

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50 000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

65 MONDSEE

Von DIRK VAN HUSEN & HANS EGGER

Mit Beiträgen von

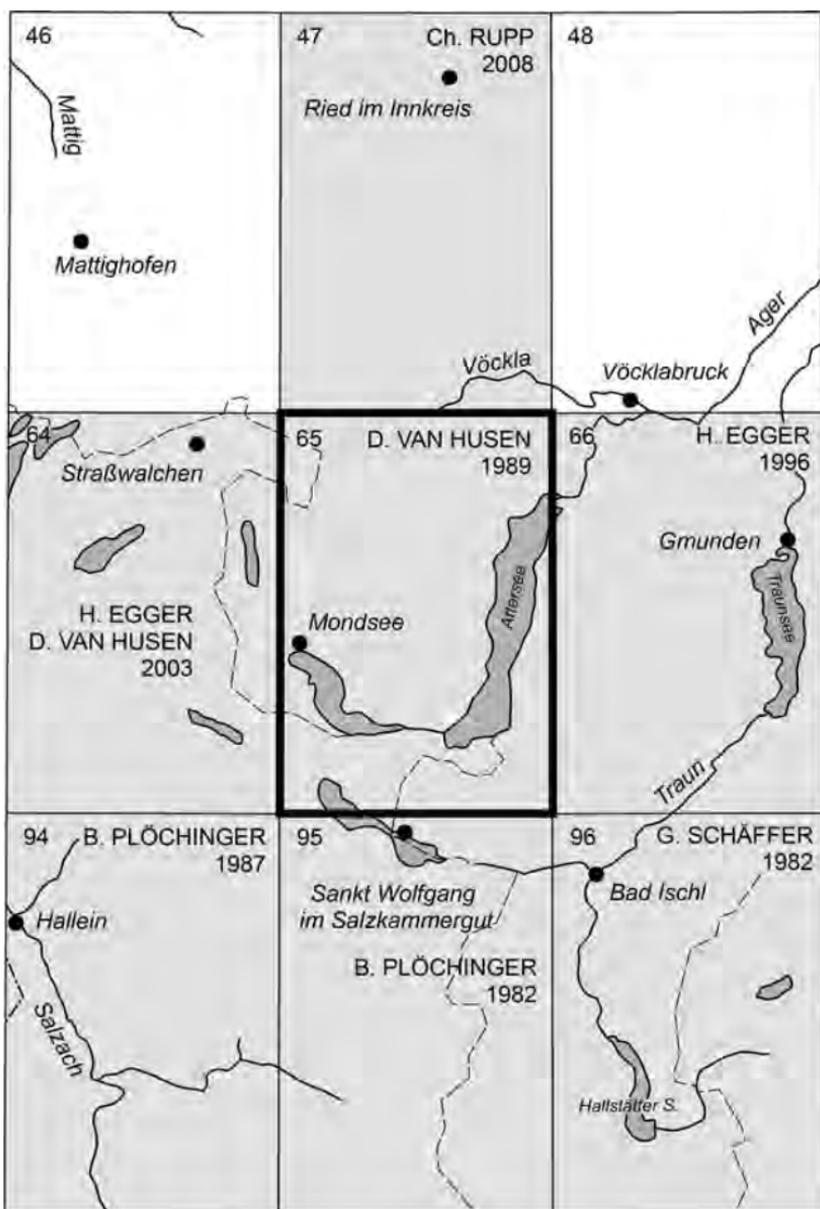
ANDREAS AHL, RAINER BRAUNSTINGL, ILSE DRAXLER, MARIA HEINRICH,
THOMAS HOFMANN, LENKA HRADECKÁ, HARALD LOBITZER,
BEATRIX MOSHAMMER, RUDOLF PAVUZA, † BENNO PLÖCHINGER,
CHRISTIAN RUPP, ALBERT SCHEDL, GERHARD SCHUBERT, MILOŠ SIBLÍK,
PETER SLAPANSKY, HANNS SPERL, LILIAN ŠVÁBENICKÁ,
MARCELA SVOBODOVÁ & ISTVÁN SZENTE

30 Abbildungen, 4 Tabellen, 5 Fototafeln, 2 Falttafeln



Wien 2014

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



Blatt 65 Mondsee
und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (Ende 2014)

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50 000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

65 MONDSEE

Von DIRK VAN HUSEN & HANS EGGER

Mit Beiträgen von

ANDREAS AHL, RAINER BRAUNSTINGL, ILSE DRAXLER, MARIA HEINRICH,
THOMAS HOFMANN, LENKA HRADECKÁ, HARALD LOBITZER,
BEATRIX MOSHAMMER, RUDOLF PAVUZA, † BENNO PLÖCHINGER,
CHRISTIAN RUPP, ALBERT SCHEDL, GERHARD SCHUBERT, MILOŠ SIBLÍK,
PETER SLAPANSKY, HANNS SPERL, LILIAN ŠVÁBENICKÁ,
MARCELA SVOBODOVÁ & ISTVÁN SZENTE

30 Abbildungen, 4 Tabellen, 5 Fototafeln, 2 Falttafeln



Wien 2014

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

Anschriften der Verfasserinnen und Verfasser

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

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

DR. RAINER BRAUNSTINGL
Landesgeologischer Dienst
A 5020 Salzburg, Michael-Pacher-Straße 36
rainer.braunstingl@salzburg.gv.at

DR. LENKA HRADECKÁ, DR. LILIAN ŠVÁBENICKÁ
Czech Geological Survey, Klárov 3/131, CZ 11821 Praha 1
lenka.hradecka@geology.cz, lilian.svabenicka@geology.cz

AO. UNIV.-PROF. DR. DIRK VAN HUSEN
A 4813 Altmünster, Simetstraße 18
dirk.van-husen@aon.at

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

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

DR. MILOŠ SIBLÍK, DR. MARCELA SVOBODOVÁ
Institute of Geology, v.v.i., Academy of Sciences of the Czech Republic
Rožnovová 269, CZ 16502 Praha 6
siblik@gli.cas.cz, msvobodova@gli.cas.cz

DR. HANNS SPERL
RAG Rohöl-Aufsuchungs Aktiengesellschaft
A-1015 Wien, Schwarzenbergplatz 16
hanns.sperl@rag-austria.at

DR. ISTVÁN SZENTE
Eötvös Loránd University, Palaeontological Collection
Pázmány Péter sétány 1/C, H 1117 Budapest
szente@ludens.elte.hu

© Topografie: BEV 2014, vervielfältigt mit Genehmigung des BEV –
Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, T2014/110060.

Alle Rechte vorbehalten
ISBN-13: 978-3-85316-077-0
Redaktion: Dirk van Husen & Hans Egger
Technische Redaktion: Christoph Janda
Lektorat: Christian Cermak & Lorenz Dobramysl
Satz: Jarmila Böhm
Druck: „agensketter!“ Druckerei GmbH, A 3001 Mauerbach

Inhalt

Vorwort.....	4
1. Geografischer Überblick (H. EGGER & D. VAN HUSEN)	5
2. Geologischer Überblick (H. EGGER & D. VAN HUSEN).....	8
3. Erforschungsgeschichte (H. EGGER, H. LOBITZER & D. VAN HUSEN)	11
4. Geologischer Bau.....	14
4.1. Nördliche Kalkalpen und Flyschzone (H. EGGER).....	14
4.2. Die Vorlandmolasse und ihr Untergrund (CH. RUPP).....	17
5. Geologische Entwicklungsgeschichte	19
5.1. Ablagerungsräume und Sedimenttypen vom Perm bis ins Neogen (H. EGGER & H. LOBITZER).....	19
5.2. Landschaftsgestaltung und eiszeitliche Sedimente des Quartärs (D. VAN HUSEN).....	20
6. Erläuterungen zur Kartenlegende.....	26
6.1. Nördliche Kalkalpen (H. LOBITZER, B. PLÖCHINGER, M. SIBLIK, I. SZENTE, L. HRADECKÁ, L. ŠVÁBENICKÁ & M. SVOBODOVÁ)	26
6.2. Rhenodanubischer Flysch (H. EGGER & R. BRAUNSTINGL)	43
6.3. Ultrahelvetikum (H. EGGER)	49
6.4. Quartär (D. VAN HUSEN & H. SPERL)	51
6.4.1. Günz	51
6.4.2. Mindel	53
6.4.3. Riß	55
6.4.4. Würm	59
7. Seismotektonik/Erdbeben.....	79
8. Geophysikalische Untersuchungen (A. AHL & P. SLAPANSKY).....	80
8.1. Aeromagnetik	80
8.2. Gravimetrie	83
8.3. Bodengeophysik, angewandte Geophysik.....	89
9. Hydrogeologie (G. SCHUBERT)	90
9.1. Zu den Grundwässern in den mächtigen quartären Sedimenten.....	90
9.2. Zur Grundwasserführung im Bereich der Flyschzone	92
9.3. Zum unterirdischen Wasser im Bereich der Nördlichen Kalkalpen	93
9.4. Zu den Wasserentnahmen auf Blatt 65 Mondsee	94
10. Mineralische Rohstoffe (M. HEINRICH, B. MOSHAMMER & A. SCHEDL)	98
10.1. Erz, Kohle	98
10.2. Steine, Erden, Industriemineralien.....	98
10.3. Lockergesteine	98
10.3.1. Kies und Sand	98
10.3.2. Ton.....	99
10.4. Festgesteine	100
10.4.1. Karbonatrohstoffe.....	100
10.4.2. Sandsteine.....	101
11. Höhlen, Moore und Naturdenkmale	102
11.1. Höhlen (R. PAVUZA).....	102
11.2. Moore (I. DRAXLER)	102
11.3. Geologische Naturdenkmale (TH. HOFMANN)	110
12. Tiefbohrungen der Rohöl-Aufsuchungs AG (H. SPERL).....	112
Literatur	120
Fototafeln	135

Vorwort

Im Zuge der Neuaufnahme der Kartenblätter des Salzkammergutes wurde im Jahr 1982 von DIRK VAN HUSEN die Koordination der Aufnahme der Kartenblätter Straßwalchen und Mondsee übernommen. Nach der Fertigstellung des Blattes Mondsee (1989) kam es aber durch unvorhergesehene universitäre Verpflichtungen zu starken Verzögerungen der Arbeiten. Durch die Initiative von HANS EGGER konnte dann das Kartenblatt Straßwalchen (2003) und die dazugehörigen Erläuterungen (2009) fertiggestellt werden.

Im Sinne der Bestrebungen der Geologischen Bundesanstalt einerseits neue Karten nur noch gemeinsam mit den Erläuterungen erscheinen zu lassen, andererseits auch fehlende Erläuterungen zu älteren Blättern nachzuliefern, wurden die vorliegenden Erläuterungen nach 25 Jahren fertiggestellt.

Leider ist BENNO PLÖCHINGER mittlerweile verstorben, sodass er seine schon verfassten und bis zum Jahr 2003 evident gehaltenen Erläuterungen zum kalkalpinen Teil des Kartenblattes nicht mehr redigieren und auf den heutigen Wissensstand bringen konnte. HARALD LOBITZER hat die Adaption des Textes von BENNO PLÖCHINGER unter größtmöglicher Beibehaltung des primären Textes durchgeführt. Ebenso wurden die tektonischen Verhältnisse in den Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone von HANS EGGER übernommen, da RAINER BRAUNSTINGL durch seine Tätigkeit als Landesgeologe von Salzburg dafür keine Zeit aufbringen konnte. Aus dem gleichen Grund wurden die Ergebnisse der Dissertation von HANNES SPERL (Rohöl-Aufsuchungs AG) von DIRK VAN HUSEN in die Kapitel über die quartären Erscheinungen eingearbeitet.

Für die Publikationsgenehmigung der Bohrprofile der Kohlenwasserstoffbohrungen bedanken wir uns herzlich bei der Rohöl-Aufsuchungs AG. Erst diese Daten ermöglichten es CHRISTIAN RUPP, eine detaillierte Darstellung der auf dem Kartenblatt obertags nicht aufgeschlossenen Vorlandmolasse zu geben.

Bedanken möchten wir uns bei M. BRÜGGEMANN-LEDOLTER, LEONHARD SCHWARZ und auch bei allen namentlich nicht genannten Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern, besonders jenen der Abteilungen für Kartographie & Graphik und ADV & GIS, die zur Erstellung einerseits der Karte, andererseits der Erläuterungen ihren Anteil beigetragen haben.

DIRK VAN HUSEN & HANS EGGER
April 2014

1. Geografischer Überblick

(H. EGGER & D. VAN HUSEN)



Abb. 1.

Blick vom Schafberg nach Nordwesten auf die Hügel der Flyschzone um den Ort Mondsee (1) und die Zungenbecken des Mond- und Irrsees (2). Foto: H. EGGER.

Das Kartenblatt Mondsee hat Anteil an den Bundesländern Salzburg und Oberösterreich. Namensgebend ist der oberösterreichische Ort Mondsee, der am Ufer des gleichnamigen Gewässers liegt (Abb. 1). Neben dem 16,6 km² großen Mondsee und dem 46,2 km² großen Attersee befindet sich ganz im Süden des Kartenblattes auch noch der Nordwestteil des Wolfgangsees. Diese Seen füllen durch die Tiefenerosion pleistozäner Gletscher entstandene Becken und zeigen maximale Wassertiefen von 169 m (Attersee), 114 m (Wolfgangsee) und 68 m (Mondsee).

Die höchsten Erhebungen liegen im südlichen Viertel des Kartenblattes Mondsee, im Bereich der Nördlichen Kalkalpen, die sich südlich des Mondsees und des Attersees erstrecken (Abb. 2). Es sind dies der Schafberg (1.782 m), das Höllengebirge (1.559 m) und die Drachenwand (1.176 m). Mächtige Kalke und Dolomite treten oft wandbildend auf und stellen in ihrer geschlossenen aufragenden Front (Abb. 3) einen reizvollen morphologischen Gegensatz zu den nördlich anschließenden bewaldeten Rücken und Kuppen der Flyschzone dar, die nur selten Höhen von mehr als tausend Metern erreichen (z.B. Hochplettspitz, 1.134 m; Kulmspitze, 1.095 m). Der anstehende Fels tritt in der Flyschzone fast ausschließlich in den Erosionsrinnen zu Tage. Große Teile des Flyschgebietes sind von pleistozänen Ablagerungen, vor allem durch Grundmoräne von vier der sechs Zungen des Traungletschers bedeckt.

Geschlossen ist die quartäre Bedeckung in der nördlich der Flyschzone gelegenen Molassezone, die das nördliche Viertel des Kartenblattes Mondsee im Untergrund bildet. Dort werden Höhen um 500 m erreicht. Die Molassesedimente



Abb. 2.

Blick vom Zwölferhorn nach Nordosten auf den Schafberg (1) und das Höllengebirge (2) und die nördlich davon gelegenen Hügelzüge der Flyschzone mit Hochplettspitz (4) und Kulmspitze (5). Am Westufer des Wolfgangsees ist der Ort St. Gilgen (3) zu sehen. Foto: H. EGGER.



Abb. 3.

Die morphologisch markante Grenze zwischen den Nördlichen Kalkalpen (Wettersteinkalk des Höllengebirges) und der Flyschzone am Ostufer des Attersees. Blickrichtung SE. Foto: D. VAN HUSEN.

stehen obertags im betrachteten Gebiet an keiner Stelle an, sondern wurden nur im Zuge der Kohlenwasserstoffexploration unter den Moränen der Piedmontgletscherzungen erbohrt (Abb. 4). Landschaftsbestimmend sind die breiten älteren Endmoränenzüge bei Weißenkirchen, Schmidham und Piesdorf, die nur von den

tiefen Einschnitten der Vöckla und der Dürren Ager unterbrochen werden. Auffällige landschaftsprägende Elemente stellen auch die jüngsten Endmoränen innerhalb der Flyschzone um St. Georgen (Abb. 20), Oberwang und Haslau an der Vöckla neben den glazial stark übertieften Zungenbecken des Atter- und Mondsees dar.



Abb. 4.
Das Hügelland der Molassezone mit der Endmoräne (1) der mindelzeitlichen Piedmontgletscherschertunge des Atterseearmes des Traungletschers. Franckenmarkt (2), Vöcklamarkt (3) und Redl-Zipf (4). Der Hausruck (5) markiert die zentrale Molassezone. Flugaufnahme mit Blickrichtung NE. Foto: D. VAN HUSEN.

2. Geologischer Überblick

(H. EGGER & D. VAN HUSEN)

Der geologische Aufbau des Kartenblattes Mondsee wird von vier großtektonischen Einheiten bestimmt. Das sind die Nördlichen Kalkalpen, das Rhenodanubische Deckensystem, das Ultrahelvetische Deckensystem und die Molassezone.

Die Nördlichen Kalkalpen nehmen das südliche Viertel des Kartenblattes Mondsee ein. Sie werden dort fast zur Gänze von Gesteinen der Staufen-Höllengebirge-Decke des Tirolischen Deckensystems aufgebaut. Die Staufen-Höllengebirge-Decke ist durch das bedeutende dextrale Blattverschiebungssystem der Wolfgangsee-Störung in zwei Schollen zerlegt. Im äußersten Südwesten des Kartenblattes befindet sich noch ein kleiner Teil des Osterhorn-Tirolikum, während die Hauptmasse der Decke auf Blatt Mondsee zum Schafberg-Tirolikum gerechnet wird.

Das Bajuvarische Deckensystem tritt auf Blatt 65 Mondsee nur am äußersten Nordrand der Kalkalpen als ein dünner Streifen von Unterkreidgesteinen zu Tage (Abb. 5). Das Vorspringen des Tirolischen Deckensystems im Mittelabschnitt der Kalkalpen ist durch bedeutende, nach Nordosten gerichtete Bewegungen an einem miozänen sinistralen Blattverschiebungssystem (= Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Blattverschiebungssystem – ISAM, EGGER, 1997) bedingt. Der Versatz an dieser Störung, die auf Blatt Mondsee den Nordrand der Nördlichen Kalkalpen bildet, beträgt insgesamt etwa 45 km (EGGER & PERESSON, 1997). Die nach der Freilegung gut sichtbare mehr oder weniger horizontale Striung auf dem Harnisch an der Straße am Südufer des Mondsees (B 154) kann auf diese Bewegung zurückgeführt werden (siehe Kapitel 11.3., Abb. 30). Striung sowie Politur, ebenso wie der Gletscherschliff, sind heute durch die Korrosion fast gänzlich verschwunden. Das ISAM-Blattverschiebungssystem schneidet auch die Wolfgangsee-Störung ab und ist daher jünger als diese.



Abb. 5.

Am Westufer des Mondsees bei St. Lorenz (Kirche im Vordergrund) markieren der tirolische Wettersteinkalk der Drachenwand und ein schmaler waldbedeckter Streifen vorgelagerter Gesteine des Bajuvarikums den Verlauf der ISAM-Blattverschiebung am Kalkalpenrand. Blickrichtung SW. Foto: H. LOBITZER.

Im Norden der Nördlichen Kalkalpen liegt die Flyschzone, die flächenmäßig ungefähr die Hälfte des Kartenblattes einnimmt. Die Flyschzone besteht aus zwei großtektonischen Einheiten, nämlich dem Rhenodanubischen- und dem Ultrahelvetischen Deckensystem. Gesteine des Ultrahelvetischen Deckensystems sind auf Kartenblatt Mondsee an Schuppengrenzen und Blattverschiebungen innerhalb des Rhenodanubischen Deckensystems hochgeschürrt.

Das Rhenodanubische Deckensystem stammt aus dem Penninischen Becken, das ab dem Jura die Adriatische und die Eurasische Lithosphärenplatte trennte. Der Ablagerungsraum der Nördlichen Kalkalpen befand sich im Süden davon auf der Adriatischen Platte, das Ultrahelvetikum wurde im Norden des Penninischen Beckens auf dem Kontinentalhang der Eurasischen Platte abgelagert (Abb. 6). Im Eozän kollidierten die beiden Platten und der Südrand der Eurasischen Platte schob sich unter die Adriatische Platte. Durch diese Auflast bog sich die Eurasische Platte flexurartig nach unten und es entstand ein Vorlandbecken, in dem ab dem oberen Eozän der Abtragungsschutt des im Süden aufsteigenden Alpengebirges abgelagert wurde.

Diese Ablagerungen bauen heute die Molassezone auf. Wegen der vollständigen Bedeckung mit quartären Sedimenten sind sie auf Kartenblatt Mondsee obertags nicht aufgeschlossen, wurden aber in zahlreichen Explorationsbohrungen auf Kohlenwasserstoffe erkundet. Durch den Schutteintrag wurde das Becken allmählich aufgefüllt. Die jüngsten marinen Ablagerungen sind die untermiozänen Gesteine der Vöckla-Formation, welche von den fluviatilen Kobernaußerwald-Schottern überlagert werden. Die Molassesedimente unter den alpinen Decken sind stark verschuppt (Schuppenmolasse) und erreichten erst im Untermiozän im Verband mit den überlagernden Deckensystemen ihre rezente Position.

Nach Abschluss der Sedimentation im Molassebecken bildete sich letztendlich dann im Zuge der Tieferlegung der Gerinne das heutige Gewässernetz aus. Dabei entstand zunächst eine breite Talung am Nordrand der Flyschzone, die anfänglich recht schmal, nach Osten zu immer breiter werdend aus dem Raum Frankenmarkt bis zur Traun-Enns-Platte reichte, und durch verschiedene West-Ost verlaufende Rinnen charakterisiert ist. In diese mündeten auch die Gerinne aus dem Alpenkörper ein (RUPP et al., 2011: Tafel 6). Erst mit den ersten Gletschervorstößen bis

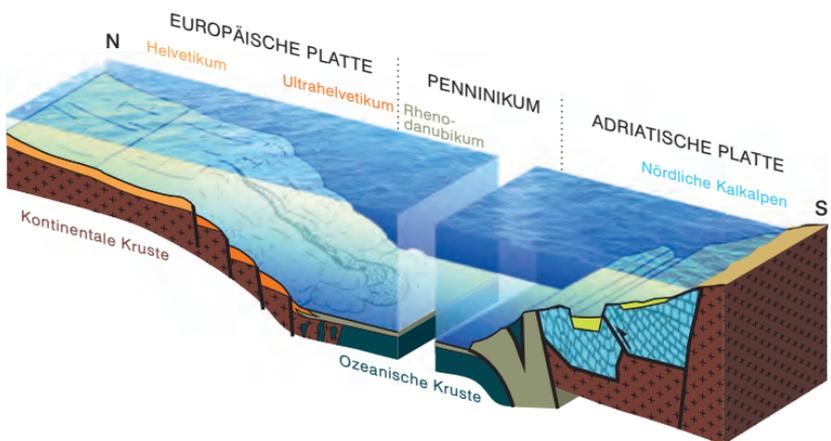


Abb. 6.
Paläogeografische Rekonstruktion der alpinen Ablagerungsräume in der späten Kreide.
Entwurf: H. EGGER.



Abb. 7.

Der Alpennordrand mit den Zungenbecken des Mond- (1) und Attersees (2). Im Süden die Nördlichen Kalkalpen mit dem Kamm Schober–Drachenwand (3), Höllengebirge (4) und Traunstein (5). Nördlich davon die Flyschzone mit Hochplettspitz (6) und Reiter Gupf (7). Im Vordergrund der Fuschlsee, im Hintergrund die Molassezone (Nebel) und die Böhmisches Masse. Flugaufnahme mit Blickrichtung Osten. Foto: D. VAN HUSEN.

zum Alpenrand bildeten sich dann die Süd–Nord verlaufenden Gerinne der Ager, Aurach und Traun, entlang derer auch die eiszeitlichen Terrassenkörper abgelagert wurden. Innerhalb der Alpen wurden durch die Gletscherzungen die Zungenbecken des Irr-, Mond-, Atter- und Traunsees geschaffen (Abb. 7).

Im Spätglazial (nach dem Abschmelzen der Gletscherzungen) und im Holozän entwickelten sich ausgedehnte Massenbewegungen (z.B. Hollerberg) und Murenherde (z.B. Ostufer des Attersees), die bis heute aktiv sind. Durch die Deltabildung der Fuschler- und Wangauer Ache am Mondsee sowie des Äußeren Weißenbaches am Attersee sind bereits beträchtliche Seeflächen in den Zungenbecken verlandet.

Die ältesten Besiedlungsspuren auf dem Kartenblatt stammen von der spätneolithischen Mondsee-Kultur (ca. 3800–3200 v. Chr.), deren Pfahlbauten an mehreren Stellen an den Ufern des Mondsees und des Attersees gefunden wurden.

