, E., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2003): Zur stratigraphischen Einstufung von Kieselsteinen südöstlich des Plassen (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **143/2**, 323–335, Wien.
- WEIDINGER, J.T. & VORTISCH, W. (2005): Massenbewegungen im System Hart-auf-Weich zwischen Traunstein und Dachstein (OÖ, STMK) und ihre anthropogene Beeinflussung. – Gmundner Geo-Studien, **3**, 75–94, Gmunden.
- WEIGERT, U. (1971): Zur Geologie der Hallstätter Zone östlich Bad Goisern (Oberösterreich). – Unpubl. Diss., Geol. Inst. Universität Wien, 146 S., Wien.
- WEINGARTNER, H. (Hrsg.) (2006): Lehrpfad Hallstätter Gletscher – Ein Begleiter durch die Gebirgslandschaft am Dachstein. – 123 S., Linz – Salzburg.
- WESSELY, G. & ZIMMER, W. (1993): Alpine Kohlenwasserstoffexploration in Österreich. – Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geologen. u. -Ing., **60/1993**, 33–49, Zürich.
- WIMMER, H. (1982): Die Sanierung des Wassereintruchs im Salzbergwerk Altaussee. – Berg- und hüttenmänn. Mh., **127**, 399–405, Wien.
- WIROBAL, K. (1992): Hallstätter Gletschergarten. – 24 S., Hallstatt.
- WIROBAL, K. (1994): Das Klima von Hallstatt. Besonderheiten – Wetterregeln – Klimageschichte – Naturereignisse. – 76 S., Hallstatt.
- WIROBAL, K. (2006): Hallstatt-Welterbe der UNESCO. Romantisches Echerntal. Sehenswürdigkeiten/Informationen. – 42 S., Hallstatt.
- XIANG, W. (1997): Der Einfluß der Kationenbelegung auf die bodenmechanischen und rheologischen Eigenschaften von Tonen am Beispiel einer ostalpinen Großhangbewegung. – Schr. Angew. Geol. Karlsruhe, **48**, XVII+190 S., Karlsruhe.
- ZAILER, V. (1910): Die Entstehungsgeschichte der Moore im Flußgebiet der Enns. – Zt. f. Moorkultur und Torfverwertung, **8**, 1–83, 105–154, 171–203, Wien.
- ZANKL, H. (1967): Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. – Geol. Rundschau (Int. J. Earth Sc.), **56**, 128–139, Stuttgart.
- ZAPPE, H. (1957): Dachsteinkalk und „Dachsteinmuschel“. – Natur und Volk, **87**, 87–94, Frankfurt a. M.
- ZAPPE, H. (1964): Zur Kenntnis der Megalodontiden des Dachsteinkalkes im Dachsteingebiet und Tennengebirge. – Ann. Naturhist. Museum Wien, **67**, 253–286, Wien.

- ZAPFE, H. (1967): Die Fauna der Zlambach-Mergel der Fischerwiese bei Aussee, Steiermark. – Ann. Naturhist. Museum Wien, **71**, 413–480, Wien.
- ZIRKL, E. (1957): Der Melaphyr von Hallstatt. – Jb. Geol. B.-A., **100**, 139–178, Wien.
- ZITTEL, K. (1868): Paläontologische Notizen über Lias-, Jura- und Kreideschichten aus den baierischen und österreichischen Alpen. – Jb. Geol. R.-A., **1868**, 599–610, Wien.
- ZÖTL, J. (1961): Die Hydrographie des nordöstlichen Karstes. – Steir. Beitr. Hydrogeol., **1960/61/2**, 183 S., Institut für Mineralogie und Technische Geologie, Graz.
- ZÖTL, J. & MAURIN, V. (1964): Karsthydrologische Untersuchungen im Toten Gebirge. – Österreichische Wasserwirtschaft, **16**, 112–123, Wien.
- ZYCH, D. (1985): Messungen der erdmagnetischen Vertikalintensität und Suszeptibilitätsuntersuchungen durch die ÖMV-AG als Beitrag zur Kohlenwasserstoffexploration in Österreich. – Arb. Zentralanst. Meteor. Geodyn., **65**, 14 S., Wien.
- ZYCH, D. (1988): 30 Jahre Gravimetermessungen der OMV Aktiengesellschaft in Österreich und ihre geologisch-geophysikalische Interpretation. – Arch. f. Lagerst. forsch., **9**, 155–175, Geol. B.-A., Wien.
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2006a): Schwerekarte (Isanomalien der Bouguerschwere), Molassezone Salzburg–Oberösterreich. – Geologische Themenkarten der Republik Österreich 1:200.000, Geol. B.-A., Wien
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2006b): Schwerekarte. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg–Oberösterreich, 8–14, Geol. B.-A., Wien.