3. Erforschungsgeschichte

(H. EGGER, H. LOBITZER & D. VAN HUSEN)

Kalkalpen: Erste erdwissenschaftliche Erwähnungen sind Beschreibungen des Schwarzensee-Marmors (BOHADSCH, 1782) und der Gosaukohle von St. Gilgen (LILL VON LILIENBACH, 1833) und ihrer Pflanzenfossilien (UNGER, 1867). Im Zusammenhang mit der Erforschung des inneren Salzkammergutes in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts ist auch der Schafberg Ziel von Untersuchungen (SIMONY, 1850; MOJIS- SOVICS, 1862, 1866, 1883). Besondere Aufmerksamkeit wurde aber den fossilreichen Schichten des Jura gewidmet (Suess, 1854; STOLICZKA, 1861; ZITTEL, 1873; DUNIKOWSKY, 1882; BOEHM, 1883; GEYER, 1893; ROTHPLETZ, 1886/1887; BITTNER, 1890, 1894; BÖSE, 1897). Eine Zusammenfassung und einen vorläufigen Abschluss dieser Periode bildete dann die Arbeit von SPENGLER (1911).

Die erste Gesamtdarstellung der Geologie des späteren Kartenblattes 65 Mondsee ist die „Geologische Spezialkarte Gmunden und Schafberg“ im Maßstab 1:75.000, die gemeinsam mit ausführlichen Erläuterungen erschienen ist (ABEL & GEYER, 1922; GEYER & ABEL, 1922). Darin findet sich auch eine detaillierte Darstellung der frühen Erforschungsgeschichte.

Die Stratigrafie der Nördlichen Kalkalpen ist bereits sehr differenziert beschrieben. Eine tektonische Gliederung wurde dagegen nicht durchgeführt, obwohl bereits HAUG (1906) das Gebiet erstmals im Sinne der Deckentheorie interpretierte. Vor allem die Vorkommen von diskordant älteren Formationen auflagerndem Plassenkalk in der Schafberg-Gruppe wurden von ihm als Teile einer höheren tektonischen Einheit angesehen, welche das Tirolikum überlagert. SPENGLER (1911) folgt zunächst dieser Meinung, sieht aber später (SPENGLER, 1956) den Plassenkalk in einem transgressiven sedimentären Verband mit dem Untergrund, während LEISCHNER (1960) sie wieder dem Juvavikum zuordnet und als Deckschollen interpretiert.

50 Jahre nach der Karte von ABEL & GEYER (1922) wurde eine Neukartierung des Südteils des Kartenblattes Mondsee im Maßstab 1:25.000 für die „Geologische Karte des Wolfgangseegebietes“ durchgeführt (PLÖCHINGER, 1972) und der geologische Bau in den Erläuterungen zu dieser Gebietskarte beschrieben (PLÖCHINGER, 1973). Wieder galt das Hauptinteresse den Nördlichen Kalkalpen und hier vor allem der von PLÖCHINGER (1964) erstmals beschriebenen Wolfgangsee-Störung, entlang welcher Schürflinge von rhenodanubischen und ultrahelvetischen Gesteinen auftreten.

PLÖCHINGER (1973) interpretiert die Wolfgangsee-Störung als Überschiebungslinie, an der das Tirolikum der Osterhorn-Gruppe nordostvergent auf das Tirolikum der Schafberg-Gruppe überschoben worden ist. Im Gegensatz dazu klassifizierten spätere gefügekundliche Untersuchungen (PERESSON, 1992; PERESSON & DECKER, 1997) die Wolfgangsee-Störung als großes Blattverschiebungssystem, an dem sich das Osterhorn-Tirolikum und das des Schafbergs dextral aneinander vorbeibewegten (Abb. 8). Da diese Bewegungen subhorizontal erfolgten, daran also auch eine vertikale Komponente beteiligt war, konnte an den steilstehenden Scherflächen Material aus dem Untergrund hochgeschürft werden.

Die dextralen Seitenverschiebungen werden von einem System sinistraler Seitenverschiebungen abgeschnitten, die im frühen Miozän aktiv waren. Ein bedeutendes sinistrales Blattverschiebungssystem streicht von Innsbruck über Salzburg bis Amstetten (ISAM – EGGER, 1997; EGGER & PERESSON, 1997). Der Hauptast dieser Störung bildet auf Blatt Mondsee den Nordrand der Nördlichen Kalkalpen.

Das Kartenblatt 65 Mondsee im Maßstab 1:50.000 erschien im Jahr 1989 in der Bearbeitung von DIRK VAN HUSEN. Der Anteil der Nördlichen Kalkalpen ist weitge-



Abb. 8.

Stark zerscherter Hauptdolomit an der Weißwand südlich von St. Gilgen. Die subhorizontalen Strömungen auf den Harnischen belegen die Seitenverschiebung entlang der Wolfgangsee-Störung. Foto: H. EGGER.

hend unverändert von der Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes übernommen, mit Ausnahme der Interpretation der Plassenkalk-Vorkommen, die auf der älteren Karte (PLÖCHINGER, 1972) als Gleitschollen dargestellt sind, während sie auf Kartenblatt Mondsee als transgressive Ablagerungen (siehe auch SPENGLER, 1956) aufscheinen. Spätere mikrofazielle Untersuchungen der Plassenkalk-Vorkommen des Wolfgangsee-Gebietes durch GAWLICK et al. (2007) und GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2010) belegen die Transgression des Plassenkalks auf einer zuvor erodierten Wolfgangsee-Plattform im Oberjura.

Flyschzone: Die Rhenodanubische Flyschzone wurde auf dem Blatt Gmunden und Schafberg 1:75.000 (ABEL & GEYER, 1922) noch völlig ungegliedert als „Kreideflysch, Inoceramenschichten“ bezeichnet und musste somit neu aufgenommen werden. Diese Neukartierung des Hauptteils der Rhenodanubischen Flyschzone wurde von Braunstingl vorgenommen, der erstmals eine Gliederung des gesamten Gebietes nach modernen stratigrafischen und tektonischen Gesichtspunkten durchführte. Bereits vorher waren die von RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940) entdeckten Fenster von ultrahelvetischen Gesteinen mikropaläontologisch von STURM (1968) bearbeitet worden. Ein weiteres Fenster wurde von PREY (1980) im Freudental entdeckt. Diese tektonischen Aufbrüche waren ursprünglich als Antiklinalfenster interpretiert worden. Tatsächlich zeigte die Kartierung, dass die Vorkommen des Ultrahelvetikums an Überschiebungsbahnen und Blattverschiebungssysteme gebunden sind. Der Schuppenbau der Rhenodanubischen Flyschzone wurde auch eindrucksvoll durch die Ergebnisse der Tiefbohrung Oberhofen 1 (WAGNER et al., 1986; Kap. 12) belegt, welche die Rohöl-Aufsuchungs AG (RAG) ganz am Westrand von Blatt Mondsee abgeteuft hat.

Quartär: Die Gliederung und Verbreitung der quartären Ablagerungen auf der Karte von ABEL & GEYER (1922) basiert vor allem auf dem umfassenden Werk über die Alpen von PENCK & BRÜCKNER (1909). In diesem werden für den Attergau drei Vergletscherungen erfasst, wobei die Ausdehnung der Würmgletscher als Rahmen der heutigen Seen grob dem heutigen Bild entspricht. Die des Reißgletschers wurde über-, die des Mindelgletschers mit einer Ausdehnung bis zum Vöcklatal hingegen unterschätzt. Die etwas später gewonnenen detaillierten Ergebnisse fanden im Raum Attergau durch KÖNIG (1907, 1908, 1910) Verwendung, wobei sich einige Ergänzungen und Richtigstellungen zu PENCK & BRÜCKNER (1909) ergaben. So erkannte er die wesentlich größere Ausdehnung der Mindelvereisung wie auch die der rißzeitlichen Eiszungen. In seiner letzten Arbeit über die Schotterablagerungen in der Molassezone werden die neogenen Hausruckschotter sowie die quartären Terrassen beschrieben und in einer einfachen Karte dargestellt. Ebenso aus dieser Zeit stammt eine generelle Beschreibung der Voralpen zwischen Irrsee und Traunsee (FUGGER, 1904), die auch eine Fülle von Einzelbeobachtungen zu den eiszeitlichen Ablagerungen enthält.

Eine systematische Kartierung und Untersuchung der quartären Formen und Sedimente setzte mit der Neuaufnahme für das Kartenblatt Mondsee ein und brachte eine detaillierte Gliederung und sedimentologische Erfassung der eiszeitlichen Ablagerungen im Attergau (SPERL, 1984) und um den Attersee und Mondsee. Diese komplettiert mit den Arbeiten auf Blatt 64 Straßwalchen (EGGER & VAN HUSEN, 2003) die quartärgeologische Neuaufnahme und Rekonstruktion des gesamten weitverzweigten Traungletschers im Salzkammergut.

Grundlage für diese Neuaufnahme waren neben der Arbeit von PENCK & BRÜCKNER (1909) die Ergebnisse lokaler Untersuchungen zur Vorbereitung der großen Exkursion im Anschluss an den III. INQUA Kongress in Wien (GÖTZINGER, 1936) und die Arbeiten von WEINBERGER (1955). Letzterer hat in Fortsetzung seiner Arbeiten am Salzachvorlandgletscher auch die Gletscherzungen des Irr- und Attersees erfasst und gab eine klare Darstellung der Vorlandzungen der drei Eiszeiten in ihrer Vielgliedrigkeit der Endmoränenzüge wie sie dem heutigen Bild weitgehend entsprechen. Diese Kartendarstellung wurde auch mit kleinen Ergänzungen in die Exkursionsunterlagen für das IGCP-Projekt: Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere übernommen (FINK, et al., 1976, 1978).

Bei den vorbereitenden Untersuchungen für den Autobahnbau bei Mondsee wurden die interglazialen Ablagerungen beim Steinerbach entdeckt (SCHADLER, 1958). Sie gaben Anlass für oftmalige intensive detaillierte Untersuchungen (KLAUS, 1975, 1987; KOHL, 1978; DRESCHER-SCHNEIDER, 2000; KRENMAYR, 2000; VAN HUSEN, 2000a). Diese in einen größeren Mondsee mit einem rund 60 m höheren Wasserspiegel abgelagerten Deltasedimente wurden beginnend mit Ende der Rißzeit bis ins Mittlere Würm gebildet. Der Pollengehalt in den abgelagerten Deltasedimenten erlaubt eine lückenlose detaillierte Rekonstruktion der Vegetations- und Klimageschichte des Reiß-Spätglazials und Eem-Interglazials sowie der beiden folgenden Stadiale und Interstadiale und dient als Referenz für den Ostalpenraum.

Das Wasserwirtschaftliche Grundsatzgutachten Vöckla-Ager-Traun-Alm (FLÖGL, 1970) ergab durch die Erfassung der Morphologie des feinkörnigen neogenen Untergrundes der Terrassenlandschaft wichtige Erkenntnisse über die Bildung der groben fluviatilen Ablagerungen aus der Frühzeit des Quartärs.

4. Geologischer Bau

4.1. Nördliche Kalkalpen und Flyschzone

(H. EGGER)

Die Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen reicht vom oberpermischen Haselgebirge bis zu den eozänen Gesteinen der Gosau-Gruppe und umfasst somit eine Sedimentationsdauer von rund 200 Millionen Jahren. Flächenmäßig werden die Nördlichen Kalkalpen auf Kartenblatt 65 Mondsee vom Schafberg-Tirolikum dominiert. Zu diesem gehören die westlichen Ausläufer des Höllengebirges, das von den rund 1.200 m mächtigen mitteltriassischen Lagunensedimenten des Wettersteinkalks und Wettersteindolomits aufgebaut wird. Die Mitteltrias wird von geringmächtigen Feinsandsteinen, Silt- und Tonsteinen der Nordalpinen Raibler Schichten überlagert, die einen starken terrigenen Einfluss im Karnium belegen. Das Norium wird von den Watt- und Lagunensedimenten des Hauptdolomits gebildet, der eine Mächtigkeit von rund 1.500 m erreicht. Die Einschaltung von Kalkbänken in die Dolomitabfolge zeichnet den rhätischen Plattenkalk aus.

Gegen Westen wird diese südfallende Triasabfolge schmaler und die Mitteltrias verschwindet manchmal vollständig (z.B. bei Scharfling). Diese Reduzierung ist eine Folge der Bewegungen entlang des sinistralen ISAM-Blattverschiebungssystems, die hier den Nordrand der Nördlichen Kalkalpen abschneidet (Tafel 2). An diesem Störungssystem haben sich die Nördlichen Kalkalpen relativ zur Flyschzone nach ENE bewegt. Zwischen den Scherflächen sind unterkretazische Gesteine der Schrambach- und der Tannheim-Formation eingeklemmt. Letztere ist ein typisches Element des Tiefbajuvarikums.

Die oben beschriebene Triasabfolge des Schafberg-Tirolikums wird in der Darstellung auf der geologischen Karte von PLÖCHINGER (1972) nordvergent von einer Rhätium-Jura-Abfolge überschoben, die auch den Schafberg-Gipfel aufbaut. Die Vorstellung einer derartigen Grünsee-Scherfläche geht auf SPENGLER (1911) zurück, ist aber aus dem Kartenbild und dem Profilschnitt nicht unmittelbar einleuchtend, da auch im südlich anschließenden Gebiet der Jura an mehreren Stellen ungestört auf dem Plattenkalk liegt. Die Tektonik dieses Gebietes interpretierte PLÖCHINGER (1972), wieder in Anlehnung an SPENGLER (1911), als engständigen Faltenbau. Tektonische Komplikationen in diesem Gebiet scheinen aber vor allem durch Ausläufer des dextralen Wolfgangsee-Blattverschiebungssystems verursacht zu werden.

An dieses Blattverschiebungssystem sind auch die Gosauvorkommen entlang des Wolfgangsees gebunden, die auf Kartenblatt Mondsee vor allem in der Umgebung von St. Gilgen vorkommen. Diese entlang der Störungszone eingeklemmten Gosaugesteine wurden von PLÖCHINGER (1973) ebenfalls als Muldenzone aufgefasst. Ein kleines Vorkommen eines Konglomerats der Losenstein-Formation oberhalb der Mozartsteigbrücke über den Kühleitgraben bei St. Gilgen ist ein eindeutiger Beweis, dass entlang der Störung auch verschürftes Tiefbajuvarikum vorkommt.

Benachbart zur Gosau-Gruppe und von dieser oft nicht klar zu trennen, tritt bei St. Gilgen auch ultrahelvetische Buntmergelserie des Eozäns auf. Diese grauen Mergel grenzen (z.B. oberhalb der Straßenbrücke im Grabeneinschnitt südlich von Laim) an den tektonisch intensiv zerlegten Hauptdolomit der Weißwand, welcher von unzähligen Harnischen mit subhorizontalen Strömungen durchsetzt ist (Abb. 8).

Auf dem westlich benachbarten Blatt 64 Straßwalchen (EGGER & VAN HUSEN, 2003) tritt vergleichbare eozäne Buntmergelserie innerhalb des Hauptdolomits als schmaler tektonischer Span entlang einer Scherfläche der Wolfgangsee-Störung auf.

Auf Blatt Straßwalchen treten an anderen Stellen innerhalb der Kalkalpen auch Schürflinge von unterkretazischer Rehbreingraben-Formation des Rhenodanubischen Deckensystems auf. Solche sind auf Kartenblatt Mondsee bisher nicht bekannt geworden.

Auf Kartenblatt Mondsee wurde das Wolfgangsee-Störungssystem als Ausstrich der Überschiebungsbahn des Osterhorn-Tirolikum auf das Schafberg-Tirolikum interpretiert. Diese Auffassung ist nach heutiger Auffassung (z.B. PERESSON & DECKER, 1997) überholt. Vielmehr handelt es sich um ein dextrales Blattverschiebungssystem, an dem sich das Schafberg-Tirolikum relativ zum Osterhorn-Tirolikum nach Südosten bewegt hat. Wie das Einfallen der Harnischstriemungen und die aus tektonisch liegenden Einheiten hochgeschürften Gesteine zeigen, hatte diese Bewegung neben der horizontalen auch eine bedeutende vertikale Komponente.

Durch die Schürflinge ist auch belegt, dass diese Bewegungen erst aktiv waren, nachdem die Nördlichen Kalkalpen auf die Rhenodanubische Flyschzone und das Helvetikum nordvergent überschoben worden waren. Trotzdem konnte keine unmittelbare Fortsetzung der Wolfgangsee-Störung in den beiden zuletzt genannten Einheiten gefunden werden. Der Grund dafür ist, dass die ISAM-Störung jünger als die Wolfgangsee-Störung ist und diese versetzt. Die Hauptbewegungen an diesen Störungssystemen fanden vermutlich im Miozän statt.

Die Hauptmasse des **Rhenodanubischen Deckensystems** schließt im Norden an die Nördlichen Kalkalpen an und besteht auf Kartenblatt Mondsee ausschließlich aus der Greifenstein-Decke. Deren Schichtfolge wird zur Greifenstein-Gruppe (EGGER, 2013) zusammengefasst und reicht vom Barremium bis ins Ypresium. Lithologisch handelt es sich dabei um Sand- und Siltsteine mit unterschiedlichen Kohlenstoffgehalten und tonreichen Sedimentgesteinen mit ebenfalls stark schwankenden Karbonatanteilen (Tonsteine bis Kalkmergel). Genetisch gesehen wird der überwiegende Anteil der Rhenodanubischen Gruppe aus Turbiditen aufgebaut, das heißt aus umgelagerten Sedimenten, die von Trübeströmen in die Tiefsee transportiert wurden. Die gesamte Greifenstein-Gruppe wurde in Wassertiefen von mindestens 3.000 m unter der Kalzitkompensationstiefe abgelagert.

Der interne Bau der Greifenstein-Decke wird von südfallenden, dachziegelartig gestapelten Schuppen beherrscht, die an dextralen und sinistralen Blattverschiebungen versetzt werden. Vor allem wegen dieser Querstörungen, aber auch durch die von der quartären Bedeckung verursachten schlechten Aufschlussverhältnisse ist es schwierig, den Verlauf der einzelnen Schuppen durchgehend zu erkennen, wie das auf dem Nachbarblatt Straßwalchen möglich war. Am Kartenblatt Straßwalchen wurden von EGGER (1989) einzelne lang räumlich anhaltende interne Überschiebungselemente der Greifenstein-Decke erkannt und als Teildecken bezeichnet. Nach heutigem Kenntnisstand wird empfohlen, diese Einheiten als Schuppen zu bezeichnen.

Die breiteste dieser Schuppen ist die Kolomannsberg-Schuppe, die einen aufrechten Faltenbau zeigt. Sie setzt sich auf Blatt Mondsee in der Saurüsselmulde fort, welche eine große Fläche des Flyschgebietes zwischen Vöckla und Dürrer Ager einnimmt. Die Basis der Überschiebung der Kolomannsberg-Schuppe bildet die vom Schoibernberg nach Südosten streichende Zementmergelerde (= Röthenbach-Subgruppe).

Die unter der Kolomannsberg-Schuppe liegende Einheit wird als Irrsberg-Schuppe bezeichnet. Sie wird auf Kartenblatt Mondsee im Norden von einer dextralen Blattverschiebung abgeschnitten, an die das Ultrahelvetikumfenster im Freudental (s.u.) gebunden ist. Nördlich dieser Struktur liegen zumindest zwei weitere Flyschschuppen.

Im Süden wird die Kolomansberg-Schuppe von einer sinistralen Blattverschiebung abgeschnitten (EGGER, 1997). Diese streicht vom Ort Mondsee nach Nordosten hinüber zum Spranzelbach und weiter in das von dieser tektonischen Schwächezonen vorgezeichnete Tal der Dürren Ager.

Südlich dieser Blattverschiebung liegen mehrere Flyschschuppen, deren größte die Hochplett-Schuppe ist. Sie baut den gesamten Kamm des Hochplettspitzes zwischen Attersee und Mondsee auf. Diese Schuppe wird aus einer Schichtfolge von Unterkreide bis Mittel-Campanium aufgebaut, wobei die große Mächtigkeit (mehr als 500 m) der Zementmergelerde auffällig ist. Die Altlenzbacher Schichten des oberen Campanium bis Paleozän, die in anderen Flyschschuppen auf Kartenblatt Mondsee mehr als 1.000 m Mächtigkeit aufweisen, fehlen in der Hochplett-Schuppe zur Gänze.

Das **Ultrahelvetische Deckensystem** wird auf Kartenblatt Mondsee von Tonsteinen bis Mergelsteinen der Buntmergelerde gebildet, die vom Albium bis zum Lutetium abgelagert wurden. Vom Albium bis in das Cenomanium überwiegen graue, oft bioturbate Mergelkalke und Mergel, vom Turonium bis ins Campanium rote Mergel, vom Maastrichtium bis ins Eozän überwiegen wieder die grauen Gesteinsfarben.

Ein kleines Vorkommen von Buntmergelerde ist auf Kartenblatt Mondsee am westlichen Blattschnitt südwestlich des Schoibernberges vermerkt. Dieses liegt in der streichenden Fortsetzung etwas weiter westlich (bereits auf Blatt Straßwalchen) anstehender pelitischer Gesteine der Anthering-Formation, zugehörig zur Greifenstein-Gruppe. Diese ist in das Ypresium eingestuft und kann wegen ihrem Mangel an Sandsteinen leicht mit dem Ultrahelvetikum der Buntmergelerde verwechselt werden. Letztere konnte obertags nicht gefunden werden, die Zuordnung beruht auf der Interpretation von Cuttings der Tiefbohrung Oberhofen 1 (WAGNER et al., 1986; Kap. 12).

Im Nordosten dieses fraglichen Vorkommens werden Aufschlüsse von Buntmergelerde aus dem Freudental von PREY (1980) erwähnt. In der Verlängerung nach Westen wurde die Bohrung Jagdhub 1 (siehe Kapitel 12) abgeteuft, die allerdings das Ultrahelvetikum erst an der Basis des Rhenodanubischen Deckensystems durchörterte.

Alle anderen Vorkommen von Ultrahelvetikum in der Flyschzone auf Blatt Mondsee werden bereits in der klassischen Arbeit von RICHTER & MÜLLER-DEILE (1940) erwähnt. Dabei handelt es sich um den Aufschluss am Buchberg östlich von St. Georgen, im Einzugsgebiet des Blödergrabens westlich von Nußdorf am Attersee, und um das Vorkommen bei Alexenau am Ostufer des Attersees. Die ersten beiden Vorkommen wurden mikropaläontologisch von STURM (1968) bearbeitet, der im Blödergraben neben Oberkreide auch Eozän (Ypresium) nachweisen konnte. Das Vorkommen bei Alexenau wurde von JANOSCHEK (1964) bearbeitet.

Alle Ultrahelvetikumsvorkommen auf Kartenblatt Mondsee zeigen NW-SE-Erstreckung und liegen schräg zum Streichen der umgebenden Flyschgesteine. Die Buntmergelerde scheint daher nicht an internen Überschiebungsbahnen der Greifenstein-Decke hochgeschürft worden zu sein, sondern ist vermutlich an dextrale Blattverschiebungen gebunden. Auf Grund der intensiven Zerschering der Buntmergelerde können keine verlässlichen Mächtigkeitsangaben gemacht werden.

Die Gesteine der Molassezone im nördlichen Viertel des Kartenblattes sind obertags zur Gänze unter pleistozänen und holozänen Ablagerungen verborgen. Ihre Schichtfolge, die vom unteren Oligozän bis in das mittlere Miozän reicht, ist daher nur aus den Explorationsbohrungen nach Kohlenwasserstoffen bekannt.

4.2. Die Vorlandmolasse und ihr Untergrund

(CH. RUPP)

Auf der im Jahr 1989 erschienenen Geologischen Karte 65 Mondsee (VAN HUSEN, 1989) sind nur wenige Bohrungen ausgewiesen. Die Zahl der von der Rohöl-Aufsuchungs AG abgeteufte Bohrungen hat sich in der Zwischenzeit deutlich erhöht. Sie geben einen guten Einblick in den Aufbau der Vorlandmolasse und ihres Untergrunds, ihre Ergebnisse werden hier zusammengefasst. Die dankenswerter Weise von der RAG zur Verfügung gestellten Bohrprofile werden in Kurzform beschrieben. Verwendet wurden dabei die alten, bei der RAG gebräuchlichen Schichtnamen, da einige der neuen Formationen, die im Folgenden kurz erwähnt werden, noch unzureichend definiert sind und manchmal nicht vollständig mit den alten Schichtgliedern übereinstimmen (siehe Kapitel 12).