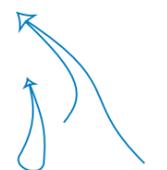




Der Traungletscher im Hochwürm und Spätglazial



Fließrichtung
des Eisstromes



Karraum



Eisbedeckung
gesichert/vermutet
Jahresangaben in ¹⁴C-Alter kalibriert

Egesen (Taubenkar Stadium)
~ 12.000-11.500 Jahre vor Heute

Echern Stadium
~ 16.000-15.000 Jahre vor Heute

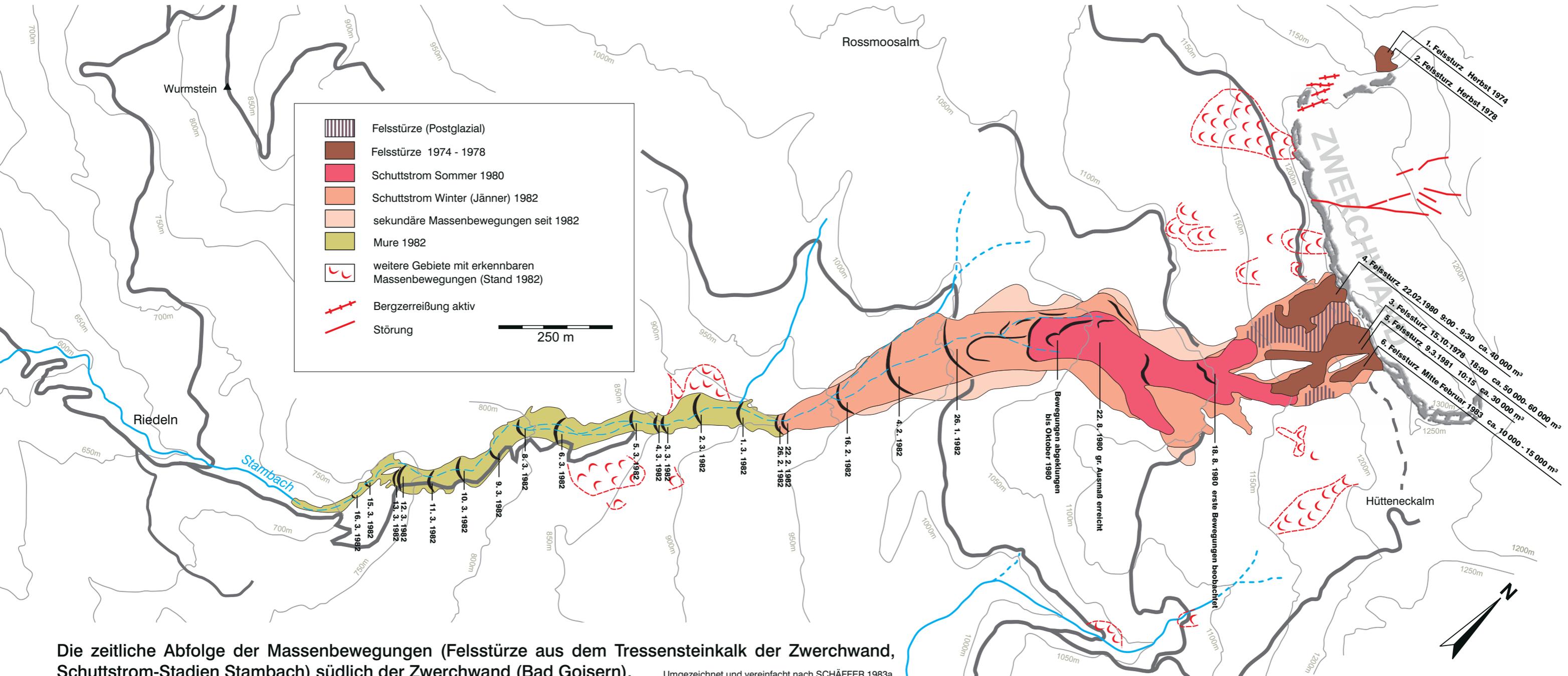
Gschnitz (Goiserer Stadium)
~ 16.000 Jahre vor Heute