Die Südgrenze der dem Alpenorogen vorgelagerten Vorlandmolasse (Molassezone) wird am Kartenblatt durch eine vermutete, von Zagling und Schlag südwestlich Frankenmarkt bis Seewalchen verlaufende Überschiebungsfläche dargestellt. Die oligozänen und miozänen Molassesedimente auf Blatt Mondsee sind flächendeckend von bis zu 170 m mächtigen (Bohrung WIN-002, Kap. 12) eiszeitlichen Ablagerungen verhüllt.

Der Molasseuntergrund: Das variszische Kristallin des präalpidischen Südrandes von Europa ist das tiefste Stockwerk des Molasseuntergrundes (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006). Es wurde von mehreren Bohrungen in Tiefen von rund 3.200 m (F-001) bis rund 3.500 m (WEIS-001, MLRT-001) angetroffen. Reste von auf dem Kristallin abgelagerten paläozoischen (JAHU-001) sowie mesozoischen Sedimenten (Jura, Kreide) wurden ebenfalls erbohrt (MLRT-001, OBHF-001). Darüber sind geringmächtige Ablagerungen des Eozän (F-001, JAHU-001, MLRT-001, MLRT-003) entwickelt. Dazu zählen der Lithothamnienkalk als Teil der Perwang-Gruppe sowie Tone und Sandsteine der Voitsdorf-Formation (Limnische Serie und Sandsteinstufe). Über diesen Gesteinen folgt die eigentliche Entwicklung der mehrere tausend Meter mächtigen Ablagerungen der Vorlandmolasse.

Die Vorlandmolasse: Die tiefsten Molassesedimente aus dem Unteroligozän werden auf Blatt Mondsee von relativ geringmächtigen dunklen Tonmergeln der Schöneck-Formation („Lattorf-Fischschiefer“; JAHU-001) gebildet. Sie ist nicht überall entwickelt und wird in anderen Bohrungen von den ebenfalls unteroligozänen Schichtgliedern der Eggerding-Formation („Bändermergel“; MLRT-003, OBHF-001) respektive der Zupfing-Formation („Rupel-Tonmergelstufe“ und Äquivalente wie der „Rupel-Basissand“; WEISS-001, F-001, MLRT-001) als tiefste Molassesedimente vertreten. Die Dynow-Formation („Heller Mergelkalk“) ist im Bereich des Blattes Mondsee nicht dokumentiert.

In der ungestörten Schichtabfolge kamen über diesen Formationen die mächtigen Pakete der Puchkirchen-Formation („Puchkirchener Serie“) des Oberoligozän und des Untermiozän (Egerium) zur Ablagerung. Im Bereich des Blattes Mondsee erreicht sie als „Untere Puchkirchner Serie“ und „Obere Puchkirchner Serie“ Mächtigkeiten von über 1.850 m (F-001) und wird von Tonmergeln und mächtigen Sand- und Konglomerathorizonten aufgebaut, die in Form von Schuttströmen und Turbiditen in das Becken eingetragen und in einem Tiefwasserkanal abgelagert wurden.

Über der Puchkirchen-Formation entwickelten sich die sandig ausgebildete Lindach-Formation („Haller Basisschichten“) und die vorwiegend pelitische Hall-Formation („Haller Schlier“, in den Bohrprofilen als Haller Serie bezeichnet, wobei die eigentlich zur Haller Serie gehörigen „Haller Basisschichten“ bei entsprechen-

der Mächtigkeit separat ausgewiesen sind). Beide Formationen werden in das Eggenburgium (Untermiozän) gestellt. Im Bereich des Blattes Mondsee erreicht die Lindach-Formation maximal 180 m (EGG-001), die Hall-Formation jedoch an die 1.000 m (960 m: WIN-002).

Die wenige hundert Meter mächtige Vöckla-Formation (Vöcklaschichten, unteres Otnangium) schließlich ist das jüngste marine Molasseschichtglied im Bereich des Blattes Mondsee. Ihre sehr lebhaft geschichteten blaugrauen Sande und Silte sind in mehreren Aufschlüssen auf dem nördlich von Blatt Mondsee gelegenen Blatt 47 Ried im Innkreis einzusehen (RUPP, 2008). In der nordwestlichsten Ecke des Blattes Mondsee wurden unter quartären Sedimenten noch 60 m der kiesigen Kobernauberwald-Formation (als Kohle führende Süßwasserschichten ausgewiesen; Mittelmiozän, Pannonium), die hier besonders weit nach Süden reicht, erbohrt.

Nun sind aber im Bereich des Blattes Mondsee nicht nur autochthone Molassesedimente mit ungestörten Lagerungsverhältnissen anzutreffen. Viele Bohrungen nahe der Flysch- und Helvetikumsdecken zeigen eine intensive Verschuppung der Molassegesteine, in die auch noch Reste von Helvetikum miteingebunden sein können (HINSCH, 2013). Die nach Norden drückende Alpenfront hatte im Oligozän und im untersten Miozän Teile der von ihr überfahrenen Vorlandmolasse vom Untergrund abgeschert und an ihrer Stirn zu ineinander verschuppten Sedimentstapeln angehäuft. Die jüngere Vöckla-Formation ist davon nicht mehr betroffen, die Hall-Formation nur in nächster Nähe zur Orogenfront (ZAG-002, EGG-001, BAUM-001). Intensiv verschuppt sind vor allem die Sedimente der Puchkirchen-Formation und der unteroligozänen Molasseformationen (Zupfing-Formation etc.) bis knapp südlich von Frankenmarkt. Weiter nördlich scheinen sich die Lagerungsverhältnisse schnell zu beruhigen (F-001).

Die in der Flyschzone abgeteufte Bohrungen schließlich zeigen die mächtigen Flysch- und (Ultra-)Helvetikumsdecken (JAHU-001: rund 1.400 m; RILL-001: rund 2.600 m; OBHF-001: rund 2.200 m), welche die Sedimente der Vorlandmolasse im Zuge der Alpenüberschiebung im Oligozän und Untermiozän überfahren, zum Teil abgeschert und intensiv verschuppt haben.

5. Geologische Entwicklungsgeschichte

5.1. Ablagerungsräume und Sedimenttypen vom Perm bis ins Neogen

(H. EGGER & H. LOBITZER)

Im späten Perm und der frühen Trias flankierten passive Kontinentalränder mit breiten Schelfmeeren den Süd- und Westrand der Tethys. Knapp nördlich des Äquators wurden Evaporitgesteine (Salz, Gips, Anhydrit) abgelagert, die in flachen Meerespansnen durch Ausfällung aus dem Meerwasser entstanden sind. Die für diesen Prozess nötigen Salzkonzentrationen waren das Resultat hoher Verdunstungsraten des Meerwassers im heißen und trockenen Klima vor rund 250 Millionen Jahren. Diese Evaporite sind in den Nördlichen Kalkalpen unter der alten Bergmannsbezeichnung Haselgebirge bekannt. Kleine Vorkommen davon bilden die ältesten Gesteine auf Kartenblatt Mondsee.

Über dem Haselgebirge wurden in der Trias vor allem Flachwasserkarbonate (Kalke und Dolomite) abgelagert. Die mehrere Kilometer mächtige Abfolge dieser im Seichtwasser gebildeten Gesteine belegt eine stetige Absenkung des Schelfs. Trotzdem änderte sich die Wassertiefe dort kaum, da die Absenkung des Meeresbodens durch die Sedimentation ausgeglichen wurde. Die Sedimentationsrate entspricht daher ungefähr der Absenkungsgeschwindigkeit der Kruste, die im Bereich von wenigen hundertstel Millimeter pro Jahr lag. Derartige kontinuierliche Absenkungen der Kruste über lange Zeiträume hinweg sind typisch für passive Kontinentalränder, da die ausgedünnte kontinentale Kruste immer weiter abkühlt und so ihre Dichte zunimmt.

Der Boden des Schelfmeeres zeigte in der späten Trias eine schwache Neigung gegen den offenen Ozean hin. In Landnähe wurden im Gezeitenbereich Dolomite gebildet, die seewärts allmählich in dickbankige Lagunenkalke übergingen. Am Rand der Lagune wuchsen Korallenriffe, während gleichzeitig in den anschließenden tieferen Meeresgebieten ammonitenreiche gebankte Kalke abgelagert wurden.

Die Einschaltung von quarzreichen Sandsteinen und Siltsteinen in der Obertrias der Nordalpinen Raibler Schichten bestehen aus den Abtragungsprodukten des Pangäa-Superkontinents. Abgesehen von diesen relativ geringmächtigen siliziklastischen Einheiten bilden die Trias-Karbonatgesteine vom passiven Kontinentalrand am Westrand der Tethys heute die Hauptmasse der Nördlichen Kalkalpen.

Im Jura änderten sich die Ablagerungsbedingungen dramatisch. Über den ausgedehnten Flachwasserkarbonaten der Trias wurden auf einer kleinräumigen Topografie von Becken und Schwellen verschiedene, meist dünnbankige Kalkgesteine abgelagert. Die Ursache für dieses Zerbrecen des Karbonatschelfs war die Öffnung des Penninischen Ozeans, der die östlichste Fortsetzung des Mittel-Atlantiks bildete.

Durch diese Vorgänge wurde Pangäa in den nördlichen Kontinent Laurasia und den südlichen Kontinent Gondwana zerlegt, die aber noch durch eine schmale Kontinentbrücke miteinander verbunden waren. Auf diesem sogenannten Adriatischen Sporn lag der Ablagerungsraum der Nördlichen Kalkalpen. Nördlich davon, auf dem Tiefseeboden des neu entstehenden Penninischen Beckens, kamen die turbiditischen Sandsteine und hemipelagischen Tonsteine der Rhenodanubischen Gruppe zur Ablagerung. Im Norden des Penninischen Beckens befand sich der passive Kontinentalrand von Laurasia, der als helvetischer Schelf bezeichnet wird (Abb. 6).

Nach dem Mittel-Atlantik bildete sich der Süd-Atlantik, wodurch Gondwana weiter zerfiel. Ab der späten Unterkreide war die vollständige Trennung von Südamerika und Afrika vollzogen, in der Folge begann auch Laurasia in Nordamerika und Eurasia zu zerfallen. Durch den sich verbreiternden Atlantik driftete die Afrikanische Platte stärker nach Osten als die Eurasische Platte. Die Platten bewegten sich entlang von Seitenverschiebungen aneinander vorbei. Dadurch wurde der Adriatische Sporn von der Afrikanischen Platte abgetrennt und zur eigenständigen Adriatischen Platte. Eingeklemmt zwischen dem durch die Neubildung ozeanischer Kruste breiter werdenden Penninischen Becken und der Tethys erfahren die Gesteine dieser Platte, zu der auch die Nördlichen Kalkalpen gehören, an der Wende von der Unterkreide zur Oberkreide eine starke Deformation (eoalpines Ereignis).

Der im oberen Albium bis Cenomanium gebildete kalkalpine Deckenstapel wurde anschließend über den Meeresspiegel gehoben und erodiert. Ab dem Turonium erfolgte die Transgression der Gosau-Gruppe. Während der Kreidezeit entwickelte sich am Nordrand der Adriatischen Platte eine aktive Subduktionszone.

Im Paläogen wurde durch die nordgerichtete Bewegung der Adriatischen Platte der Penninische Ozean völlig eliminiert. Die Gosasedimentation in den Nördlichen Kalkalpen endete im mittleren Eozän (Lutetium). Die jüngsten erhaltenen Ablagerungen aus dem Penninischen Becken stammen aus dem unteren Eozän (Ypresium) und jene vom eurasischen Kontinentalhang wieder aus dem Lutetium. Insgesamt kann festgehalten werden, dass die Sedimentation in diesen Gebieten vor etwa 45 Millionen Jahren, im Lutetium, endete, als die Adriatische und die Eurasische Platte kollidierten. Die Adriatische Platte (Oberplatte) schob sich dabei randlich über die Eurasische Platte (Unterplatte). Diese Kollision ist die eigentliche Geburtsstunde der Alpen. Durch die Krustenverdickung kamen isostatische Ausgleichsbewegungen in Gang und das spätere Gebirge begann emporzusteigen, gleichzeitig begann sich durch die Auflast der alpinen Decken die Unterplatte flexurartig abzusenken. Dadurch entstand das Vorlandbecken, in dem der Abtragungsschutt des aufsteigenden Gebirges als Molasse sedimentiert wurde.

Durch die Kompression bei der Plattenkollision entstanden im Bereich der zukünftigen Ostalpen im Miozän auch große Seitenverschiebungssysteme, an denen sich Krustenblöcke aneinander vorbeibewegten.

5.2. Landschaftsgestaltung und eiszeitliche Sedimente des Quartärs

(D. VAN HUSEN)

Im ausgehenden Neogen und frühen Quartär bildeten sich auch im Bereich des Kartenblattes Mondsee die Täler und das heutige Flussnetz aus.

So entstanden an der Südabdachung des Hausruck die beiden Redlbäche und der Ampflwanger Bach, die sich dann nördlich von Frankenmarkt, Vöcklamarkt und Lenzing nach Osten orientierten (Abb. 4). Im Zuge dieser Talbildungen wurden die Hausruckschotter erodiert und oftmals umgelagert (GRAUL, 1937; RUPP, 2008: 43–52; RUPP et al., 2011: 127–128) und zunehmend zu gut gerundeten Schottern umgewandelt. Durch die parallel dazu erfolgte chemische Verwitterung bestehen sie heute zu über 90 % aus Quarz- und Quarzitzeröllen und sind als „Restschotter“ anzusehen. Diese finden sich am Südfuß des Hausruck weitverbreitet am Ausgang der Täler unter den eiszeitlichen Ablagerungen (SPERL, 1984). Sie wurden letztendlich damals entlang der Bäche transportiert und abgelagert, als diese die flachen

Rinnen in den feinkörnigen Sedimenten der Vöckla-Formation (RUPP, 2008) formten, die bei Timelkam eine gemeinsame breite Rinne bildeten (FLÖGL, 1970, 1983). Die südlichsten Teile dieser Schüttungen finden sich heute am Blatt Mondsee noch im Vöcklatal bei Frankenmarkt und beim Bahnhof Vöcklamarkt (Abb. 4).

Wohl annähernd zur selben Zeit bildete sich auch am Nordrand der Flyschzone ein ähnliches Rinnensystem von Weißenkirchen über Mühlreith und Seewalchen bis Regau aus (FLÖGL, 1983), welches etwas stärker eingeschnitten war. Dieses wurde aber hauptsächlich von den Gerinnen aus der Flyschzone östlich der Freudenthaler Ache benützt, da ihre Füllung in den liegenden Anteilen fast ausnahmslos aus Geröllen der Flyschzone und den Kalkalpen besteht. Erst mehr oder weniger im Niveau der quarzreichen Kiese bei Frankenmarkt treten diese, wie die Bohrung Mühlreith 1 der RAG (Kapitel 12) zeigt, auch nennenswert in dieser Rinnenfüllung auf und belegen ein Ausgreifen der Schüttung weiter nach Süden bis in diesen Bereich. Diese Rinne bildete die Vorflut für die aus Süden kommenden Gerinne, die bereits den heute noch benutzten Talfurchen (Dürre Ager, Furche des Attersees) folgten (FLÖGL, 1970, 1983).

Das Vorflutniveau lag damals um rund 30 m tiefer als das heutige Abflussniveau des Attersees und wird auch dem des Gerinnes in der Atterseefurche entsprochen haben, bevor sie durch die Gletscher zu einem stark übertieften Zungenbecken umgestaltet wurde. Das Einzugsgebiet dieses Gerinnes umfasste sicher das des heutigen Äußeren Weißenbaches. Ob ein Ausgreifen weiter nach Süden über den Sattel des heutigen Moosbaches stattfand, bleibt weiterhin ungeklärt.

Ebenso offen bleibt auch, ob es eine Verbindung aus der Furche Wolfgangsee-Fuschsee nach Norden in die von Mondsee-Thalgau über den Sattel beim Krotensee nördlich St. Gilgen gegeben hat (Abb. 7). Diese entlang des Nordrandes der Kalkalpen ausgebildete Talung (Fototafel 3) war anfänglich nach Westen orientiert (EGGER et al., 2009) und sicher noch durch eine Wasserscheide nördlich des Schafberges von der Atterseefurche getrennt. Die Umkehrung dieser Abflussrichtung und Zerstörung der Wasserscheide fand wahrscheinlich durch die ersten Großvereisungen statt. Ein Bestand bis zur letzten Vollvergletscherung im Würm und somit einer Funktion als Barriere für den großen Mondsee nach der Rißeiszeit scheint wohl unwahrscheinlich (siehe Leg. Nr. 29). Bei dieser Annahme müsste in der kurzen Zeit des Würm-Hochglazials im Tal der Seeache eine Felsbarriere von letztendlich mindestens 60 m Höhe über die gesamte Talbreite entfernt worden sein (Fototafel 3).

Günz/Mindel: Im Zuge der ersten nachweisbar bis ins Vorland reichenden Gletscherausbreitung kam es zu einer deutlichen Umgestaltung der Landschaft und des Gewässernetzes. Einerseits wurden die Lockersedimente in den Rinnen am Nordrand der Alpen schon in der ersten Vorstoßphase (Günz) erodiert und großflächig umgelagert. Dabei werden die gut gerundeten Quarz- und Quarzitzerölle in großem Umfang in die Vorstoßschotter aufgenommen. Zum Hangenden nimmt deren Anteil aber deutlich ab und das frische, weniger gerundete Material der Flyschzone und der Kalkalpen wird dominant. Die hangende Grundmoräne führt dann keine der auffälligen Quarzkiese mehr.

Ob dieser erste Gletschervorstoß, von dem nur entlang der Vöckla Ablagerungen zu finden waren (SPERL, 1984) in der Günzzeit in der Marinen Isotopenstufe (MIS 16) (VAN HUSEN & REITNER, 2011) stattfand oder einer frühen Oszillation der Mindeleiszeit (MIS 12) entstammt, kann nicht mit Bestimmtheit gesagt werden (siehe Leg. Nr. 43/44).

Die nachfolgende Eisausbreitung im Mindel war die kräftigste und drang weit über das Vöcklatal nach Norden (WEINBERGER, 1955) bis an den Südrand des Hausrucks vor (Tafel 1).

Der Eisstrom aus der Furche des Attersees überflutete alle angrenzenden Täler in der Flyschzone und bildete eine weit ausladende Piedmontgletscherzunge, aus welcher der Buchberg bei Attersee als Nunataker gerade noch herausragte. Die dadurch eingetretene Teilung des Eisstromes dokumentiert sich aber nur in der schwachen Einbuchtung am Nordrand bei Bierbaum. Von hier an ist der Gletscher- rand, noch durch Moränenwälle markiert, in weitem Bogen über Pfaffing, Danzen- reith (Rupp, 2008), Höhenreith bis Weißenkirchen zu verfolgen (Abb. 4).

Der Gletschervorstoß überzog die Gegend nördlich der Vöckla mit einer weitge- hend geschlossenen Decke von Grundmoräne, die eine wellige nach Norden an- steigende Platte bildet. Sie hebt sich heute durch ihre landwirtschaftliche Nutzung mit Wiesen und Feldern von den bewaldeten Bereichen nördlich davon ab. Wäh- rend dieser Eisbedeckung wurden auch die subglazial in den Talungen der Redl und Vöckla abfließenden Schmelzwässer ab Vöcklamarkt nach Norden abgelenkt und traten in einem Gletschertor südlich Redl-Zipf in die Talung des Redlbaches ein und flossen nach Osten ab. Die Vöckla behielt diesen Lauf nach dem Abschmelzen des Gletschers bei und schuf dann das auffällig enge, durch steile Flanken charak- terisierte Durchbruchstal bei Grieß südlich von Redl-Zipf (Abb. 4).

Westlich von Frankenmarkt berührten sich die Piedmontgletscher aus den Fur- chen des Attersees und oberen Vöcklatales sowie des Irrsees (Weinberger, 1955). In dem dazwischen liegendem Zwickel (Tafel 1) entstand eine mächtige Abfolge von glazigenen und glazialen Sedimenten (Sperl, 1984), welche die Hochzone zwischen Weißenkirchen und Schüblingen bilden und heute durch das tiefe Tal der Freu- denthaler Ache zerschnitten werden.

Im Süden werden wohl nach dieser ersten Großvereisung die Täler bereits mehr oder weniger zu breiteren trogartigen Formen und übertieften Becken umgestaltet worden sein. Dabei ist diese Überformung hauptsächlich auf die Talzüge des Atter- sees, Mondsees und auch Irrsees beschränkt, die von den Eisströmen und deren Schmelzwässern stark durchflossen wurden. Die Täler der Wangauer Ache und der oberen Vöckla waren davon weniger betroffen.

Riß: Ein wesentlich differenzierteres Bild boten die Eisströme der Rißzeit, in denen sich die Talzüge und die Morphologie der Flyschzone bereits stark wider- spiegeln.

Den Eisstrom aus dem Becken des Attersees teilte jetzt der Buchberg in zwei durch Moränenzüge getrennte Zungen, die sich bis Gampern bzw. Walchen aus- breiteten.

Im Tal der Dürren Ager wurden durch den starken Frostschutteintrag, noch be- vor der Gletscher aus dem Atterseebecken den Sattel bei St. Georgen überwand, Schotter abgelagert, die dann mit Moränenmaterial überdeckt wurden (siehe Leg. Nr. 36). Diese ca. 10 m mächtigen Vorstoßschotter bildeten die auffällig steilen Bö- schungen unterhalb der weichen Formen der Moränen entlang der Dürren Ager um Reichenthalheim, welche die breite Talsohle begrenzen. Sie gehen dann ab Egning in die normale Terrassenlandschaft mit ihren horizontalen Oberflächen über.

Auch der Eisstrom im Becken des Irrsees war nicht mehr kräftig genug, das obe- re Vöcklatal zu füllen. Es bildeten sich nur zwei voneinander unabhängige Eiszun- gen bei Haslau und Ebnat aus (Tafel 1). Die Zunge bei Haslau erzwang den periphe- ren Lauf des Baches aus dem Kronwald bis in den Haltgraben, der epigenetisch in den Flysch eingeschnitten bis heute erhalten geblieben ist. Eine wesentlich kürzere epigenetische Talstrecke wurde an der Vöckla bei der Mühle im Graben durch den Würmgletscher angelegt.

Alle diese Eiszungen sind durch deutliche, breit entwickelte Endmoränenzüge dokumentiert, die sich ebenso wie die des Mindel nördlich der Vöckla durch ihre

landwirtschaftliche Nutzung mit Wiesen und Feldern von den durchwegs bewaldeten Flyschgesteinen abheben. Allen Moränenzügen ist eine ausgeglichene, sanft gewellte Morphologie mit geringen Böschungsneigungen gemeinsam. Diese Formung ist nicht erst durch die Solifluktion in der nachfolgenden Würmeiszeit entstanden, sondern primär durch ein kurzfristiges Überfahren durch die Gletscherzungen während des Maximalstandes am Ende der Rißeiszeit. Dieser finale Gletschervorstoß ist an mehreren Stellen auf den Wällen durch eine Grundmoränenauflage belegt (SPERL, 1984). Diese kurzfristige maximale Ausdehnung der Gletscherzunge hinterließ nur niedrige Moränenzüge und Spuren außerhalb der landschaftsformenden des Hochstandes wie auch im Trauntal bei Ohlsdorf (VAN HUSEN, 1977), Kremstal bei Kremsmünster (KOHL, 2000) und Steyrtal nördlich Grünburg (VAN HUSEN, 2006).

Würm: Die frischesten und augenfälligsten Spuren hat naturgemäß die letzte Großvereisung vor rund 26.000 bis 20.000 Jahren hinterlassen.

Der dominante Eisstrom im Gebiet des Kartenblattes war der im Becken des Attersees, der das stark übertiefte Zungenbecken endgültig ausformte. Wie auch im Trauntal reicht die Übertiefung des Zungenbeckens nur bis zum Nordrand der Flyschzone. Unter den darüber hinaus reichenden Piedmontgletschern der älteren Eiszeiten wurden hier keine übertiefen Rinnen gebildet, wie sie am Salzachgletscher nördlich des Stammbeckens innerhalb der Alpen (PENCK & BRÜCKNER, 1909) mit den Zweigbecken (Waller-, Trumer- und Wagingersee) unter der weitausladenden Gletscherzunge angelegt wurden.

Die Gletscherzunge im Tal der Wangauer Ache war ohne Kontakt zu der im Attersee und erreichte gerade noch die Wasserscheide zur Dürren Ager, deren Niederterrasse an diesen Endmoränen ansetzt. Auch im oberen Vöcklatal waren nur die kleinen Eiszungen bei Neuhäusl und Haslau landschaftsprägend. Innerhalb der Endmoräne bei Neuhäusl konnte sich das Moor Hochmoos (Kap. 11.2) bilden, eine Niederterrasse ging aber von der kurzen Eiszunge nicht aus. Die bei Haslau war offensichtlich kräftig genug, dass in ihrem Vorfeld die Niederterrasse entlang der Vöckla ansetzt.

Eine modellhafte Entwicklung im Kleinen ist im obersten Bereich des Eibenseebaches (nordwestlich St. Gilgen) erhalten geblieben. Aus dem Becken des Wolfgangsees kommend, teilte sich der Eisstrom in einen zum Mond- und in einen zum Fuschlsee (Tafel 1). Dabei drang letzterer im Tal des Eibenseebaches bis in eine Höhe von ca. 950 m vor und blockierte das Tal, wodurch die Ebene des Wildmooses entstand (Kap. 11.2). Von Süden war aber auch eine Eiszunge über den Sattel bei der Eibenseealm ins Becken des Eibensees eingedrungen. Innerhalb seiner Endmoräne entstand der kleine Zungenbeckensee.

Die Endmoränen, besonders die der großen Gletscherzungen, sind vielgliedrige Wallzüge mit kleinkuppiger Morphologie und teilweise steilen Böschungen. Sie lassen, wie auch die an den anderen Gletscherzungen in den Ostalpen (VAN HUSEN, 1977, 2000b), eine deutliche Zweigliederung in einen Maximal- und einen Hochstand erkennen, die mit den beiden datierten Gletscherständen am Tagliamento-gletscher (MONEGATO et al., 2007) in den Zeiträumen zwischen 26.000–24.000 und 24.000–19.500 Kalenderjahren vor heute parallelisiert werden können.

Als Folge der starken glazialen Überprägung des Atterseebeckens entstanden nach dem raschen Eisrückzug, neben vielen kleineren, die großräumige Massenbewegung an der Süd- und Ostflanke des Höhenzuges Hochplettspitz-Hollerberg (Abb. 9). Diese ist an der Ostflanke durch ihre auffällige treppenartige Formung vom Kammbereich bis zum Seeboden landschaftsprägend (Abb. 10). Durch die frischen Formen, besonders nordöstlich des Kleinen Hollerberges (Abb. 22, 23), wird angezeigt, dass die Flanke nach der Würmeiszeit starken Bewegungen ausgesetzt war,

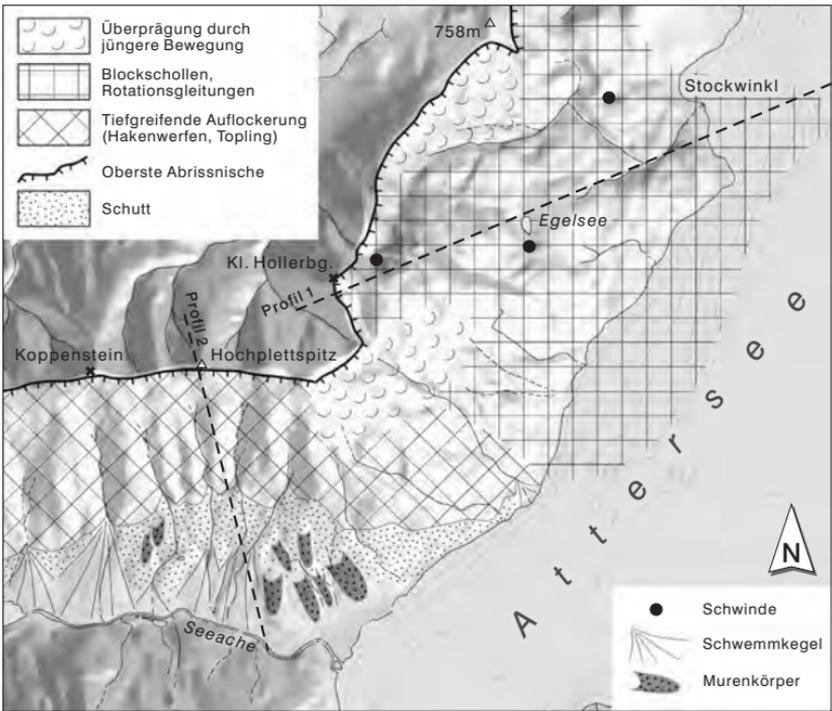


Abb. 9. Ausdehnung der Großmassenbewegung am Süd- und Osthang des Rückens um den Hochplettspitz (Profile siehe Abb. 10). Entwurf: D. VAN HUSEN.

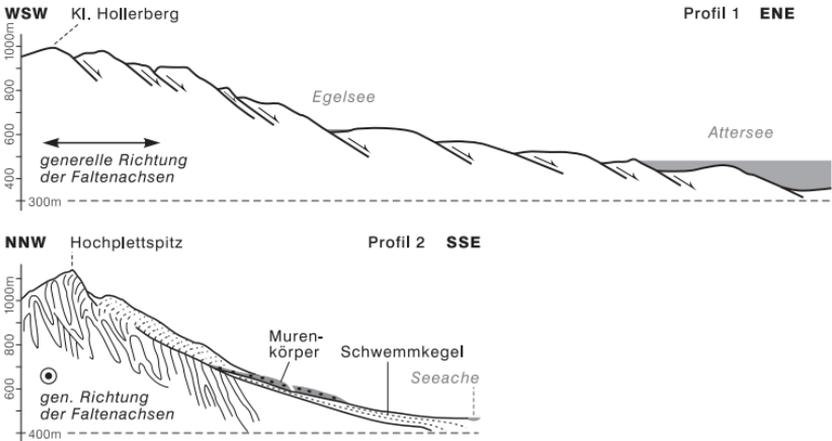


Abb. 10. Profile durch die Großmassenbewegung um den Hochplettspitz. Lage der Profile in Abb. 9. Entwurf: D. VAN HUSEN.

die in den oberen Teilen mindestens bis vor kurzem aktiv waren. Sie könnten durchaus aber auch noch heute bestehen. Die Bewegung griff primär vom Seegrund auf die unteren Hangbereiche aus und erreichte um knapp 15.000 Jahren vor heute den

Bereich des Egelsees, wodurch dieser in dem frisch gebildeten Becken entstand (siehe Leg. Nr. **17, 16**). Für eine frühere Anlage der Massenbewegung schon nach einer älteren Eiszeit und einer Wiederbelebung nach der letzten fanden sich keine Hinweise.

Auf die starke Auflockerung der Südflanke geht die mächtige Verbauung des Tales der Seeache durch Schwemmkegel und Murenablagerungen zurück, die auch als Erklärung für die Änderungen des Seespiegels des Mondsees herangezogen wird.

Ebenso landschaftsprägend sind auch die großen Massen an größtem Blockwerk aus prähistorischen und aktuellen Felsstürzen aus der Nordwestflanke des Hölleengebirges, die einerseits auf die glaziale Erosion, andererseits auf die Unterlagerung des massigen Wettersteinkalkes durch die nachgiebigen Mergel der Kreide (POISEL & EPPENSTEINER, 1989) zurückzuführen sind.

Nach Ausbildung der Seen wurden an allen größeren Zuflüssen ausgedehnte Deltaablagerungen akkumuliert. So haben die Wangauer sowie die Fuschler Ache ihre großflächigen Deltaebenen in den Mondsee vorgebaut. Am Attersee füllen die Deltasedimente das ganze Tal des Äußeren Weißenbaches mit einer Mächtigkeit von rund 100 m. Aber auch an den Mündungen der Bäche an der Ostseite des Attersees sind durch die hohe Schuttbelastung ausgedehnte Deltakörper entstanden. Wie die Datierungen in Brunnwinkel am Wolfgangsee und bei Loibichl zeigen, ist die Bildung der Deltakörper zum größten Teil bereits im Spätglazial erfolgt (siehe Leg. Nr. **18**). Von den Mündungen der Bäche gehen aber auch heute noch oft Turbidite aus, die den Seegrund beeinflussen (SCHNEIDER et al., 1987).

6. Erläuterungen zur Kartenlegende (Gesteine und sonstige Legendelemente)

6.1. Nördliche Kalkalpen

(H. LOBITZER, B. PLÖCHINGER, M. SIBLÍK, I. SZENTE, L. HRADECKÁ,
L. ŠVÁBENICKÁ & M. SVOBODOVÁ)

83 Haselgebirge, Werfener Schichten (Ton, Gips, Sandstein; Oberperm– Untertrias)

Am südlichen Rahmen des tektonischen Fensters von St. Gilgen sind örtlich Gips führende Haselgebirgstone und glimmerreiche, bunte Werfener Schichten des Osterhorn-Tirolikums aufgeschlossen, so im Graben des Saubachs beim Zwölferhorn-Anstieg, südlich der Mozartwegquerung über den Kühleitengraben und im Graben bei Laim WSW St. Gilgen.

Sedimentationsraum:

Das Haselgebirge wurde in hypersalinen, vom offenen Tethysmeer abgeschnürten und periodisch mit Meerwasser überfluteten flachen Senken („Salzlagunen“) im Küstenbereich von Pangäa abgelagert. Die siliziklastisch dominierten Werfener Schichten wurden im seichten, normalmarinen Schelfbereich gebildet.

Fossilinhalt und Alter:

Gut erhaltene Palynomorphen aus dem Haselgebirge der Salzlagerstätten des Salzkammertales belegen das obere Perm (KLAUS, 1953).

82 Gutensteiner Schichten (grauer Kalk, Kalkmergel; Anisium)

Zu den Gutensteiner Schichten gehören die bis zu ca. 150 m mächtigen, kalzitdurchsetzten dunkelgrauen bis schwarzen, im Allgemeinen biogenarmen Gutensteiner Kalke. Am Nordrand des Ellmausteins, wo sie im Liegenden des Wettersteinkalkes ca. 50 m Mächtigkeit erreichen, sind es dünnbankige, dunkelgrau bis schwarze, teilweise oolithische Kalke. Am Nordfuß der Drachenwand zeigen sie sich im tiefsten Niveau des Gutensteiner Kalkes als dünnschichtig-plattige „Wurstelkalke“, die reichlich Grabgangfüllungen von Schlammwühlern enthalten. Auch südöstlich von Weißenbach am Attersee befindet sich ein sich über ca. 700 m erstreckendes Vorkommen von Gutensteiner Kalk.

Sedimentationsraum:

Die z.T. bituminösen Kalke entstanden im seichten Schelfbereich mit gelegentlichem anoxischen Einfluss und Faulschlammablagung.

Fossilinhalt und Alter:

Im biogenreicheren Kalk Echinodermenreste, Foraminiferen, Holothuriensklerite, Conodonten.

80 Reiflinger Schichten (grauer Kalk, Kieselkalk, Hornsteinkalk; oberes Anisium–„Cordevolium“)

Ein ca. 15 m mächtiges, 500 m langes Band von deutlich gebanktem, grauem kieseligem und Hornstein führendem Reiflinger Kalk konnte PAVLIK (1988) im Tirolikum des Hölleengebirgsanteils östlich von Weißenbach am Attersee ausscheiden. Es ist zwischen gelblichgrauem bis hellgrauem Steinalkalk im Liegenden und gelblichem bis weißem, vereinzelt Dasycladaceen führendem Wettersteinkalk im Hangenden, eingeschaltet.

Sedimentationsraum:

Marines Becken.

Fossilinhalt und Alter:

Mangels an Fossilfunden ist die stratigrafische Einstufung ins späte Anisium–Cordevolium unsicher. Das Cordevolium wird heute als Julium 1 – Trachyceras aon Subzone – in das Julium der karnischen Stufe integriert.

81 Steinalmkalk, Wettersteinkalk (Anisium–„Cordevolium“)

79 Wettersteindolomit, Ramsadolomit (Ladinium–„Cordevolium“)

Ohne scharfe Grenze geht der Wettersteinkalk in den hangenden Wettersteindolomit über. Der weiße bis hellgraue, klüftige Dolomit verwittert grusig und zeigt zumeist nur eine sehr undeutliche Schichtung. Hangend wird er abrupt von den Nordalpinen Raibler Schichten überlagert.

Der Steinalmkalk ist wie der Wettersteinkalk ein weißer bis hellgrauer, dickbankig-massiger, zuckerkörniger Algenkalk, der sich makroskopisch kaum vom überlagernden lagunären Wettersteinkalk unterscheidet.

Der häufig „zuckerkörnige“ weiße bis graue, undeutlich gebankte bis massige Wettersteindolomit stellt den infolge von chemischen Reaktionen zwischen den Kalkpartikeln und magnesiumhaltigen Porenwässern „sekundär“ dolomitisierten Anteil der Wettersteinkalk-Karbonatplattform dar. Im Zuge der Dolomitisierung ging das primäre Sedimentgefüge weitgehend verloren und eine kartierungsmäßige Abgrenzung zum Wettersteinkalk ist aufgrund der oft unscharf ausgebildeten Übergänge meist nicht möglich. Die Erosion formte im Dolomit intensiv zerfurchte Hänge, Türmchen oder Schluchten und bildete dabei große Mengen an scharfkantigem weißen Schutt und Sand. Mit dem Hauptdolomit ist durchaus eine Verwechslung möglich, wengleich dem Wettersteindolomit der charakteristische Bitumengeruch beim Anschlagen fehlt.

Verbreitung finden der Steinalm- und der Wettersteinkalk sowie der Wettersteindolomit in der auf das Blatt 64 Straßwalchen übergreifenden Schuppe des Ellmausteins, in der Drachenwand, im Areal zwischen der Eibenseealm und der Kalkalpenfront an der zwischen Kreuzstein am Mondsee bis Weißenbach am Attersee reichenden Zone und in großer Ausdehnung auf dem Teil des Höllengebirges südöstlich des Attersees. Zusammen erreichen die genannten Schichtglieder eine Mächtigkeit von rund 1.200 m.

Sedimentationsraum:

Seichtmariner Lagunenbereich. Teilweise Dolomitisierung von Steinalm- bzw. Wettersteinkalk.

Fossilinhalt und Alter:

Dasycladaceen (Ellmaustein): *Diplopora annulatissima* PIA (det. SIEBER). Im Zuge der Dolomitisierung gingen ursprünglich wohl enthaltene Fossilien verloren. Die Alterseinstufung kann generell nur analog zum Wettersteinkalk gegeben werden.

78 Nordalpine Raibler Schichten (Mergel, Kalk, Dolomit, Sandstein; Karnium)

Karnische Sedimente schalten sich am Nordabfall des Schafbergzuges mit Unterbrechungen zwischen dem Wettersteindolomit und dem Hauptdolomit ein. Das tiefere Niveau der Nordalpinen Raibler Schichten wird westlich der Eisenaueralm von dunkelgrauen, zum Teil feinsandig-glimmerigen Tonsteinen und von den an Quarz und Feldspat (Plagioklas) reichen, tonigen Sandsteinen eingenommen, das höhere Niveau vorwiegend von dunklen, gelegentlich oolithischen Mergelkalklagen

und fein geschichteten Dolomitlagen. Nur östlich der Eisenaualm zeigen sich die Schiefer unmittelbar von Hauptdolomit überlagert (JANOSCHEK, 1970). Wegen der leichteren Verwitterung ist der Verlauf der Raibler Schichten durch eine Geländeverflachung gekennzeichnet, die zumeist eine Moränenüberlagerung aufweist.

Im Gebiet der „Höllkarscholle“ NNW von St. Gilgen sind dunkle karnische Tonschiefer und Sandsteine anzutreffen.

Sedimentationsraum:

Eine Meeresspiegel-Absenkung führte im unteren Karnium (Julium) zu einem weitgehenden Trockenfallen der Wettersteinkalk-Karbonatplattform. Damit könnte vielleicht auch die verbreitete sekundäre Dolomitisierung der Plattformkalke in Verbindung stehen. Der terrigene Sedimenteintrag der Nordalpinen Raibler Schichten ist meist nur reliktsch in Form von dunklen Tonsteinen bzw. Sandsteinen überliefert. Im Hangenden können Karbonate (Algen/Foraminiferen-Onkoide, Ooide) und Quarzsandlagen mit Pflanzenhäcksel auftreten (GROTTENTHALER, 1978).

Mit dem Meeresspiegelanstieg im oberen Karnium (Tuvalium) breiteten sich über der einstigen Wettersteinkalkplattform erneut Seichtwasserkarbonate aus, wobei anfangs die rhythmisch gebänderten Gezeitsedimente des Hauptdolomits dominierten. Mit den ersten „Plattenkalk“-Zwischenlagen bahnt sich der Übergang zum lagunären Dachsteinkalk an.

Fossilinhalt und Alter:

In den Tonsteinen und Sandsteinen kommen reichlich Pflanzenreste wie *Equisetites columnaris* STERNBERG (nach SPENGLER, 1911) vor; (im höheren Niveau der Nordalpinen Raibler Schichten, an der Eisenaualm, treten zahlreich Muscheln der Art *Umbrostrea? montiscaprilis* (KLIPSTEIN) auf, daneben auch „*Avicula*“ *aspera* PICHLER und, nach SPENGLER l.c.: *Plicatula* sp. und der Seeigelstachel „*Cidaris*“ cf. *brauni* DESOR. SIBLIK (2009) berichtet über spärliche Funde von Brachiopoden, wie *Adygella bittneri* (WÖHRMANN, 1889) in dunkelgrauen mergeligen Kalken in einem in der Karte namenlosen Graben etwa 500 m NW der Eisenaualm. Auch in Lesesteinen dieser grauen Kalke, die im Wald oberhalb der Sulzgraben-Forststraße, einem südlichen Seitengraben des Mitterweißenbachs, in etwa 600 m SH anstehen, wurde *Adygella bittneri* (WÖHRMANN, 1889) nachgewiesen (SIBLIK & LOBITZER, 2005). In den onkolithischen Kalken mit *Umbrostrea? montiscaprilis* (KLIPSTEIN) finden sich auch eine charakteristische Bivalven-Assoziation sowie Gastropoden und Crinoiden (SZENTE et al., 2010b). Das Profil wurde ZUVOR von GROTTENTHALER (1978) ohne konkrete Fossilbestimmungen beschrieben.

77 Hauptdolomit (?Karnium–Norium)

Im Bajuvarikum östlich von Weißenbach am Attersee ist nach PAVLIK (1988) eine schmale, 60 m mächtige Hauptdolomitrippe anzutreffen. Im Schafbergzug erreicht der Hauptdolomit im Hangenden der Nordalpinen Raibler Schichten ca. 1.500 m Mächtigkeit. Er ist dezimeter- bis metergebant, hellbräunlichgrau, lagenweise dunkelgrau und bituminös. Hauptdolomit baut auch den Großteil der „Höllkarscholle“ nordwestlich St. Gilgen auf.

An der Straße B 154 nach Mondsee zeigt der Hauptdolomit bei der Scharflinghöhe und nördlich des Krotensees schöne Harnischflächen (Abb. 8). Der markierte Wanderweg zur Mühlauer Alm verläuft durch brekziösen Dolomit.

Sedimentationsraum:

Der Hauptdolomit entstand in einem festlandnahen intra- bis supratidalen Ablagerungsraum der ausgedehnten tropisch warmen Dachsteinkalk-Lagune des Tethys-Ozeans. Die gelegentlichen bituminösen Einschaltungen sind auf lokale Faulschlamm-Senken innerhalb der Lagune zurückzuführen.

Fossilinhalt und Alter:

Der wohl schon primär geringe Fossilinhalt wurde im Zuge der Dolomitisierung noch weiter dezimiert. Sein Altersumfang kann als oberkarnisch bis norisch angegeben werden.

76 Plattenkalk (Norium–Rhätium)

Unter Wechsellagerung geht aus dem Hauptdolomit des Schafbergzuges der hangende, deutlich dezimeter- bis metergebankte, graue bis bräunlichgraue, dichte bis feinkörnige Plattenkalk hervor (Abb. 11). Seine im Osten rund 300 m betragende Mächtigkeit reduziert sich gegen Westen auf Grund der Überschiebung entlang der „Grünsee-Scherfläche“ auf null. Nach PAVLIK (1988) sind im Gebiet zwischen Rußbach und Leonsberg dem Plattenkalk wiederholt schwarze gebankte Mergel bis Mergelkalke eingeschaltet. Das Gebiet liegt somit im Verzahnungsbereich des Plattenkalks mit den Kössener Schichten.



Abb. 11.

Plattenkalk an der Forststraße südwestlich des Vormauersteins. Foto: H. EGGER.

Gute Aufschlüsse von Plattenkalk finden sich am Osthang des Saurüssels entlang der Straße von Winkl zum Gasthof Fürberg (PLÖCHINGER, 1989). Der mittel- bis dunkelgraue oder bräunlichgraue Plattenkalk kann nach PAVLIK (1987) sehr unterschiedlich entwickelt sein. Den ebenflächigen Kalkbänken können Lagen vom Typ des Hauptdolomits, aber auch Varianten, die an Kössener Schichten erinnern, zwischengeschaltet sein. Er entstand wohl im lateralen Faziesübergang zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk. Auch lässt er eine ähnliche, wassertiefenabhängige Zyklizität wie letzterer erkennen.

Sedimentationsraum:

Subtidaler bis intratidaler Lagunenbereich.

75 Kössener Schichten (dunkler Mergel, Kalkmergel, Kalk; Rhätium)

Im Bereich Aignerriedl (1.326 m) und Reiningspitze (1.460 m) stehen südlich der Auerriesenstörung dunkelgraue bis bräunlichgraue, gelblich anwitternde Mergelkalke an, welche als kalkreiche Fazies der Kössener Schichten betrachtet werden (siehe Übersignatur auf der geologischen Karte des Wolfgangseegebietes 1:25.000; PLÖCHINGER, 1972).

Auf eine äquivalente Beobachtung macht PAVLIK (1988) im Plattenkalkbereich südlich des Haleswiesees aufmerksam und scheidet das Gestein, ebenso mit einer Übersignatur, als Kössener Schichten aus. Im Gegensatz zu dieser kalkreichen Ausbildung steht die tonige Ausbildung der Kössener Schichten im Bereich der Osterhorngruppe auf Blatt 95 St. Wolfgang. Hier sind es dunkle, tonreiche Mergelkalke mit bis zu einigen Meter mächtigen, fossilreichen Mergel-Zwischenlagen.

Sedimentationsraum:

Die Kössener Schichten widerspiegeln den beginnenden terrigenen Sedimenteintrag in der Obertrias. Sie zeigen einen zyklischen Wechsel von Tonsteinen und Mergeln mit Muschelschill-Lagen und Kalken vom Typ Plattenkalk/Dachsteinkalk. Kössener Schichten vom Typ der Hochalm-Subformation (GOLEBIEWSKI, 1990) wurden wohl in lokalen flachen Intraplattformbecken auf der Karbonatplattform des zyklisch gebankten Dachstein- bzw. Plattenkalks abgelagert. Sie sprechen für stagnierende Ablagerungsbedingungen in einem seicht subtidalen Ablagerungsbereich mit Wassertiefen bis zu etwa 20 m.

Fossilinhalt und Alter:

Lamellibranchiaten (oft als Lumachelle) und Gastropoden. TATZREITER (1985) berichtet über fossilreiche mergelige Kössener Schichten im Gebiet der Leonsbergalm und westlich davon, in den Nordost-Abbrüchen im Bereich der „Steinernen Mandeln“ und in der Rinne zum Klausgraben nördlich des Breitenberges, die aber keine stratigrafische Einstufung zulassen.

74 Oberrhätalk (heller Ooidkalk; oberes Rhätium–?Unterjura)

Oberrhätalk findet sich nach TATZREITER (1985) als heller Ooidkalk östlich der Querstörung, die durch das Rußbachtal gegen NNE verläuft. Er bildet innerhalb des Kirchberg- bzw. Scheibelbergkalkes kleine Fenster.

An einem steilen Güterweg, der nördlich des Brunnwinkels von der Straße B 154 zum Abhang des Buchberges, der sogenannten Brunnleiten abzweigt, ist ein mehrere m³ großer kuppelartiger Körper von massigem, mittelgrauem, Korallen führendem Kalkstein aufgeschlossen, den man sowohl als Oberrhätalk als auch als „Lithodendronkalk“ der Kössener Schichten ansprechen könnte. Die massige Felskuppe wird von dünnschichtigen, zerscherten Kössener Schichten überlagert, die bereits nach sehr kurzer Distanz hangend in Hornstein führenden Scheibelbergkalk übergehen.