Steinach (Jochwand Stadium)
~ 19.000-18.000 Jahre vor Heute

Würm-Hochglazial
~ 24.000-19.000 Jahre vor Heute



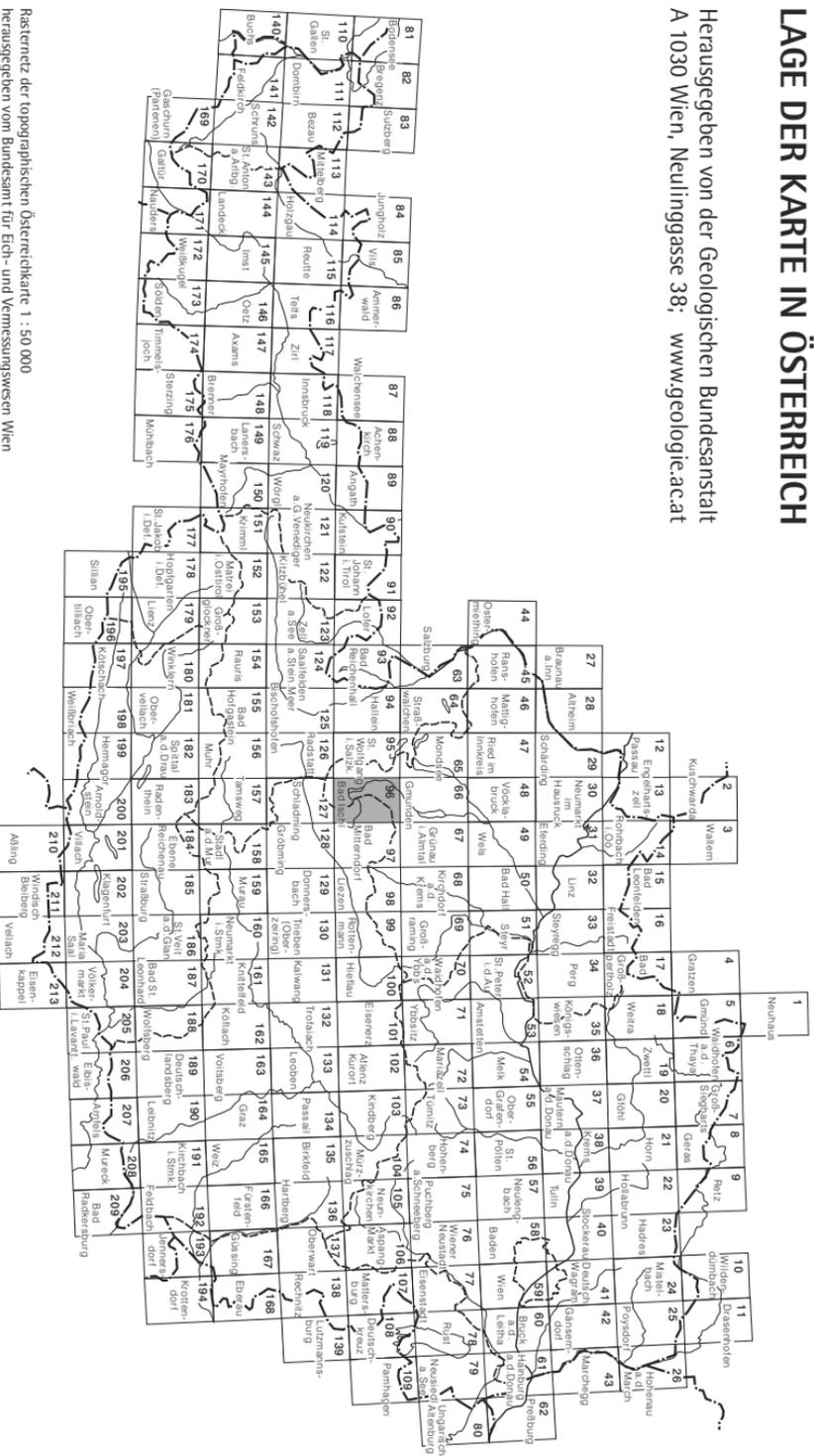
Topographie: © BEV 2011,
vervielfältigt mit Genehmigung des BEV –
Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen
in Wien, T2011/80300.



Die zeitliche Abfolge der Massenbewegungen (Felsstürze aus dem Tressensteinkalk der Zwerchwand, Schuttstrom-Stadien Stambach) südlich der Zwerchwand (Bad Goisern). Umgezeichnet und vereinfacht nach SCHÄFFER 1983a.

LAGE DER KARTE IN ÖSTERREICH

Herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt
A 1030 Wien, Neulinggasse 38; www.geologic.ac.at



Rasternetz der topographischen Österreichkarte 1 : 50 000
herausgegeben vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen Wien