Sedimentationsraum:

Der Oberrhätalk bildet in den Salzburger und Nordtiroler Kalkalpen nördlich der Lagune des gebankten Dachsteinkalks angesiedelte Riffzüge mit einer daran anschließenden, z.T. ausgedehnten Karbonatplattform. Innerhalb dieser „Oberrhätalk-Karbonatplattform“ können lokal Becken entwickelt sein – sogenannte Intraplattform-Becken – in denen organisch-reiche Kössener Schichten abgelagert wurden.

73 Allgäuschichten (Fleckenmergel; Unterjura)

Hell- bis dunkelgraue, dunkel gefleckte, z.T. etwas kieselige Mergel der Allgäuschichten (früher „Liasfleckenmergel“) liegen in kleinen Vorkommen im Bereich des Aschbachgrabens und nördlich des Schwarzensees auf der Meiselalm vor. Sie bilden dort das Hangende des Kirchsteinkalkes. Die charakteristischen dunklen Flecken der Allgäuschichten sind auf Bioturbation des Schlammes zurückzuführen. Gelegentlich sind in der Schichtfolge auch Lagen von grauen Crinoidenkalken und kieseligem Kirchsteinkalk eingeschaltet.

Sedimentationsraum:

Mariner Beckenbereich mit größerer Wassertiefe.

Fossilinhalt und Alter:

(Meiselalm) *Hildoceras bifrons* (BRUGUIÈRE), eine Leitform des Toarcium.

72 Kirchsteinkalk, Scheibelbergkalk (Kieselkalk, Hornsteinkalk; Unterjura), lokal Crinoiden führend

Beim Kirchsteinkalk (Spongienkalk) handelt es sich um dunkelgraue, dünnbankige, ab und zu Hornstein führende, im Allgemeinen mikritische Kalke mit Mergel-Zwischenlagen. Die Bezeichnung Spongienkalk bezieht sich auf den auffallenden Reichtum an Spongiennadeln. Der gut geschichtete, ebenso graue, kieselig-tonige Scheibelbergkalk weist eine reiche Hornsteinführung auf. Eine kartierungsmäßige Trennung des Kirchsteinkalkes vom Scheibelbergkalk ist nicht immer möglich. Zusammen sind die Gesteine bis ca. 200 m mächtig. Wo sich im Schafbergzug die grauen, tonigen Kalke mit dem Hierlatz-Crinoidenkalk verzahnen, wird das tonige Gestein crinoidenspätig; sie könnten dort in den mittleren Jura reichen. Im Bereich der Osterhorngruppe ist der kieselige, Hornstein führende Scheibelbergkalk (Abb. 12), nicht aber der Kirchsteinkalk entwickelt. Die Unterscheidung von Allgäuschichten und Kirchsteinkalk, der früher meist als „Lias-Spongienkalk“ bezeichnet wurde, ist nach PAVLIK (1987) sehr individuell zu sehen. Demnach ist am Südrand des Münchsees, eines typischen Karsees, Kirchsteinkalk weit verbreitet, während die Allgäuschichten nordwestlich von Ried als Kirchsteinkalk anzusehen sind.



Abb. 12.
Unterjurassischer Scheibelbergkalk bei Brunneleiten. Foto: G. FEITZINGER.

Sedimentationsraum:

Beckenbereich mit etwas geringerer Wassertiefe als bei 71.

Fossilinhalt und Alter:

Kirchsteinkalk: Massenhaft Spongiennadeln, *Schlotheimia marmorea*, *Lobothyris punctata* (SOWERBY, 1812) etc. Scheibelbergkalk der Vormaueralm, nördlich und nordwestlich des Schwarzenzensees: Verkieselte Brachiopoden mit *Cirpa briseis* (GEMMELLARO, 1874), eine Leitform des unteren Mitteljura (det. AGER); oosparitischer Kalk der Vormaueralm: Koprolithen wie *Favreina* sp.

Am Österreichischen Weitwanderweg 04 wurde von SIBLIK (2012) unweit der Oberen Glashernalm am Kreuzungspunkt der Forststraße mit dem Schafbergsteig auf 950 m SH im grauen Kieselkalk eine arten- und individuenarme Brachiopodenfauna aufgesammelt. Sie besteht hauptsächlich aus einklappig erhaltenen Exemplaren und spricht für das Sinemurium: *Prionorhynchia fraasi* (OPPEL, 1861), *Prionorhynchia fraasi* (OPPEL, 1861) juv.?, *Lobothyris* ex gr. *andleri* (OPPEL, 1861), „*Terebratula*“ inc. sp. und Rhynchonellida indet. Auch entlang der sich in Nord/Süd-Richtung erstreckenden Obenauer Alm stehen Kieselkalke an, die gelegentlich schon mit freiem Auge Spongiennadel-Anhäufungen erkennen lassen.

71 Roter Kieselkalk, Radiolarit (Unterjura)

Hangend der aus Hierlatzkalk und massigem „Rhät-Liaskalk“ aufgebauten Zone scheidet PAVLIK (1988) östlich der „Russbach-Querstörung“ einen roten Kieselkalk und Radiolarit des unteren Jura aus, der am Ostausstrich der „Schafberg-Synklinale“ normal vom grauen Kirchsteinkalk, einem Spongienkalk, ebenfalls der frühen Jura-Zeit, überlagert wird.

Sedimentationsraum:

Mariner Beckenbereich mit größerer Wassertiefe.

Fossilinhalt und Alter:

Teilweise gesteinsbildende Radiolarien. Mangels stratigrafisch aussagekräftiger Fossilfunde ist die genauere stratigrafische Einstufung unsicher.

70 Adneter Kalk, Enzesfelder Kalk (Crinoiden-, Brachiopoden-, Cephalopodenkalk; Unterjura)

Der durch seine Ockerfärbung ausgezeichnete, nur etwa metermächtige Enzesfelder Kalk und der hangende, durchschnittlich 5 m mächtige, knollig-flaserige Adneter Kalk sind im Osterhorn-Tirolikum südlich von St. Gilgen anzutreffen. Im Bereich des Schafberg-Tirolikums ist eine sehr eigenständige Übergangsfazies vom Crinoiden-Brachiopodenkalk zum dichten Adneter Kalk, einem Cephalopodenkalk der frühen Jura-Zeit, zu erkennen (SPENGLER, 1911). Am Mittersee zeigen sich weite Zerklüfte im hellen massigen Kalk des Rhätium bis Unterjura (69) mit diesem bunten Gestein erfüllt.

Die bunten Unterjura-Kalke begleiten an verschiedenen Stellen des Schafberg-Zuges den als Hierlatzkalk und hellen massigen Kalk ausgeschiedenen Bereich. NNW des Schwarzensees ist er als mehrphasige intraformationelle Brekzie ausgebildet und weist Komponenten aus einem bunten, dichten Kalk, Crinoidenkalk sowie Spongienkalk auf (MOSHAMMER & LEUPRECHT, 2005). Das dort abgebaute Gestein führt die Handelsbezeichnung „Schwarzensee-Marmor“.

Sedimentationsraum:

Die Ammonitenfauna deutet auf einen pelagischen Lebensraum in einem offenen Meeresbereich, vermutlich tiefer als 200 m hin.

Fossilinhalt:

Im Schafberg-Tirolikum Brachiopoden des mittleren Unterjura, z.B. *Lobothyris* sp., *Lobothyris punctata* (SOWERBY, 1812), *Cirpa* sp., *Spiriferina* sp., *Zeilleria mutabilis* (OPPEL, 1861), *Prionorhynchia greppini* (OPPEL, 1861) (det. AGER); (siehe dazu SPENGLER, 1911; PLÖCHINGER, 1973). Im Osterhorn-Tirolikum Ammoniten und Brachiopoden des Unterjura.

In den Publikationen von VÖRÖS et al. (2003a, b) über die Fauna und Fazies des Unterjura im Schafberggebiet werden die Mikrofaziestypen der Crinoiden-Biomikrite bis Sparite des Hierlatzkalkes und des Typus „Adneter Kalk“ unterschieden. Beim letztgenannten Typus werden der Crinoiden-Biomikrit mit Lithoklasten, der Filament-Crinoiden-Biomikrit, der Os-

trakoden-Echinodermen-Biomikrit und der Foraminiferen und Ostrakoden führende Echinodermen-Spicula-Biomikrit unterschieden. Systematisch sind neben der Mikrofauna (z.B. *Globochaete alpina* LOMBARD, *Trochammina alpina* KRISTAN-TOLLMANN, *Involutina alpina* (JONES) etc.) Bivalven, wie *Praechlamys* div. sp., Gastropoden der Gattungen *Cyclostomaria*, *Anodomaria*, *Pleurotomaria*, *Bathrotomaria*, *Laevitomaria*, *Anticonulus*, *Ataphrus*, *Crossostoma*, *Eucyclus*, *Cirrus*, *Discohelix*, *Anoptychia* und außerordentlich viele Brachiopodenarten des Sinemurium und des Pliensbachium angeführt, und zwar folgende Gattungen: *Apringia*, *Prionorhynchia*, *Cirpa*, *Calcirhynchia*, *Salgirella*, *Homoeorhynchia*, *Piarorhynchia*, *Cuneirhynchia*, *Gibbirhynchia*, *Koninckodonta*, *Liospiriferina*, *Orthotoma*, *Lobothyris*, *Rhapidothyris*, *Viallithyris*, *Linguithyris*, *Securithyris*, *Zeilleria*, *Securina* und *Bakonythyris*.

69 Hierlitzkalk (Crinoidenkalk; Unterjura)

Heller, massiger Kalk (Rhätium–Unterjura) (Fototafel 1, Abb. I, II)

Ein hellgrauer bis weißer, zum Teil als Pelbiosparit ausgebildeter, massiger Kalk, der vom Rhaetium in den Unterjura reichen soll (früher „rhätoliassischer“ Kalk), ist kartierungsmäßig oft nur schwer vom dickbankigen Hierlitz-Crinoidenkalk zu trennen. Das biomikritisch bis sparitisch aus Crinoidenresten aufgebaute Gestein kommt in Klüften des hellen „rhätoliassischen“ Kalkes vor. Bei der Himmelspforte ist der rote Crinoidenkalk z.T. verkieselt. Die genannten Gesteine streichen in bis 100 m Mächtigkeit über den Gipfelzug des Schafberges und sind von der Kote 1.782 m nahe Hotel Schafberg gegen Osten bis nördlich des Schwarzensees zu verfolgen. Von hier aus kartierte sie PAVLIK (1988) in einem störungsumgrenzten Zug bis nahe zum östlichen Blatrand, wo sie nach seiner Erkundung von einem roten Kieselkalk und Radiolarit des unteren Jura – stratigrafische Belege dafür fehlen allerdings noch – überlagert werden. Schließlich sind der 1.500 m lange Gesteinszug Hochwänd–Hochkogel und ein kleines Vorkommen am Rieder Ufer des Wolfgangsees aus massigen „rhätoliassischen“ Gesteinen aufgebaut. Sie treten morphologisch deutlich hervor.

Sedimentationsraum:

Am Ende der Trias starben die Riffe 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 (MANDL, 2012). Die Rotkalk bildeten sich z.T. auf submarinen Hochzonen („Schwellen“), wo Strömungen nur geringmächtige Sedimentanhäufungen erlaubten. Die Hauptmasse des verfügbaren Kalkschlammes sammelte sich hingegen als Allgäuschichten in den tieferen Beckenbereichen. Die Spalten im Dachsteinkalk, die sich bei den tektonischen Vorgängen öffneten, wurden von eingeschwemmtem rotem Kalkschlamm bzw. Kalksand verfüllt; sie fungierten als Sediment- und Fossilien-„Fallen“.

Fossilinhalt und Alter:

Die häufigsten Fossilien des Hierlitzkalks sind die Crinoiden bzw. deren Stielglieder sowie Brachiopoden – beide nicht selten in gesteinsbildender Häufigkeit. Ungleich seltener finden sich Ammoniten, Muscheln und Schnecken. Die reichen und verschieden alten Faunen stammen überwiegend aus Spaltenfüllungen, die sich in mehreren Generationen ansammelten. Die Mikrofauna der peloidenreichen mud- bis packstones enthält auch sand-schalige Foraminiferen, kalzifizierte Schwammnadeln, Ostrakoden und Spalten auskleidende Spongien, Bioturbation ist häufig.

Im „Rhät-Liaskalk“ finden sich die Foraminiferen *Triasina hantkeni* MAJSON, *Permodiscus* sp. und die Algen *Griphoporella curvata* GÜMBEL, *Heteroporella crossi* OTT, *Thaumatoporella* aff. *parvovesiculifera* (RAINERI) sowie Solenoporaceen (det. FENNINGER, HOLZER); im Hierlitzkalk der Spinnerin (1.725 m) die Brachiopoden *Terebratula helenae* RENZ, 1932, *Prionorhynchia greppini* (OPPEL, 1861) und *Zeilleria alpina* (GEYER, 1889) (det. AGER).

SIBLIK (2012) berichtet über Funde von Brachiopoden im Hierlitzkalk auf 950 m SH NNE der Zahnradbahn-Haltestelle Schafbergalm am Touristenweg Nr. 17 nach Scharfling. Im roten Kalktyp fanden sich *Prionorhynchia greppini* (OPPEL, 1861), *Prionorhynchia cf. fraasi* (OPPEL, 1861), Rhynchonellida inc. sp. und *Zeilleria* sp. Aus dem hellen Hierlitzkalk konnten folgende Taxa isoliert werden: *Calcirhynchia plicatissima* (QUENSTEDT, 1852), *Prionorhynchia greppini* (OPPEL, 1861), *Prionorhynchia fraasi* (OPPEL, 1861), *Prionorhynchia cf. polyptycha* (OPPEL, 1861), Rhynchonellida inc. sp., *Zeilleria mutabilis* (OPPEL, 1861), *Zeilleria aff. baldaccii* GEMMELLARO, 1874, *Zeilleria* sp., *Lobothyris* sp., „*Terebratula*“ aff. *schlosseri* BÖSE, 1897, „*Terebratula*“ *juvavica* GEYER, 1889 juv.?, *Terebratulida* sp. inc. Auffällig ist das Fehlen von den im unteren Jura des Schafberggebietes meist häufigen Spiriferiniden-Arten; dennoch ist das Sinemurium-Alter gut abgesichert.

Hierlitzkalk-Lesesteine am Touristenweg Nr. 17 NNW der Zahnradbahn-Haltestelle Schafbergalm lieferten eine ähnliche Fauna, aber auch Spiriferiniden des Sinemurium (det. SIBLIK): *Callospiriferina tumida* (BUCH, 1836), *Calcirhynchia plicatissima* (QUENSTEDT, 1852), Rhynchonellida indet. juv.?, *Zeilleria aff. mutabilis* (OPPEL, 1861), *Zeilleria cf. choffati* (HAAS, 1885) und *Terebratulida* indet.

Auch am Berimandlstoa (21), einem Findlingsblock in der Flyschzone aus blass rosa-rotem, grobspätigem Hierlitzkalk sind vereinzelt schlecht erhaltene Brachiopoden zu beobachten, nämlich *Liospiriferina cf. alpina* (OPPEL, 1861), *Liospiriferina cf. sylvia* (GEMMELLARO, 1878), *Liospiriferina* sp. und *Zeilleria* sp. Der Faunen-Charakter spricht nach SIBLIK (2012) für ein Sinemurium-Alter des unteren Jura.

68 Ruhpolder Schichten (Radiolarit, Kieselkalk; Oberjura)

Unter dieser Bezeichnung sind auf der Karte 10–20 m mächtige, rote bis grünlichgraue dünnbankige Radiolarite des Oxfordium ausgeschieden, wie sie am steilen Nordabfall der Schafberg-Gipfelregion im Kern der „Hauptsynklinale“ auftreten. Dazu zählen die Vorkommen nördlich der Himmelspforte, südlich des Suissensees und vom Nordosthang der Spinnerin (1.725 m) bis südlich des Mittersees.

Sedimentationsraum:

Mit dem Radiolarit erreichte der kalkalpine Ablagerungsraum seine größte Meerestiefe.

Fossilinhalt und Alter:

Die Radiolarienfaunen der nur lückenhaft aufgeschlossenen Ruhpolder Schichten des Falkensteins nordwestlich von St. Wolfgang verweisen nach KÜGLER et al. (2003) auf das Callovium bis Oxfordium.

67 Plassenkalk (Kimmeridgium–Tithonium)

Es ist ein heller, fast weißer, gelegentlich rot durchaderter, massig-klotziger Kalk. Er baut im Schafberg-Tirolikum folgende felsigen Rücken auf: Den Plomben-, Mitter- und Obenauerstein (die „Drei Brüder“) nördlich von St. Gilgen, den Falkenstein am nördlichen Wolfgangseeufer (Abb. 13) und die Höhen des Vormauersteins und des Käferwandls. Der bis zu 300 m mächtige Plassenkalk ruht etwas diskordant den obertriassischen bis unterjurassischen Gesteinen auf.

Sedimentationsraum:

Seichte Karbonatplattform mit Riffwachstum in den hangenden Partien.

Fossilinhalt und Alter:

Im Allgemeinen Gastropoden, Hydrozoen, Bryozoen, Sphaeractinien (Falkenstein, Vormauerstein), die Algen *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Macroporella* und *Pianella*, die Foraminifere *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK (det. FENNINGER).

Nach GAWLICK et al. (2007), GAWLICK & SCHLAGINTWEIT (2010), AUER et al. (2010) und SCHLAGINTWEIT & GAWLICK (2008) lief die Entwicklung der aus mehreren eigenständigen Teilen beste-



Abb. 13.

Die Falkensteinwand am Wolfgangsee sowie die im Hintergrund zu sehenden Felswände der „Drei Brüder“ bei St. Gilgen bestehen aus Plassenkalk. Blickrichtung NW. Foto: H. EGGER.

henden Wolfgangsee-Karbonatplattform in mehreren Phasen ab. Der auf Blatt St. Wolfgang liegende Bürglstein weist als einziges Vorkommen der Wolfgangsee-Karbonatplattform eine komplette Schichtfolge auf. Für SCHLAGINTWEIT & GAWLICK (2008) zeigt der Plassenkalk s.l. eine differenziert entwickelte Karbonatplattform mit Lagune, Rückriff, Riff- und Vorriffsegmenten.

Bereits von FENNINGER & HOLZER (1970) wurden die Plassenkalk-Vorkommen im Nordwesten des Wolfgangsees thematisiert und schließlich in die Bearbeitung der Arbeitsgruppe um Gawlick einbezogen. Das östlichste Vorkommen der Wolfgangsee-Karbonatplattform am Kartenblatt Mondsee ist der wandbildende Plassenkalk der „Drei Brüder“. Diese 200–300 m mächtigen Klippen erstrecken sich nördlich von St. Gilgen in N–S-Richtung (AUER et al., 2010; GAWLICK et al., 2007; GAWLICK & SCHLAGINTWEIT, 2010). In den basalen Resedimenten der „Drei Brüder“ konnten Ooid führende Lagen sowie die benthischen Foraminiferen *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK, 1951, und „*Kilianina*“ *rahonensis* FOURY & VINCENT, 1967, nachgewiesen werden. Darüber folgen Ablagerungen des Abhanges mit zwischengeschalteten Brekzien. Im Hangenden sind Plattformrand-Ablagerungen mit Korallen und Stromatoporoïden entwickelt (KÜGLER et al., 2003; GAWLICK et al., 2007).

Im Plassenkalk des Falkensteins sind nach KÜGLER et al. (2003) nur seine ältesten Anteile vorhanden. Demnach handelt es sich um eine initiale shallowing-upward-Folge, die sich kontinuierlich aus dem Radiolarit heraus über Ablagerungen des Plattformhanges und -randes hin zu einer höherenergetischen Plattformfazies mit Ooiden entwickelte.

66 Tonige Oberalmer Schichten (toniger Kalk, Mergel, hornsteinreich; Kimmeridgium–Tithonium)

Die Tonigen Oberalmer Schichten, die in der Osterhorngruppe weit verbreitet sind, werden auf Blatt 65 Mondsee nur randlich erfasst. Es sind dezimeter-gebankte, graue, Hornstein führende, tonige Kalke und Mergelschiefer mit ihren charakteristischen, turbiditisch gebildeten, bräunlichen Barmsteinkalk-Zwischenlagen.

Sedimentationsraum:

Tiefes Meeresbecken mit allfälligen karbonatklastischen Schüttungen vom Karbonatplattform- und Vorriff-Bereich in den Barmsteinkalk-Zwischenlagen.

Fossilinhalt:

Lamellapythen, Schwammnadeln, Calpionellen, Schwebcrinoiden, Nannoplankton.

65 Wechselfarbige Oberalmer Schichten (bunter Kalk, hornsteinarm; Kimmeridgium–Tithonium)

Es sind graue, gelblich bis rötlich durchmischte, vorwiegend dicker gebankte Kalke, die reich an Biogenschlamm und organodetritischem Material sind und dünne Mergellagen aufweisen.

Auf Blatt 65 Mondsee können nur eine kleine, an der Straße B 154 gelegene Gesteinspartie NNW von St. Gilgen und eine schmale Zone unter der Filbling-Störung zu den wechselfarbigem Oberalmer Schichten gezählt werden. Das Schichtglied stellt offenbar eine Übergangsfazies zwischen dem Plassenkalk und den tonigen Oberalmer Schichten dar (siehe PLÖCHINGER, 1972).

Die feinkörnigen, grauen bis hell bräunlichen, mehr oder weniger kieseligen, oftmals dunkle Hornsteinknollen führenden Kalksteine der Oberalmer Schichten sind meist im 5–15 cm-Bereich gebankt und zeigen häufig mergelige Zwischenlagen. Örtlich können ihnen bis zu mehrere Meter mächtige Lagen von allodapischen Barmsteinkalk-Lagen zwischengeschaltet sein.

Sedimentationsraum:

Tiefmarine karbonatische Ablagerungen mit klastischen Schüttungen vom Karbonatplattform- und Abhang-Bereich. Eine Ablagerungstiefe von 3.000 m und mehr wurde im westlich anschließenden Gebiet von GARRISON & FISCHER (1969) diskutiert. Die vergleichsweise seltenen Funde von aragonitischen Ammonitengehäusen und das häufigere Vorkommen kalzitischer Aptychen lassen auf einen Ablagerungsraum um die Aragonitkompensationstiefe schließen.

Fossilinhalt und Alter:

Crinoiden, Algen, Foraminiferen, selten Aptychen und Ammoniten, vereinzelt auch Spurenfossilien. An Mikrofossilien zeigen sich in Dünnschliffen neben Kieselschwammnadeln auch andere pelagische Biogene, wie Calpionellen, Radiolarien und Schwebcrinoiden (*Saccocoma*). Kalkiges Nannoplankton kommt im Oberjura erstmals in gesteinsbildender Häufigkeit vor (GARRISON & FISCHER, 1969). In den Barmsteinkalkbänken finden sich allodapisch umgelagerte Seichtwasserbiogene, wie Stromatoporidae, Korallen, Kalkalgen sowie benthische Foraminiferen. Das Alter soll nach Calpionelliden und Radiolarien im Salzkammergut spätes Tithonium bis frühes Berriasium umfassen; ein frühes Kreide-Alter wurde jedoch bislang im Wolfgangseegebiet nicht nachgewiesen.

64 Steinmühlkalk (roter Flaserkalk; Kimmeridgium–Tithonium)

Dieser rote Flaserkalk konnte von PAVLIK (1987, 1988) in zwei kleinen Schollen in der Langbathzone (Hochbajuvarikum) östlich von Weißenbach am Attersee erkundet werden. Das Gestein zeigt sich überlagert bzw. auch begleitet von den „neokomen“ Mergeln.

Sedimentationsraum:

Bunte Kalke mit Ammoniten vom Typ des Steinmühlkalks unterlagern nach WAGREICH et al. (2008a) an anderen Lokalitäten die Schrambachschichten. Sie wurden in einem tiefermarinen Becken abgelagert.

Fossilinhalt und Alter:

Trotz fehlender Fossilfunde auf dem Kartenblatt kann wohl ein Kimmeridgium–Tithonium-Alter nicht aufrecht erhalten werden. Vielmehr ist, wie WAGREICH et al. (2008a: 16) vermuten, unteres Berriasium bis unteres Valanginium anzunehmen.

63 Schrambachschichten (mergeliger Kalk, Fleckenmergel; Berriasium–Hauterivium)

Sie sind in der schmalen Zone des Bajuvarikums, die südlich der Seeache zwischen dem Mondsee und dem Attersee verläuft sowie südlich der Schwemmkegel der Burggrabenklamm und des Loidlbachs – z.T. im Liegenden der Tannheimer Schichten – anzutreffen. In gleicher Weise sind sie im Bajuvarikum östlich von Weißenbach am Attersee vertreten. Südlich St. Gilgen ist Schrambach-Formation an der Gamswandalm eingeschaltet.

Die Schrambach-Formation entwickelte sich durch deutliche Zunahme des Mergelgehaltes aus den Oberalmer Schichten bzw. aus den dm-gebankten, kieseligen Kalkmergeln. Es handelt sich um gut geschichtete, plattige, helle, oft grau gefleckte, selten Hornstein führende Mergelkalke bis Kalkmergel, gelegentlich mit weichen Mergellagen und etwas Sandgehalt. In Dünnschliffen sind nach LEISCHNER (1959) texturierte Foraminiferen und feinkörnige kohlige oder limonitische Partikeln erkennbar.

Sedimentationsraum:

Tieferer mariner Beckenbereich mit zunehmend terrigenem Sedimenteintrag.

Fossilinhalt und Alter:

Ammoniten der Gattungen *Calliphylloceras*, *Ptychophylloceras* und *Olcostephanus* (det. SIEBER), Belemniten, Bivalven und Brachiopoden; südlich St. Gilgen: Lenticulinen, Spirillinen (det. OBERHAUSER), *Coccolithus* div. sp. und *Nannoconus* div. sp. (det. STRADNER). LEISCHNER (1959) erwähnt neben Aptychen auch nicht näher bestimmte Ammoniten; moderne Fossil-aufsammlungen fehlen.

62 Tannheimer Schichten (Mergel; Aptium–Albium)

Das Schichtglied besteht aus grünlich- bis mittelgrauen, gelegentlich leicht rötlich gefärbten, dunkelgrau gefleckten, kalkreicheren, dezimeter- bis meter-gebankten Mergeln. Es tritt in Oberburgau, südlich und südöstlich des ehemaligen Hotels Kreuzstein und unter dem Wettersteinkalk des Tirolikums auf und ist dem Tiefbajuvarikum zuzuordnen.

Sedimentationsraum:

Mariner Beckenbereich. WAGREICH (2003b) hält die Tannheimer und Losensteiner Schichten des (Tief)bajuvarikums für eine turbiditische coarsening-upward-Abfolge mit Rinnen- und Zwischenrinnen-Ablagerungen, submarinen Schuttströmen und Rutschmassen, die auf dem kretazischen Orogenkeil der Ostalpen abgelagert wurden.

Fossilinhalt und Alter:

Skulpturierte Lenticulinen, *Gavellinella* ex gr. *intermedia* (BERTHELIN), *Conorotalites bartensteini* ex gr. *aptiensis* (BETTENSTÄEDT) (det. OBERHAUSER, Aptium/Albium).

61 Losensteiner Schichten (Mergel, Konglomerat; Albium–Turonium)

Ein 5 m großer, Exotika führender Konglomeratblock des Bajuvarikums befindet sich am Südrand des St. Gilgener Fensters, an der Mozartsteigbrücke über dem Kühleitengraben in ca. 760 m SH. Zusammen mit den überlagernden grau-

en, sandigen Mergeln kann er zu den Losensteiner Schichten gestellt werden. Das Konglomerat, das durch ein kalkig-sandiges Bindemittel stark verkittet ist, führt bis über kopfgroße kalkalpine und kristalline Gerölle von Quarzporphyr, Diabas, Granit, Gneis, Quarzit und Quarz.

Bis über kopfgroße Granitoid-Gerölle, wie sie sich im Staffelgraben an der Westseite des Plombergsteins finden, dürften aus dem Konglomerat ausgewittert und quartär verfrachtet worden sein. Jedenfalls zeigen die genannten Gesteine, dass neben den Gesteinen des St. Gilgener Fensters Gesteine des Tiefbajuvarikums fensterförmig in Erscheinung treten.

Sedimentationsraum:

Siehe Tannheimer Schichten (62).

Fossilinhalt:

Im Bindemittel des Konglomerates *Orbitolina concava* LAMARCK.

Gosau-Gruppe

60 Bitumenschichten (grauer Mergel, Sandstein; Coniacium)

59 Rudistenkalk (Coniacium–Santonium)

58 Sandstein, Mergel (Campanium–?Maastrichtium)

Am Fuß der Wettersteinkalkwand des Kalkalpen-Nordrandes sind von nördlich der Drachenwand bis nahe zum ehemaligen Gasthof Plomberg am Mondsee (seit kurzem befindet sich hier ein Produktionsbetrieb des Salzburger Getränkeherstellers Treml Punsch) mit Unterbrechungen Gosauablagerungen erhalten geblieben. Dazu zählen die Vorkommen des Sau- und des Klausgrabens, die sich in ca. 600 m SH westlich „Treml Punsch“ befinden. Es sind hell- bis grünlichgraue, dunkel gefleckte, schiefrig-plattige Mergel. Nördlich der Bushaltestelle Billroth zeigt sich ein wenige Meter langer Aufschluss eines schiefrig-plattigen, hellbraunen Bitumenkalkes mit inkohlten Pflanzenresten, der mit den bituminösen Gosauablagerungen südlich des Plomberggutes in Verbindung steht. Hier wurde nach SPENGLER (1911) in den Mergeln ein verunreinigtes, 54 cm mächtiges Kohleflöz abgebaut. Das bituminöse Gestein wird, wie an der Böschung entlang der Straße B 154 nach St. Gilgen zu erkennen ist, von einer ca. 100 m mächtigen Gosauserie mit sandigen Mergeln und mergeligen Sandsteinen überlagert. 50 m nordöstlich der Bushaltestelle Billroth zeigt sich in ihnen eine Mergelkalk-Einschaltung mit Rudisten, deren Basis korallenreiche Sandmergel bilden.

Im Ortsgebiet von St. Gilgen ist die niedrige, an der Steinklütstraße gelegene Erhebung des Lohwands aus einem knolligen, Korallen-Rudisten-reichen Mergelkalk aufgebaut.

Sedimentationsraum:

Rudistenriff, Brandungsbereich; Bitumenschichten, limnisch beeinflusster Uferbereich; Mergel und Sandsteine, vorwiegend neritischer Meeresbereich.

Fossilinhalt und Alter:

Im Klausgraben SW „Treml Punsch“ am Mondsee, unter den Karbonatgesteinen des Kalkalpen-Nordrandes *Globotruncana concavata* (BROTZEN) und Globotruncanen der *lapparenti*-Gruppe, oberes Coniacium–unteres Santonium; Im Saugraben *Globotruncana formicata* (PLUMMER), *Globotruncana arca* CUSHMAN, *Pseudotextularia elegans* (RZEHAČ), etc. Oberes Campanium–Maastrichtium, nach OBERHAUSER in PLÖCHINGER (1964, 1973).

Im Rudistenkalk *Hippurites oppeli* Douv. (nach O. KÜHN, 1947); Im Mergel nördlich von St. Gilgen: die Koralle *Stenosmilia tenuicosta* (nach KÜHN, loc. cit.), die Foraminiferen *Quinqueloculina gosae* (REUSS), *Spiroloculina cretacea* REUSS sowie glatte und skulpturierte Ostrakoden, darunter glatte Bairdien (det. OBERHAUSER, tiefere Gosau) sowie *Rhabdolithus turrisseiffelli* DEFLANDRE, *Zygoolithus diplogrammus* DEFLANDRE und *Zygoolithus intercisus* DEFLANDRE (det. STRADNER, tiefere Gosau).

Seit dem Erscheinen des Kartenblattes Mondsee und der Erläuterungen zum benachbarten Blatt St. Wolfgang (KOLLMANN in PLÖCHINGER et al., 1982) erfuhr die Stratigrafie der Gosau-Schichten im Salzkammergut vor allem durch SUMMESBERGER & KENNEDY (1996), SANDERS et al. (1997, 1999), WAGREICH (z.B. 1998, 2003a) und HRADECKÁ et al. (1999) sowie speziell am Kartenblatt Mondsee durch SANDERS et al. (1999), STEUBER (2001, 2003, 2004), STEUBER & SCHLÜTER (2012), HRADECKÁ et al. (2006, 2008) und SZENTE et al. (2010a) wichtige Impulse. Es wurde erkannt, dass die marine Transgression der Gosau-Gruppe bereits im Turonium einsetzte und infolgedessen mehrere Schichtglieder älter sind, als in der Kartenlegende angeführt. Dazu zählen auch die paralischen Glanzkohlevorkommen sowie ein Teil der Korallen/Rudisten-Riffe.

Gosau-Schichten im Ortsgebiet von St. Gilgen

Das Lohwandl Rudisten-Korallen-Riff

An Aufschlüssen von Rudisten-Korallen-Riffkalk ist vor allem das mitten im Ort gelegene Rudisten-Korallen-Riff des Lohwandls zu erwähnen. Es bildet einen markanten Hügel beim öffentlichen Parkplatz an der Steinklüftstraße, beim Bachwirt bzw. gegenüber der Arztpraxis Dr. Stangl. Rudisten-Korallen-Kalke waren wiederholt temporär im Ortsgebiet aufgeschlossen, z.B. im Jahr 2001 beim Bau des Hallenbades des Hotels Hollweger, in den 1980er Jahren bei einem Hausbau am Brunnleitweg 27 sowie bei Bauarbeiten in der Mondsee Straße.

Sandige Mergel im Fußgängertunnel bei der Touristeninformation

Bei Bauarbeiten im Fußgängertunnel, der die Straße B 158 bei der Touristeninformation von St. Gilgen (Scherzerbrücke) ins Ortszentrum unterfährt, waren an der linksufrigen Böschung des Mühlbachs kurzfristig graue sandige Mergel aufgeschlossen. Diese wurden im Hinblick auf ihre Nannoflora (det. ŠVÁBENICKÁ), Foraminiferen (det. HRADECKÁ) und Palynomorphen (det. SVOBODOVÁ) untersucht. Die Erhaltung der Mikrofauna und Nannoflora ist sehr schlecht, jene der Palynomorphen hingegen relativ gut.

Die **Nannoflora** mit *Eiffellithus eximius*, *Lucianorhabdus quadrididus* und *Helicolithus turonicus* spricht für oberes Mittel-Turonium. Auch fanden sich umgelagerte Nannofossilien aus der Unterkreide, wie *Conusphaera mexicana*, *Micrantholithus hoschulzii* und *Conusphaera cuvillieri*.

Unter den sehr seltenen **Palynomorphen** belegen Taxa aus der Normapolles-Gruppe, nämlich *Subtrudopollis* sp. und *Complexiopollis* cf. *complicatus* GÓCZÁN oberes Turonium. *Trudopollis* sp. tritt nach GÓCZÁN et al. (1967) erstmals im mittleren Turonium auf, weiters *Triangulipollis turonis* KRUTZSCH und die Dinoflagellaten-Zyste *Circulodinium distinctum* (DEFLANDRE & COOKSON 1955; JANSONIUS, 1986). Weiters finden sich sehr häufig Foraminiferentapeten und umgelagerte saccate Gymnospermenpollen und -sporen der Unterkreide. Häufig sind die Biogene von Pyrit umkrustet.

Die **Foraminiferen**-Assoziation ist hingegen sehr arten- und individuenarm und stratigrafisch nicht aussagekräftig. Lediglich einige wenige Exemplare der Gattungen *Dictyopsella* oder *Dictyopselloides*, *Quinqueloculina* und ein Exemplar von *Vaginulina* konnten identifiziert werden. Häufiger finden sich schlecht erhaltene zerbrochene Ostrakodenschalen.

Sandige Mergel des Kühleitengrabens

Gleich oberhalb des Hauses Eisenstraße 9 finden sich an der Böschung des Kühleitengrabens schlechte Aufschlüsse von grauen sandigen Mergeln mit Bruchstücken von Korallen und Schnecken.

Im Gegensatz zu den anderen Vorkommen von grauen sandigen Mergeln am Kartenblatt zeigen diese nach ŠVÁBENICKÁ (in SVOBODOVÁ et al., 2012) eine **Nannoflora** des oberen Coniacium (Nannozone UC11a-b). Die Thaphocönose wird von *Watznaeria barnesae* dominiert, die ca. 10 % des kalkigen Nannoplanktons einnimmt sowie von umgelagertem Unterkreide-Material. Taxa, die Coniacium belegen, sind selten: *Lithastrinus grillii*, *Micula staurophora*, *Marthasterites furcatus* und *Lucianorhabdus quadrifidus*. Die Nannoflora spricht für normale Salinität, wobei die Dominanz von *W. barnesae* und das seltene Vorkommen von *M. staurophora* für einen Ablagerungsraum in niedrigen Breiten der Tethys-Provinz sprechen und *Braarudosphaera bigelowii* sowie *Lucianorhabdus* sp. für seichtmarines Environment. Unter den umgelagerten Coccolithen und Nannoconiden des ?Hauterivium finden sich *Micrantholithus hoschulzii*, *Cruciellipsis cuvillieri* und *Eiffellithus striatus*. Auch unter den umgelagerten unterkretazischen Taxa dominieren Tethys-Elemente niedriger Breiten, wie *C. cuvillieri* sowie *Tubodiscus* sp. Nannoconiden bevorzugen seichtes Warmwasser und oligotrophes Milieu.

Nach HRADECKÁ (unpubl.) wird die **Foraminiferenfauna** von benthonischen Taxa dominiert: *Vaginulina trilobata* (D'ORBIGNY), *V. gosae* (REUSS), *Ammobaculites* sp., *Marssonella oxycona* (REUSS), *Lenticulina comptoni* (SOWERBY), *Vaginulinopsis* sp., *Psammosphaera laevigata* WHITE, *Nodosaria* sp., *Gaudryina* sp., *Tritaxia tricarinata* (REUSS), *Quinqueloculina* sp., *Astacolus* sp., Bruchstücke von *Ellipsodimorphina* sp. und *Fronicularia*. Die wenigen sehr kleinen planktonischen Foraminiferen waren unbestimmbar. Im Einklang mit der Nannoflora ist die Fauna aufgrund des Nachweises von *Vaginulina trilobata* und *V. gosae* als Coniacium-?Santonium einzustufen. Zudem fanden sich in der Feinfraktion massenhaft Ostrakoden, kleine Gastropoden und Fischzähne, in der Grobfraktion auch Bruchstücke von Seeigelstacheln.

Die **Sporen- und Pollenflora** (SVOBODOVÁ in SVOBODOVÁ et al., 2012) setzt sich aus tripartiten Angiospermen-Pollen der Normapolles-Gruppe zusammen und zwar *Complexiopollis funiculatus* TSCUDY, *Complexiopollis* sp., *Trudopollis* sp., *Interporopollenites* sp. und *Plicapollis* sp. Die Gymnospermen werden von *Taxodiaceapollenites hiatus* (POTONIÉ) KREMP und relativ häufig *Corollina torosa* (REISSINGER) KLAUS emend. CORNET & TRAVERSE repräsentiert sowie von disaccaten *Pinuspollenites* sp. An Pteridophyten-Sporen finden sich *Stereisporites psilatus* (ROSS) PFLUG, *Cyathidites minor* COUPER, *Echinatisporites varispinosus* (POCOCK) SRIVASTAVA, *Plicatella* sp., *Cicatricosisporites* sp., *Torioisporis* sp. und *Neorastrickia* sp., selten findet sich auch das Pilzsporen-Taxon *Pluricellaesporites psilatus* VAN DER HAMMEN. Auch umgelagerte bisaccate Pollen aus dem Perm wurden beobachtet.

Die **Dinoflagellaten-Zysten** sind sehr schlecht erhalten und zeigen eine geringe Diversität (SVOBODOVÁ in SVOBODOVÁ et al., 2012). Bestimmbar waren *Spiniferites ramosus* (EHRENBERG) MANTELL, *Florentinia* sp., *Chatangiella* sp., *Dinogymnium* sp., *Spinidinium* sp., *Pervosphaeridium pseudhystrichodinium* (DEFLANDRE) YUN und *Surculosphaeridium ?longifurcatus* (FIRTION) DAVEY et al. Die Assoziation spricht für seichtmarine Ablagerungsbedingungen.

Sandige Mergel Mondseestraße 4

Eine Probe von sandigen Mergeln konnte am verwitterten Felssockel unterhalb des Hauses Mondseestraße 4 entnommen werden. Trotz der schlechten Erhaltung der Nannoflora (ŠVÁBENICKÁ in SVOBODOVÁ et al., 2012) konnten u.a. *Lithastrinus septenarius* und *Lucianorhabdus quadrifidus* des ?mittleren bis oberen Turonium (Nannozone UC9a) bestimmt werden. Für dieses Alter sprechen auch Angiospermen-Pollen der Normapolles-Gruppe (SVOBODOVÁ in SVOBODOVÁ et al., 2012), wie *Complexiopollis complicatus*, *C. helmigii*, *C. microrugulatus* und *C. christae*.

Fossilführende Gosau-Schichten nördlich von St. Gilgen

Billroth-Formation (SANDERS et al., 1999)

KÜHN (1967) wies darauf hin, dass die Hippuritenriffe in St. Gilgen exklusive von *Radiolites* cf. *angeoides* aufgebaut werden, während Riffbewohner, wie Korallen oder Brachiopoden meist sehr selten sind. Neuerdings beschrieben SANDERS et al. (1999) die von Rudistenkalk dominierte Schichtfolge der Billroth-Formation. Die Untersuchungen zeigten jedoch, dass das Korallen/Rudisten-Riff der klassischen Lokalität der Billroth-Formation von *Vaccinites inaequicostatus* dominiert wird. Es gehört somit, wie auch seine Umgebung, der *Vaccinites inaequicostatus*-Zone des oberen Turonium an und nicht – wie in der Kartenlegende vermerkt – dem Coniacium–Santonium (siehe auch STEUBER & SCHLÜTER, 2012). Die Einstufung wird durch die mikropaläontologischen Untersuchungen von HRADECKÁ et al. (2008) gestützt, die ein Mittel-Turonium-Alter der unterlagernden Sandstein/Mergel-Folge zeigen.

Station Billroth

Die nach einer ehemaligen Salzkammergut-Lokalbahnstation – heute Bushaltestelle – benannte Lokalität „Station Billroth“ befindet sich etwa 1,5 km nördlich des Zentrums von St. Gilgen an der Straße B 154 nach Scharfling und ist durch ein locker zementiertes Hippuriten-Korallenkalk-„Riff“, dem graue sandige Mergel und Sandsteine zwischengeschaltet sind, bekannt. In den Mergeln finden sich nach STOJASPAL & LOBITZER (1976) Kleingastropoden (Trochiden), Muscheln, Einzelkorallen, Bryozoen und röhrenförmige Lebensspuren sowie eine stratigrafisch aussagekräftige Mikroflora und -fauna. In der geologischen Karte werden die Ablagerungen den Bitumenschichten des Coniacium zugerechnet, eine Einstufung, die durch neuere Untersuchungen (HRADECKÁ et al., 2008) revidiert werden muss. Die Formationsbezeichnung „Bitumenschichten“ ist nicht allzu glücklich gewählt, stellen die Ablagerungen dieses Typs doch nur einen verschwindend kleinen Anteil in der von grauen sandigen Mergeln und Sandsteinen dominierten Schichtfolge dar.

Die schiefrigen, grauen sandigen Mergel im Liegenden des Riffes zeigen eine typische Seichtwasser-**Foraminiferen**-Assoziation, die von *Quinqueloculina angusta* (FRANKE) und *Spirillina cretacea* (REUSS) dominiert wird; auffällig ist auch *Dictyopsella chalmasi* SCHLUMBERGER. Weiters war *Goupillaudina ostrowskyi* MARIE und als Einzelfund *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMBERGER) nachweisbar. Die Foraminiferenfauna spricht mit gewissen Vorbehalten für Turonium. Weiters finden sich im Schlämmrückstand Ostrakoden, Bruchstücke von Kleingastropoden und Bivalven sowie selten auch Radiolarien.

Eine sehr artenarme und schlecht erhaltene **Nannoflora** mit *Eiffellithus eximius* und *Lucianorhabdus maleformis* belegt die Nannozone UC8 (im Sinne von BURNETT, 1998) des mittleren Turonium. Das seltene Vorkommen von *Braarudosphaera bigelowii* spricht für einen seichtmarinen Lebensraum.

Weiters finden sich sehr selten stark korrodierte blassgelbe **Palynomorphen**, darunter Pollenkörner von Angiospermen, wie *Complexiopolis* sp., *Trudopollis* sp. und *Retitricolporites* sp. sowie Pilzsporen der Gattung *Pluricellaesporites* sp. *Trudopollis* spricht für Mittel-Turonium oder jünger. Bruchstücke von Dinoflagellaten-Zysten und Foraminiferen-Tapeten untermauern marine Ablagerungsbedingungen.

Kohlbachgraben

Der Kohlbachgraben verläuft östlich der Stichstraße nach Obenau. Der Graben zeigt unterhalb der von einem Wasserfall gebildeten Steilstufe an zwei Stellen Aufschlüsse von gebankten grauen feinlaminierten sandigen Mergeln mit Makro- und Mikrofauna/flora (HRADECKÁ et al., 2008; SZENTE et al., 2010a). Orografisch rechtsufrig werden die Mergel von einem ca. 150 m langen und etwa 20 m mächtigen massigen Korallen/Rudisten-Riff, das wohl der „Billroth-Formation“ sensu SANDERS et al. (1999) angehört, überlagert. In unmittelbarer Nähe des Plomberhofes finden sich noch die kaum mehr als solche erkennbaren Pingen eines eingestellten Grubenbaues. Dort wurden – vor allem in Notzeiten – unergiebiges Schmitzen von Glanzkohle beschürft (WOLDRICH, 1868; MEIXNER, 1974; GÜNTHER & TICHY, 1980). Obertags streichen Sandsteine aus, die Pflanzenreste und marine Muscheln (Pectiniden) enthalten.

Nach SCHLAGINTWEIT (in SZENTE et al., 2010a) wird die **Mikrofazies** des mergeligen Rudisten-Korallen-Kalks nahe der Brücke am rechtsufrigen Steilhang des Kohlbachs von der Dasycladacee *Milanovicella hammudai* (RADOIČIĆ) geprägt, die oberes Turonium bis unteres Coniacium anzeigt. An weiteren Mikrofossilien finden sich *Permocalculus gosaviensis* SCHLAGINTWEIT, *Neomeris mokragorensis* RADOIČIĆ & SCHLAGINTWEIT, Bruchstücke von *Gosaviphon paucimedullaris* (SCHLAGINTWEIT & EBLI), miliolide Foraminiferen (z.B. *Vidalina hispanica* SCHLUMBERGER) und *Cuneolina*. An Bioklasten konnten die Koralle *Pleurocora* sp. und radiolite Rudisten identifiziert werden.

Ebenfalls auf der orografisch rechten Grabenseite war knapp unterhalb des Wasserfalls eine Mergelfolge aufgeschlossen, die häufig schlecht erhaltene *Radiolites cf. angeiodes* (LAPEIROUSE) und *Radiolites* sp. führt. Sporadisch finden sich auch *Vaccinites inaequicostatus* (MÜNSTER in GOLDFUSS) und *Plagioptychus uchauxensis* MENNESSIER, ebenso die Kolonie bildende Koralle *Paraplacocoenia orbignyana* (REUSS).

Nahe am Wasserfall konnten in einem verrutschten hellgrauen Mergelblock von SZENTE **Bivalven** mit z.T. angelösten Schalen als *Crassatella macrodonta* (SOWERBY) und *Hippuritella resecta* (DEFRANCE) identifiziert werden (SZENTE et al., 2010a).

Die Bearbeitung der scleractinen **Korallen** des Korallen-Hippuritenriffs im Kohlbachgraben verdanken wir BARON-SZABO (in SZENTE et al., 2010a). Folgende Taxa wurden identifiziert: *Cladocora gracilis* (d'ORBIGNY, 1850), *Agathelia asperella* REUSS, 1854, *Multicolumnastraea cyathiformis* (DUNCAN, 1865), *Actinacis remesi* FELIX, 1903, *Elephantaria lindstroemi* OPPENHEIM, 1930, *Paraplacocoenia orbignyana* (REUSS, 1854), *Pleurocora* sp. und *Brachymeandra leptophylla* (REUSS, 1854).

Bereits UNGER (1867) berichtet über Funde einer **fossilen Flora** in den Kohle führenden Bitumenschichten des Wolfgangsee-Gebiets; weitere Untersuchungen fehlten jedoch bis dato. Erst KVAČEK (in HRADECKÁ et al., 2008; SZENTE et al., 2010a) beschrieb aus feinkörnigen Mergeln von zwei Lokalitäten im Bachbett unterhalb des Kohlbach-Wasserfalls eine wenig diverse, relativ gut erhaltene Flora. Sie besteht hauptsächlich aus Blattabdrücken von Angiospermen der Magnoliopsida-Formgattung *Dicotylophyllum*, wobei drei Morphotypen unterschieden werden können. Ein weiterer Blattabdruck kann der Gattung *Monocotylophyllum* zugeordnet werden. Ein schlecht erhaltener, zu den Araucariaceae gehöriger Koniferenzweig wurde als *Brachyphyllum* sp. bestimmt. Die Gymnosperme incertae sedis cf. *Dammarites albens* PRESL wuchs in Salzmarschen (KVAČEK & LOBITZER, 2010). Generell repräsentiert die terrestrische Flora ein trockenes und warmes Paläoenvironment.

Die relativ arten- und individuenarme **Foraminiferen-Fauna** der hellen Pflanzen führenden Mergel nahe dem Wasserfall wurde von HRADECKÁ (in SZENTE et al., 2010a) studiert. Die Assoziation besteht aus benthonischen Taxa, Plankton scheint zu fehlen. Agglutinierende Taxa, wie *Gaudryina trochus* (d'ORBIGNY), *Gaudryina* sp., *Marssonella oxycona* (REUSS) und *Pseudotextulariella cretosa* (CUSHMAN) sowie sessile agglutinierende Taxa, wie *Dictyopsella* und *Dictyopselloides*-Arten, dominieren. Weniger häufig fanden sich die agglutinierenden Taxa *Ammodiscus gaultinus* BERTHELIN, *Ammobaculites* sp. und *Haplophragmoides* sp. Kalkiges Benthos ist ebenso häufig und wird von *Quinqueloculina angusta* (FRANKE), *Quinqueloculina* sp., *Spirillina cretacea* (REUSS), *Trocholina* sp. und *Vaginulina robusta* (CHAPMAN) repräsentiert. Im Schlämmrückstand fanden sich auch Bruchstücke von Echinodermen, Grünalgen, Fischzähnen, Bryozoen, Korallen, Ostrakoden und kleine pyritisierte Gastropoden.

Die Foraminiferen-Vergesellschaftung mit *Vaginulina* und agglutinierenden Taxa spricht für ein seichtmarines Paläoenvironment bei lokal fluktuierender Salinität (*Quinqueloculina*) und lokal dysoxischem Milieu. Turonium bzw. Turonium/Coniacium-Grenzbereich scheint gut abgesichert zu sein.

Unter den **Palynomorphen** dominieren triporate Angiospermenpollen der Normapolles-Gruppe mit den Gattungen *Complexiopollis*, *Trudopollis* sp., *Interporopollenites* sp. und *Plicapollis* sp. (SVOBODOVÁ in SZENTE et al., 2010a). Die Gymnospermen werden von *Taxodiaceapollenites hiatus*, *Corollina (Classopollis) torosa* sowie gelegentlich von disaccaten *Pinuspollenites* sp. repräsentiert. Auch Pteridophytensporen, wie *Stereisporites psilatus* und

Cyathidites, kommen vor. Unter den triporaten Angiospermen tritt *Trudopollis* erstmals im mittleren Turonium auf, *Plicapollis* im Turonium, *Interporopollenites* im oberen Turonium – die Alterseinstufung durch die Foraminiferenfauna wird somit palynologisch unterstützt.

Die Erhaltung der seltenen und wenig diversen **Dinoflagellaten**-Zysten mit *Spiniferites ramosus*, *Florentinia* sp. und *Prolixosphaeridium* sp. ist sehr schlecht. Die geringe Artendiversität und das extrem häufige Vorkommen von gut erhaltenen, planispiralen Mikroforaminiferen-Tapeten sprechen für seichtmarine Ablagerungsbedingungen. Auch Acritarchen sowie Pteridophyten- und Pilzsporen konnten beobachtet werden (SVOBODOVÁ in SZENTE et al., 2010a).

6.2. Rhenodanubischer Flysch

(H. EGGER & R. BRAUNSTINGL)

Lithostratigrafisch werden die Formationen dieser Einheit heute zur Rhenodanubischen Supergruppe zusammengefasst, die aus der Greifenstein-Gruppe und der Laab-Gruppe besteht (EGGER, 2013). Die Schichtfolge des Rhenodanubischen Deckensystems auf Kartenblatt Mondsee wird der Greifenstein-Gruppe zugeordnet.

57 Flysch-Neokom (Kalkturbidit)

Das Flysch-Neokom (oder Tristel-Formation) ist durch das Vorherrschen von hellgrauen turbiditischen Kalkbänken charakterisiert, die bis zu 0,5 m mächtig werden können. Tonmergellagen zwischen diesen Hartbänken unterscheiden sich durch ihre mittel- bis dunkelgraue Farbe deutlich von den Mergellagen der jüngeren Zementmergelserie. Die besten und ausgedehntesten Aufschlüsse dieser lithostratigrafischen Einheit befinden sich im oberen Teil (zwischen 600 und 800 m SH) des Einschnittes des Dixelbachs, der südlich von Nußdorf in den Attersee mündet. Die Mächtigkeit der Tristel-Formation wird in diesem Gebiet auf mindestens hundert Meter geschätzt, genauere Angaben sind auf Grund der intensiven nordvergenten Schuppung nicht möglich (BRAUNSTINGL, 1987).

56 Flysch-Gault (verkieselter Sandstein, Konglomerat)

WORTMANN et al. (2004) haben die rhenodanubischen Gesteine der höheren Unterkreide lithostratigrafisch neu formalisiert und als Rehbreingraben-Formation bezeichnet. Diese Bezeichnung ersetzt die alten Namen „Flysch-Gault“ oder „Gault-Flysch“. Die Typlokalität Rehbreingraben befindet sich südwestlich von Bad Tölz, im bayerischen Teil des Rhenodanubischen Deckensystems. Die Rehbreingraben-Formation hat einen stratigrafischen Umfang vom unteren Aptium bis zum oberen Albium (EGGER et al., 2009).

Sehr gute Aufschlüsse aus dem oberen Abschnitt der Rehbreingraben-Formation befinden sich auf Kartenblatt Mondsee im Steingraben südlich von Oberaschau, wo auch der Übergang in die hangenden Unteren Bunten Mergel hervorragend aufgeschlossen ist (47°49'57"N, 013°28'45"E). Es dominieren dort schwarze bis dunkelgraue turbiditische Tonsteine, in die sich manchmal grüne Tonsteinlagen mit dunklen Bioturbationsflecken einschalten. Neben diesen pelitischen Gesteinen kommen auch stark kieselige turbiditische Siltsteine und Quarzsandsteine vor (Abb. 14).

55 Untere Bunte Schiefer (Albium–Cenomanium)

Die besten Aufschlüsse dieser lithostratigrafischen Einheit auf Kartenblatt Mondsee (und im gesamten Gebiet des Rhenodanubischen Deckensystems zwischen Salzburg und Wien) befinden sich im Steingraben (s.o.) südlich von Oberaschau.



Abb. 14.

Gault-Flysch (Rehbreingraben-Formation) am Nordabhang des Hochpleltrückens südlich von Oberaschau. Foto: H. EGGER.

Diese Vorkommen wurden erstmals von EGGER (1992) bearbeitet und der kalkigen Nannoplanktonzone CC9 (Grenzbereich Albiu–Cenomanium) zugeordnet. Diese Einstufung wurde durch die Arbeit von WAGREICH et al. (2006) bestätigt, worin sich auch Angaben zur Foraminiferen-Zonierung (oberste *Rotalipora appenninica*-Zone und *R. globotruncanoides*-Zone) und Dinoflagellaten-Zonierung (untere *Litosphaeridium siphoniphorum*-Zone) finden.

Die Unteren Bunten Mergel erreichen eine Mächtigkeit von rund 20 m. Sie werden aus einer Wechsellagerung von roten und grauen Tonsteinen und Mergeln aufgebaut (Fototafel 2: Abb. III). Im Gegensatz zur Seisenburg- und Perneck-Formation, die ebenfalls rote Lagen enthalten, treten in den Unteren Bunten Mergeln nicht nur rote hemipelagische Tonsteine (Karbonatgehalte bis 3 Gew.-%), sondern auch rote turbiditische Mergel (Karbonatgehalte bis 37 Gew.-%) auf (Angaben nach WAGREICH et al., 2006). Turbiditische Hartbänke sind nur sehr untergeordnet vorhanden und durchwegs geringmächtig (bis 10 cm). Die basalen Abschnitte (T_a , T_b) der Bouma-Abfolgen sind meist nicht entwickelt (Fototafel 2: Abb. III).

54 Reiselsberger Sandstein (?Cenomanium–?Turonium)

Im Rhenodanubischen Deckensystem zwischen Salzburg und Wien befinden sich die besten Aufschlüsse dieser Formation an der Nordflanke des Hochplett zwischen Attersee und Mondsee. Im untersten Teil der Formation kommen dort auch plattig aufspaltende, hellgraue Mergelturbidite vor, die Anklänge an die Ofterschwang-Formation des westbayerischen Teils des Rhenodanubischen Deckensystems zeigen. Aus ihnen konnte am Hochplett *Corolithion kennedyi*, das Leitfossil für das Cenomanium nachgewiesen werden (EGGER, 1992).

Über dem Abschnitt mit Kalkmergeln folgt eine fast reine Sandsteinfazies (Abb. 15), in der mürb anwitternde Quarz-Glimmer-Sandsteine vorherrschen, die



Abb. 15.

Sandstein der Reiselsberg-Formation am Nordabhang des Hochplettspitz-Rückens östlich von Loibichl. Foto: H. EGGER.

bis zu 4 m dicke Bänke bilden können. Korngrößen-Gradierung ist selten deutlich entwickelt. Schwermineraldaten von diesen Vorkommen finden sich in PREY (1973) und belegen geringe Gehalte von Chromspinell in den von Granat dominierten Spektren. Die plattig aufspaltenden oberen Bankanteile können reich an Pflanzenhäckseln sein. Die Gesamtmächtigkeit der Formation beträgt an der Nordflanke des Hochplett rund 160 m (BRAUNSTINGL, 1986).

Im Fenster von St. Gilgen ist mürb verwitternder Sandstein der Reiselsberg-Formation am Mühlbach beim Haus Eisenstraße 15 aufgeschlossen (vgl. PLÖCHINGER, 1964, 1973). Die durchschnittlichen Schwermineralspektren von fünf Proben aus diesem Aufschluss (det. WOLETZ) sind aus 54 % Granat, 8 % Rutil, 13 % Zirkon, 9 % Turmalin und 16 % Apatit zusammengesetzt.

53 Obere Bunte Schiefer (Turonium–Santonium)

Die bis zu 25 m mächtigen Oberen Bunten Schiefer wurden von TOLLMANN (1985) mit dem Namen Seisenburg-Formation belegt. Diese Formation besteht aus einer dünnbankigen Turbiditabfolge, deren Hartbänke nur selten Mächtigkeiten von mehr als 10 cm aufweisen (Fototafel 2: Abb. IV). Den Bouma-Abfolgen dieser karbonatreichen grauen Siltsteinbänkchen fehlen die Basisabschnitte; vorwiegend ist der Abschnitt T_d entwickelt, seltener die Abfolge T_{cd} . Gegen das Hangende ist oft ein Übergang der einzelnen Hartbänke in einen mergelreichen Abschnitt (T_e) zu beobachten. Darüber folgen nicht-turbiditische rote oder grüne Tonsteinlagen (Fototafel 2: Abb. IV).

Gute Aufschlüsse der Formation befinden sich wieder am Nordhang des Hochplett-Zuges und hier vor allem in einem kleinen südlichen Seitengraben (47°49'40" N, 013°24'35" E) der Wangauer Ache, ca. 250 m östlich vom Ortsende von Loibichl (EGGER, 1993). Dort liegen über den Sandsteinen der Reiselsberg-

Formation mit scharfer Grenze 5 m mächtige rote Tonsteine. Kalkiges Plankton ist darin nicht enthalten und auch die in dankenswerter Weise von M. BUBIK (Brno) bestimmten sandschaligen Foraminiferenfaunen (*Psammotodendron* cf. *dichthomicum*, *Thalmannammina gerochi* und *Plectina* cf. *lensis*) ließen keine genauere Alterseinstufung als Oberkreide bis Paleozän zu. Die Tonsteine werden von einer etwa 20 m mächtigen Abfolge von dünnbankigen Turbiditen und bunten hemipelagischen Tonsteinlagen überlagert. Aus den Turbiditen konnte durchwegs kalkiges Nannoplankton des unteren Campanium nachgewiesen werden (EGGER, 1993).

52 Zementmergelserie (Santonium–Campanium)

Unter dem Begriff „Zementmergelserie“ wurden in Österreich und Bayern unterschiedliche Schichtfolgen zusammengefasst. Um diese verwirrende Situation zu beenden, wurde von EGGER & SCHWERD (2008) eine lithostratigrafische Neudefinition durchgeführt und der Begriff „Zementmergelserie“ durch den neuen Begriff Röthenbach-Subgruppe ersetzt. Die Typlokalität dieser Subgruppe und ihrer Formationen befindet sich im Röthenbachtal östlich von Füssen (Bayern). Diese Subgruppe umfasst drei Formationen: die dünnbankige Piesenkopf-Formation an der Basis (diese wurde in Oberösterreich von PREY (1950) und in zahlreichen folgenden Arbeiten als „Zementmergelbasisschichten“ bezeichnet), die Kalkgraben-Formation und die Hällritz-Formation. Gemeinsam ist diesen Formationen der hohe Anteil an karbonatischen Turbiditen, die vom unteren Campanium (kalkige Nannoplanktonzone CC18) bis mittleres Campanium (Zone CC21) abgelagert wurden.

Die lithofazielle Gliederung der Röthenbach-Subgruppe beruht auf den unterschiedlichen Bankmächtigkeiten und auf dem wechselnden Anteil der Kalkmergel in der Schichtfolge: Die Piesenkopf-Formation an der Basis der Subgruppe ist dünnbankig und durch eine rhythmische Wechsellagerung von dm-mächtigen



Abb. 16. Piesenkopf-Formation der Röthenbach-Subgruppe („Zementmergelbasisschichten“) am Nordabhang des Hochplettspitz-Rückens östlich von Loibichl. Foto: H. EGGER.

Kalksiltsteinen, Kalkmikriten und Kalkmergeln gekennzeichnet (Abb. 16). Im Gegensatz zu der unterlagernden Seisenburg-Formation treten in der Piesenkopf-Formation keine roten Tonsteine mehr auf. Der Übergang zwischen beiden Formationen vollzieht sich allmählich und ist hervorragend im oben erwähnten Graben östlich von Loibichl aufgeschlossen.

Die Piesenkopf-Formation wird von der Kalkgraben-Formation überlagert, die durch das häufige Auftreten von Kalkmergellagen („Zementmergel“) gekennzeichnet ist, welche manchmal mehrere Meter Mächtigkeit aufweisen. Sie entsprechen meist dem Abschnitt T_0 des BOUMA-Zyklus. Die begleitenden Kalksandsteinbänke können bis 2 m mächtig sein. Gute Aufschlüsse befinden sich z.B. entlang der Forststraße im Süden des Loibichl-Grabens. Kalkiges Nannoplankton belegt aus diesen Aufschlüssen das mittlere Campanium. Jüngere chronostratigrafische Alter konnten am Hochpletzspitz (1.134 m) nicht nachgewiesen werden, wo Piesenkopf- und Kalkgraben-Formation gemeinsam ungefähr 500 m mächtig werden (BRAUNSTINGL, 1986).

Die hangendste Formation der Röthenbach-Subgruppe, die durch dickbankige Kalkturbidite gekennzeichnete Hällritz-Formation, scheint auf Kartenblatt Mondsee nicht vorhanden zu sein.

51 Pernecker Schichten (Oberste Bunte Schiefer; oberes Campanium)

Die bis 30 m mächtigen Pernecker Schichten (TOLLMANN, 1985) wurden als „Oberste Bunte Schiefer“ von PREY (1950) erstmals beschrieben. Sie bestehen aus einer dünnbankigen Abfolge von grauen, grünen und roten Pelitgesteinen (Tonsteine und Tonmergel), welche mit dm-mächtigen Feinsandstein- und Siltsteinbänkchen wechsellagern. Gute Aufschlüsse sind selten, oft kommt diese Formation auch nur tektonisch isoliert an Störungen eingeklemmt vor.

Die Nannoplanktonflore aus den Pernecker Schichten belegen eine Ablagerung im Grenzbereich vom mittleren zum oberen Campanium (*Uniplanarius trifidus* Zone) (GRADSTEIN et al., 2012). Dieses Alter konnte in zahlreichen Proben zwischen dem Wienerwald und der bayerischen Flyschzone südlich von München immer wieder nachgewiesen werden (EGGER, 1995; EGGER & SCHWERD, 2008).

(50–46) Altenglbacher Schichten

46 Altenglbacher Schichten (Muntigler Serie, Bleicherhornserie) nicht differenziert (Sandstein, Kalkmergel; Maastrichtium)

Diese lithostratigrafische Einheit wurde unter dem Namen Altenglbach-Formation (EGGER, 1995) neu lithostratigrafisch definiert und wird heute als übergeordnete Einheit der Ausscheidungen **50–47** angesehen, die selbst als Subformationen definiert wurden. Die Unterkante der Altenglbach-Formation ist mit dem ersten Auftreten von mittel- bis grobkörnigen, matrixarmen Quarz-Glimmer-Sandsteinen über der Perneck-Formation oder der Röthenbach-Subgruppe definiert. Die Altenglbach-Formation lässt sich manchmal in Subformationen gliedern (EGGER, 1995). Es sind dies von unten nach oben die Roßgraben-Subformation (= Untere Sandsteinfolge auf Kartenblatt Mondsee), die Ahornleitengraben-Subformation (= Kalkiger und siliziklastischer Flysch), die Kotgraben-Subformation (= Obere Sandsteinfolge) und die Acharting-Subformation (= „Mürbsandstein“ führende Folge). Auf Kartenblatt Mondsee gibt es innerhalb der Acharting-Subformation zusätzlich eine sandsteinreiche Entwicklung, für die der Name Saurüssel-Sandstein eingeführt wurde (EGGER et al., 2002).

Bedingt durch ihre große Mächtigkeit von bis zu 2.000 m baut die Altlenzbach-Formation auch auf Kartenblatt Mondsee die größten Flächen innerhalb des Rhenodanubischen Deckensystems auf. Ihre stratigrafische Reichweite geht vom unteren Ober-Campanium bis ins oberste Paleozän (Thanetium), wobei das Paleozän auf Kartenblatt Mondsee bisher nicht nachgewiesen wurde, was aber vermutlich die Folge einer zu geringen Probendichte ist. Im Bereich der Saurüssel-Mulde sind auf Grund der großen Mächtigkeit der Achating-Subformation (fast 1.000 m nach BRAUNSTINGL, 1985) paleozäne Anteile der Altlenzbach-Formation unbedingt zu erwarten. Vorkommen von unterem Eozän, die STURM (1968) aus dem nördlichen Rahmen des Nußdorfer Helvetikumfensters beschreibt, sind vermutlich der von EGGER (1995) formalisierten Anthering-Formation zuzuordnen.

50 Untere Sandsteinfolge (oberes Campanium–Maastrichtium)

Die Basis der Altlenzbach-Formation wird manchmal von mittel- bis dickbankigen hellglimmerreichen Sandsteinbänken gebildet. Diese braun anwitternden Arenite und matrixarmen (< 10 %) Wacken zeigen verhältnismäßig gute Verwitterungsresistenz, allerdings kann öfters ein Aufspalten der Bänke in dezimeterdicke Platten beobachtet werden. Zwischen den Sandsteinbänken treten in den Bankfugen gelegentlich dünne Tonsteinlagen auf, Karbonat führende Pelitgesteine sind selten. In anderen Gebieten des Rhenodanubischen Deckensystems (z.B. auf Kartenblatt 67 Grünau im Almtal – siehe EGGER & VAN HUSEN, 2007) wurden einzelne Bänke dieser Subformation zur Mühl- und Schleifsteingewinnung abgebaut.

49 Kalkiger und siliziklastischer Flysch (Kalkmergel; Maastrichtium)

Über den dickbankigen Basissandsteinen folgt eine mehrere 100 m mächtige Abfolge, welche durch ihren hohen Gehalt an karbonatreichen Gesteinen ausgezeichnet ist. Diese Subformation wurde von EGGER (1995) Ahornleiten-Subformation genannt. Darin überwiegen Kalksandsteine und graue, harte Kalkmergel vom Typus der „Zementmergel“; Tonsteine treten selten auf. Die Hartbänke sind meist gradiert und zeigen an ihrer Basis nicht selten Feinbrekzien- oder Grobsandsteinlagen. Vereinzelt wurde Amalgamation beobachtet. In diese karbonatreiche Abfolge schalten sich in Abständen von mehreren Zehnermetern einzelne siliziklastische Sandsteinbänke von bis zu 2 m Mächtigkeit ein. Die besten Aufschlüsse der Ahornleiten-Subformation liegen auf Kartenblatt Mondsee nordöstlich der Heissinger Höhe. Auf dem benachbarten Blatt 66 Gmunden wird die Ahornleiten-Subformation für die Zementproduktion abgebaut (EGGER, 2007).

48 Obere Sandsteinfolge (Sandstein; Maastrichtium)

Im Hangenden der Ahornleiten-Subformation kann wieder eine von siliziklastischen Sandsteinen dominierte Abfolge auftreten, die als Kotgraben-Subformation bezeichnet wurde (EGGER, 1995). Auf Kartenblatt Mondsee tritt diese Subformation nur im Umkreis der Heissinger Höhe (47°55'05“ N, 013°22'08“ E) auf.

47 „Mürbsandstein“ führende Folge (Sandstein, Kalkmergel, Tonmergel; Maastrichtium)

Die größten Vorkommen der Achating-Subformation auf Kartenblatt Mondsee liegen zwischen dem Vöckla-Tal und dem Tal der Dürren Ager im Gebiet der Saurüssel-Mulde. Sie erreicht hier eine Mächtigkeit von rund 1.000 m (BRAUNSTINGL, 1985). STURM (1968) berichtet, dass die Subformation bis in das Eozän emporreicht.

Pelitische Gesteine bauen im Durchschnitt etwa 50 % der Schichtfolge der Acharting-Subformation auf, manchmal auch wesentlich mehr. Die dominierenden Pelitgesteine liegen in verschiedenen Ausbildungsformen vor: Neben harten Kalkmergeln (Typ „Zementmergel“) wurden auch mikritische, splitterig brechende, hellgraue Mergelkalke beobachtet. Weiche hellgraue Mergel und Kalkmergel treten vor allem im obersten Maastrichtium auf. Neben den karbonatreichen Peliten sind mittel- bis dunkelgraue, feinlaminierte Tonsteine und Tonmergel, welche wechselnde Siltgehalte aufweisen, weit verbreitet. Im Liegenden gehen diese Ablagerungen häufig in turbiditische Hartbänke über.

Bei den bisher beschriebenen Pelitgesteinen handelt es sich durchwegs um resedimentierte Ablagerungen, welche aus Trübeströmen abgesetzt wurden; sie können in Verbindung mit turbiditischen Hartbänken stehen, liegen aber auch sehr häufig isoliert vor. Große Bedeutung für die Erkennung dieser Pelitturbidite hat ein weiterer Typus von Pelitgesteinen, nämlich hellgrüne, stark bioturbate, nannosterile Tonsteine. Gemäß der von HESSE (1975) herausgearbeiteten Kriterien (z.B. fehlender Karbonatgehalt; Bioturbation; helle Farbe aufgrund des geringen Gehaltes an organischem Kohlenstoff) handelt es sich dabei um das hemipelagische, nicht-turbiditische „Normal-Sediment“. Diese Tonsteine belegen damit die Sedimentation der Altlenzbach-Formation unter der Kalzit-Kompensationstiefe.

Bei den turbiditischen Hartbänken der Acharting-Subformation handelt es sich sowohl um Kalksand- und Kalksiltsteine als auch um siliziklastische Silt- und Sandsteine. Letztere weisen manchmal einen hohen Anteil an pelitischer Matrix auf (Wacken) und verwittern dann mürb. Diese Mürbsandsteine sind ein Charakteristikum der Acharting-Subformation.

Im Gebiet nordöstlich von Mondsee tritt im Bereich der Saurüssel-Synklinale im höheren Maastrichtium (CC 25 – *Lithraphidites quadratus*-Zone) eine rund 100 m mächtige Sonderentwicklung innerhalb der Acharting-Subformation auf (EGGER, 1995). Die besten Aufschlüsse davon sind im Hellngassnergraben zu finden (ab etwa 600 m SH), der vom Saurüssel nach Osten fließt und bei der Krötenmühle (Kote 615 m; 47°53'56" N, 013°25'31" E) in den Spranzelbach mündet. Entgegen dem sonst zu beobachtenden Vorherrschen von Pelitgesteinen dominieren dort die Sandsteine mit bis zu 3 m mächtigen Bänken. Die Schwerminalassoziationen dieser Gesteine werden von Granat beherrscht (durchschnittliche Zusammensetzung von 3 Proben (det. SCHNABEL in EGGER et al., 2002): 83 % Granat, 6 % Turmalin, 5 % Zirkon, 3 % Staurolith, 2 % Rutil und 1 % Apatit). Die dunklen Tonmergel treten stark zurück, mehrere der harten, hellen Kalkmikritbänke sind vorhanden. Die Kolkungsmarken belegen anstatt der üblichen longitudinalen Paläoströmungsrichtungen transversale, von Norden nach Süden gerichtete Bewegungen. Der Saurüssel-Sandstein kann daher als lateral ins Becken eingeschüttete Fächerzunge interpretiert werden. Darüber – im Hellngassnergraben ab ca. 720 m – tritt wieder die für die Acharting-Subformation typische pelitreiche Fazies auf.

6.3. Ultrahelvetikum

(H. EGGER)

45 Bunte Mergel, selten Kalk und Konglomerat, nicht differenziert (Kreide–Eozän)

In den auf Kartenblatt Mondsee eingezeichneten Vorkommen von Ultrahelvetikum, die innerhalb des Rhenodanubischen Deckensystems als tektonische Fenster auftreten, dominieren pelitische Gesteine, die zum Großteil detailliert im Rahmen der Dissertation von STURM (1968) untersucht wurden. Sturm macht auch darauf

aufmerksam, dass die ultrahelvetischen und helvetischen Gesteine in diesen Vorkommen intensiv verschuppt auftreten. In jüngerer Zeit wurden Detailuntersuchungen einzelner Aufschlüsse (Buchberg-Profil; 47°56'04" N, 13°31'45" E) von NEUHUBER et al. (2007) und WAGREICH et al. (2008b) durchgeführt. Diese betrafen das untere und mittlere Turonium.

Der stratigrafische Umfang dieser Vorkommen reicht von der höheren Unterkreide bis in das Lutetium. Die Unterkreide und die tiefste Oberkreide liegen in Form von grauen Fleckenmergeln und Mergelkalken vor. Im unteren Turonium erfolgt, vermutlich im Zusammenhang mit weit verbreiteten oligotrophen Verhältnissen in den oberen Wasserschichten (NEUHUBER et al., 2007), der Wechsel zu vorwiegend roten Mergeln und Tonmergeln, die bis in das obere Campanium auftreten. Im Maastrichtium herrschen wieder graue Fleckenmergel vor. Im Paleozän treten sowohl sandige graue Mergel auf, die vermutlich dem helvetischen Ablagerungsraum zuzuordnen sind, als auch Wechsellagerungen von grauen und roten Mergeln des Ultrahelvetikums. Letztere wurden auch auf dem benachbarten Kartenblatt Gmunden beobachtet (EGGER & VAN HUSEN, 2007), genauso wie graue Mergel des Oberpaleozän. Rollstücke von Nummulitenkalksandsteinen des unteren Eozän und sie begleitende Mergel mit Gastropodenresten deuten wieder auf das Südhelvetikum hin. Die jüngsten nachgewiesenen Gesteine sind grün-graue Fleckenmergel des Lutetium, die der ultrahelvetischen Buntmergelserie zuzuordnen sind.

Abgesehen von den oben erläuterten Vorkommen wurde das Ultrahelvetikum auf dem Kartenblatt Mondsee auch innerhalb der Nördlichen Kalkalpen im Wolfgangsee-Fenster nachgewiesen. Dort tritt das untere Campanium–Maastrichtium der Buntmergelserie in Form von vorwiegend roten, seltener gelblichbraunen bis grünlichgrauen Mergeln auf; das untere bis mittlere Eozän in Form von roten und grauen Mergeln, letztere zeigen oft dunklere Bioturbationsflecken.



Abb. 17.
Grüne Fleckenmergel (Eozän) der Buntmergelserie am Fuß der Weißwand südlich von St. Gilgen. Foto: H. EGGER.

Ein Aufschluss dieser eozänen Gesteine befindet sich im Graben südlich von Laim, ca. 50 m südlich der Straße, die zum Wirtshaus Weißwand führt (Aufschluss: 47°45'47" N, 013°21'19" E, Abb. 17). Das Eozän grenzt hier an der Wolfgangsee-Störung direkt an den Hauptdolomit. In der nach Nordwesten streichenden Fortsetzung dieses Astes der Wolfgangsee-Störung treten Gesteine ähnlichen chronostratigrafischen Alters und ähnlicher Lithologie eingeschuppt in Hauptdolomit bei Thalgau auf (EGGER & VAN HUSEN, 2009). Geringmächtige Sandsteinlagen sind selten. Sie treten vorwiegend in den Gräben westlich von St. Gilgen und im Bereich von Laim südwestlich von St. Gilgen auf.

Am Brückerl des markierten Pfades von St. Gilgen zum Zwölferhorn sind bis eigroße Gerölle aus Diabas, Gabbro und Serpentin vorzufinden, die aus den Exotika führenden, bunten Mergeln des Ultrahelvetikums auswitterten. Ein in der Pöllingerstraße 7 in St. Gilgen gefundenes Konglomeratgeröll weist Granitkomponenten und ein Nummuliten führendes, kalkiges Bindemittel auf. Es entstammt gewiss den eozänen Buntmergeln. Bunte Mergel des Maastrichtium bis Eozän sind im Graben südlich von Laim 33 anzutreffen und fanden sich auch, mit Gaultflysch verwalzt, im Baugrund der Irlreit-Siedlung. Eine Sondierungsbohrung in der St. Gilgener Bucht des Wolfgangsees durchörterte in Ufernähe Gosausedimente, in welche ultrahelvetische hellgrünlichgraue Sandsteine und Mergel des Ypresium bis Lutetium (mit *Hantkenina* ex gr. *mexicana* CUSHMAN) eingeschuppt waren (PLÖCHINGER, 1964, 1973).

6.4. Quartär

(D. VAN HUSEN & H. SPERL)

44 Quarzreicher Kies

Nördlich von Frankenmarkt sowie östlich des Bahnhofs Vöcklamarkt finden sich einige Meter mächtige, gut gerundete Kiese, die neben wenigen Sandstein- und Kristallingeröllen zu über 90 % aus Quarz- und Quarzitgeschieben bestehen. Manche der Kristallinkomponenten sind in situ verwittert und liegen als „Geschiebeleichen“ vor. Neben diesen Verwitterungserscheinungen zeigen die sandigen Kiese in den obersten Anteilen unter den jüngeren Ablagerungen oft rotbraune Oxidation, die auf eine intensive Verwitterung hinweist. Außerhalb des Kartenblattes war der Kontakt dieser Kiese zu den Sanden der Vöckla-Formation als eine scharfe Erosionsdiskordanz zu beobachten (SPERL, 1984). Bei diesen Kiesen handelt es sich um Restschotter, die durch mehrmalige Umlagerung aus den Schottern der Hausruck- und Kobernaüßerwald-Formation entstanden sind (SPERL, 1984; RUPP & VAN HUSEN, 2008: 46–47). Sie sind hauptsächlich in den nördlichen Bereichen des W–E verlaufenden breiten Tales nördlich der Flyschzone verbreitet.

6.4.1. Günst

43 Vorstoßschotter

42 Grundmoräne

Im Tal der Vöckla und der Freudenthaler Ache sowie nördlich von Frankenmarkt sind oft gut konglomerierte Kiese im Niveau der Gerinne erhalten, die durch einen stark schwankenden Gehalt an den gut gerundeten Quarz- und Quarzitgeröllen charakterisiert sind, der von den tiefsten erfassten Anteilen zum Hangenden aber rasch abnimmt. Ihr Kontakt zum Liegenden war nicht direkt aufgeschlossen. Im Raum nördlich Frankenmarkt werden sie von den quarzreichen Kiesen unterlagert, die nach Westen unter sie abtauchen, ohne dass eine deutliche Abgrenzung im

Gelände möglich war. Auch im Bereich Mösendorf sind diese Kiese als Basis der aus Mindelmoräne gebildeten Aufragung um die Baumannkapelle erfassbar. Der hier sehr hohe Anteil an den gut gerundeten Quarzgeröllen neben Flysch- und kalkalpinem Material deutet, wie auch schon um die Mündung des Köppenbaches an, dass offensichtlich eine Aufarbeitung der älteren Materialien erfolgte, die ja weiter östlich beim Bahnhof Vöcklamarkt auch anstehen.

Neben diesem Anteil an Quarzgeröllen, welche die konglomerierten Kiese charakterisieren, finden sich auch grobe, kalkalpine Geschiebe und kantige Flyschblöcke bis 50 cm Kantenlänge. Sie stellen offensichtlich Driftblöcke dar (EPPENSTEINER et al., 1973; SPERL, 1984). Zu diesen großen Blöcken gehört auch der Konglomeratblock an der Straße B 1 westlich Mösendorf (GÖTZINGER, 1936; SPERL, 1984).

Zum Hangenden sind diese Kiese, die entlang der Vöckla von West nach Ost geschüttet wurden, scharf zu den überlagernden Vorstoßschottern des Mindel begrenzt, die generell auch nur noch maximal 1–2 % von den gut gerundeten Quarzkiesen führen.

Zwischen diesen beiden Kiesablagerungen finden sich immer wieder dünne Lagen von sehr feinkornreichen Kies- oder stark kompaktierte Grundmoränenablagerungen mit vielen gekritzten kalkalpinen Geschieben. Entlang der Vöckla bei Schübling und Rudelberg sind es grobe, schlecht sortierte sandige Kiese mit Steinen (ca. 80 % Flysch-, 20 % kalkalpine Geschiebe), die 20–25 % Schluff und Ton enthalten und gut kompaktiert sind. Gekritzte Geschiebe finden sich selten. Es sind dies sehr eisrandnah abgelagerte Vorstoßsedimente. Derartige Ablagerungen (in der Karte nicht ausgeschieden) mit bis zu 20 % Feinkornanteil finden sich auch entlang des orografisch rechten Ufers der Freudenthaler Ache, die aber einen Anteil bis zu 30 % an kalkalpinen Geschieben führen. Wie durch Einregelung plattiger Geschiebe angezeigt wird, erfolgte hier die Schüttung aus Ost bis Südost aus dem Gletscherlobus bei St. Georgen (SPERL, 1984).

Die Moränenreste entlang der Vöckla unterhalb Höhenharth sowie zwischen Schwertfern und Kühschinken sind sehr feinstoffreiche (ca. 60 %, < 0,063 mm), stark kompaktierte Grundmoräne mit vielen gekritzten Geschieben, die bis mehrere Meter mächtig werden. Eine gleiche Ablagerung ist noch beim Braubründl nördlich von Frankenmarkt erhalten. Sie entwickeln sich, wie in einigen Aufschlüssen zu erkennen war, jeweils aus dem liegenden Vorstoßschotter durch rasche Zunahme an Feinkorn und dem Verlust an Klassierung.

In dem großen Aufschluss am Prallufer der Vöckla unterhalb Auleiten war im obersten Meter der Grundmoräne eine deutliche Oxidation, wie am Übergang des B- zum C-Horizont einer Bodenbildung, zu beobachten. Ob es sich dabei um eine echte Verwitterung oder nur um eine Oxidation durch ehemaligen Grundwasserfluss unterhalb der hangenden Schotter handelt, war anhand des kleinen Aufschlusses nicht zu klären.

Die gut konglomerierten Kiese mit den hangenden, feinstoffreichen eisrandnahen Schüttungen und Grundmoränen wurden wegen ihrer scharfen Abgrenzbarkeit zu den hangenden Ablagerungen der Mindeleiszeit als Einheit in die ältere Günzeiszeit gestellt, was auch durch die angedeutete Verwitterungserscheinung gestützt wurde (SPERL, 1984).

Neben der Einstufung dieser Ablagerungen in eine wesentlich ältere Gletscher- ausbreitung (Günz) in der Marinen Isotopenstufe MIS 16 (VAN HUSEN & REITNER, 2011) wäre aber auch eine Bildung in einer ersten Eisausbreitungsphase der Mindeleiszeit MIS 12 vorstellbar. Deren Ablagerungen wären dann nach einer kurzen Oszillation durch den Hauptvorstoß überfahren worden, der dann bis an die Südabdachung des Kobernaufßer Waldes reichte (RUPP, 2008).

6.4.2. Mindel

41 Vorstoßschotter

Im Hangenden der glazigenen und glazialen Ablagerungen der vorhergehenden glazialen Phase („Günz“) sind nördlich Weißenkirchen und Frankenmarkt sowie entlang der Vöckla und Freudenthaler Ache weitläufig Kiese verbreitet, die von den Moränen der Mindeleiszeit überlagert werden. Es sind dies geschichtete grobe sandige Kiese, die überwiegend Flyschgerölle (70–90 %) neben kalkalpinen Geschieben (20–30 %) führen, die, wie auch die größeren Blöcke, durchwegs schlecht bis wenig gerundet sind. Neben diesen Materialien finden sich auch noch einige Prozent an den gutgerundeten Quarz- und Quarzitzeröllen aus dem aufgearbeiteten Untergrund. Der Gehalt dieser Gerölle ist manchmal in den liegendsten Anteilen höher (ca. 10 % bei Danzenreith nördlich Frankenmarkt) und nimmt rasch auf 1–2 % oder weniger ab.

An wenigen Stellen konnten Hinweise auf die Richtung der Schüttung gewonnen werden. So erfolgte sie im Bereich der Vöckla bei Schwaigern-Schübling aus Westen, was sich auch am Prozentsatz der Flyschmaterialien mit durchwegs um 90 % zeigt, die in dieser Menge aus dem Gletscherlobus des Irrsees kommen. In einem Aufschluss bei Hüttenedt waren neben den hier ausnahmslosen Flyschgeschieben auch ca. 3 % kalkalpine Gerölle zu finden, die wohl aus der Gletscherzunge des Irrsees bei Haslau (SPERL, 1984) oder über den Sattel nördlich Mondsee ins Einzugsgebiet der Vöckla gelangten, noch bevor die Eiszunge im Norden die Flyschberge (Schoibern- und Kogler Berg) umflossen hatte und Richtung Osten schütten konnte.

Im Bereich nördlich Weißenkirchen und an der Freudenthaler Ache erfolgte die Schüttung generell aus Ost bis Südost aus dem Bereich der Eiszunge bei St. Georgen. Dadurch erhöht sich hier der Gehalt an kalkalpinen Geschieben örtlich bis auf rund 30 %. Im Hangenden gehen die geschichteten sandigen Kiese in die Moränenablagerungen über, indem der Feinkornanteil rasch zunimmt und die Klassierung abnimmt.

40 Endmoräne

Im Bereich des Kartenblattes sind Endmoränen der Gletscherloben beim Irrsee- und bei St. Georgen des Traungletschers erhalten, welche die Ausbreitung der Eismassen klar erkennen lassen (Abb. 4).

Die Endmoränen werden generell von grobem sandreichem Kiesmaterial aufgebaut, das auch einen stark schwankenden deutlichen Anteil an Schluff und Ton aufweist. Die durchwegs locker gelagerten Sedimente werden von Flysch- und kalkalpinen Materialien gebildet und enthalten häufig Blöcke von über 50 cm Kantenlänge. Dabei ist der Flyschanteil in den Moränenwällen um den Irrsee (Reitzing, östlich der Vöckla) mit 80–90 % generell höher als in denen bei Weißenkirchen (St. Georgenerlobus) mit rund 70 %, was auf den kürzeren direkten Weg durch die Flyschzone zurückzuführen ist.

Die hauptsächlich durch die Schussbohrungen der Rohöl-Aufsuchungs AG im Vöcklatal erfassten Endmoränenkörper bei Bergerfang und Bahnhof belegen, dass Eis aus dem Raum Mondsee über den Sattel bei Wildmoos sowie nördlich des Lakenberges ins Vöcklatal eindrang und dessen Nebenbäche verbaute. So besteht der breite, über 93 m mächtige Wall von Bergerfang am Übergang zum Spranzelbach aus ca. 70 m mächtigem kiesigem Moränenmaterial über Tonen. Im Gegensatz dazu bestehen die Ablagerungen beim Bahnhof, unter einer dünnen Moränendecke, aus 30–45 m mächtigen Tonen, die hier auf eine Stauseephase hinweisen.

Auch das Tal von Oberwang war von Eis erfüllt, das von Süden Richtung St. Georgen abfloss, aber außer Grundmoräne im Aubachtal und Moränenstreu bei Hüttenberg keine Ablagerungen hinterließ.

Auf dem inneren Wall bei Weißenkirchen fanden sich an einer Stelle mehrere Kristallin-Brocken (Gneis, Quarzphyllit, Granatglimmerschiefer), wie auch vereinzelt in anderen jüngeren Endmoränen dieses Gebietes (VAN HUSEN, 1987). Deren Herkunft wurde bis jetzt auf einen Eistransport aus dem Ennstal zurückgeführt (PENCK & BRÜCKNER, 1909; KOHL, 2000; SPERL, 1984). Sie sind aber eher aus den Fenstern des Ultrahelvetikums (PREY, 1983; FRASL & FLÜGEL, 1987) in der Flyschzone zu beziehen, da sie nur in den glazialen Ablagerungen innerhalb der Flyschzone und nördlich davon zu finden sind.

Die Moränenwälle weisen eine tiefgreifende chemische Verwitterung auf, durch die bis auf die Quarzsandsteine, die in der Verwitterungszone durchwegs als Geschiebeleichen vorliegen, alle Gerölle verschwunden sind. In den Moränen sowie in den Vorstoßschottern sind durch die fortgeschrittene Verwitterung Geologische Orgeln entstanden, die zu Erdfällen führen können wie sie bei Schübling und Egg beobachtet wurden (SPERL, 1984).

Durch die wiederholte solifluidale Überformung unter den Bedingungen des Permafrostes in den folgenden Eiszeiten sind an den höheren Stellen durch den Abtrag der Bodenbildung stark korrodierte Karbonate und Sandsteine zu finden. Durch die Solifluktion sind die Wälle auch zu breiten, sanft geböschten Höhenzügen umgestaltet.

39 Grundmoräne

38 Grundmoränenstreu

Bei Mösendorf und Mühlberg östlich und bei Pöndorf westlich von Frankenberg sind große Areale mit Grundmoräne bedeckt. In den wenigen Aufschlüssen war immer eine sehr feinstoffreiche, stark kompaktierte Moräne mit vielen bis zu faustgroßen Geschieben zu sehen, von denen die kalkalpinen durchwegs Kritzung zeigen. Es finden sich aber immer wieder Blöcke von 1 m und mehr Kantenlänge, wie z.B. den hellen Block (Wettersteinkalk?) in Vöcklamarkt oder der bunte Block (Jura?) vor dem Gemeindeamt von Pfaffing. Bei den Komponenten überwiegen deutlich die Flyschgeschiebe die kalkalpinen Geschiebe, unter denen, neben den überwiegenden hellen Wetterstein- und Dachsteinkalken, auch die auffälligen bunten Jurakalke zu finden sind. Dazu kommen noch vereinzelt die gut gerundeten Quarzgerölle aus dem unmittelbaren Untergrund, die sich besonders in den tiefsten Anteilen finden. Wenn die Grundmoräne nur fleckhaft auftritt, wie im Bereich Hüttenberg westlich Straß im Attergau oder um Frankenberg, ist Moränenstreu in der Karte eingetragen.

Die Grundmoräne weist wie die Endmoränen eine ebenso starke tiefgreifende Verwitterung auf, die flächig zu höherer Bodenfeuchtigkeit führt. Eine Erscheinung, die durch den hohen Feinkornanteil des Ausgangsmaterials noch verstärkt wird.

37 Staukörper am Eisrand (Bänderschluft, Sand, Kies)

Neben den kleinen Resten von Eisstaukörpern bei Hüttenberg westlich Straß im Attergau sind derartige Sedimentkörper im Talbereich der Freudenthaler Ache zwischen den Endmoränen der Gletscherloben des Irrsees und bei St. Georgen gebildet worden.

Bei Ehrenbichl ist ein rund 50 m mächtiger Sedimentkörper erhalten, der durchwegs aus geschichteten groben sandigen Flyschkiesen und Flyschschutt mit Blö-

cken bis zu 40 cm Kantenlänge aus dem Einzugsgebiet der Ache aufgebaut wird. Im liegenden Anteil auf dem Niveau der Ache sind hier in den gut verfestigten Konglomeraten Sandlagen enthalten, die mit „climbing ripples“ und „slumping structures“ eine Stausituation mit hoher Sedimentationsrate anzeigen (SPERL, 1984). Der Sedimentkörper ist parallel zur Schüttung der von Osten geschütteten Vorstoßschotter (rund 15 % kalkalpine Geschiebe) und der Bildung der Endmoränen durch den Rückstau im Tal der Freudenthaler Ache bis in eine Höhe von 630 m aufgebaut worden.

Durchaus dieselbe Ursache liegt der Bildung des Staukörpers bei Pabing–Stadln am Nordrand der Flyschzone zu Grunde. In dem Zwickel zwischen den beiden Eiszungen aus West und Ost wurde auch hier an den Endmoränen ein Staukörper bis in die Höhe von 620 m gebildet. Die durchwegs konglomerierten groben Kiese entsprechen in ihren liegenden Anteilen mit einem deutlichen Gehalt an kalkalpinen Geröllen und einigen Prozent der gutgerundeten Quarze den Vorstoßschottern in Front der beiden Gletscherloben und sind gleichzeitig mit ihnen geschüttet worden. In weiterer Folge der Sedimentation wurde die Schüttung weiterhin von den beiden Eiszungen beeinflusst und erfolgte parallel zu deren Anwachsen, was am deutlichen Gehalt an kalkalpinen Geröllen zu erkennen ist. Zu anhaltenden Stausituationen und Blockierung des Abflusses, die zur Bildung mächtigerer feinkörniger Lagen geführt hätten, kam es offensichtlich nicht.

Die Kiese zeigen eine ähnlich fortgeschrittene Verwitterung mit mächtiger Bodenbildung und Ausbildung Geologischer Orgeln wie die anderen Mindelablagerungen der Umgebung.

6.4.3. Riß

36 Vorstoßschotter

Wie auch in den vorhergehenden Eiszeiten wurden Vorstoßschotter wohl auch im Vorfeld der sich ausbreitenden Eiszungen des rißzeitlichen Traungletschers abgelagert, die dann mit Moränenmaterial überdeckt wurden. Die Endmoränen der wesentlich kürzeren Eiszungen der Rißeiszeit kamen hauptsächlich in Hanglage (Vöcklatal, Oberwanger Lobus) zur Ablagerung, so dass derartige Schotterbildungen der Talböden hier nicht zur Ausbildung kamen.

Nur im Bereich nördlich St. Georgen sind derartige Ablagerungen im breiten Talboden entlang der Dürren Ager und ihrer Nebengerinne weitläufig aufgeschlossen. Die Kiese überlagern südlich von Reichenthalheim eine typische feinstoffreiche Grundmoräne (nicht in der Karte eingetragen) mit gekritzten kalkalpinen Geschieben, die fallweise am Prallufer der Dürren Ager aufgeschlossen war (SPERL, 1984). Es sind durchwegs mäßig bis gut verkittete grobe sandige Schotter, die geringe Rundung zeigen. Wie in Aufschlüssen zu beobachten war, welche die gesamte Mächtigkeit über der Niederterrasse erschlossen, werden die liegenden Anteile zur Gänze von Flyschgeschieben aus dem Einzugsgebiet der Dürren Ager gebildet. Erst in den obersten Bereichen treten dann auch kalkalpine Gerölle auf, die knapp unterhalb der Moränenüberdeckung einen Anteil von 10 % und mehr erreichen.

Bei der Akkumulation der Kiese entlang der Dürren Ager handelt es sich somit primär um eine autochthone Bildung, die auf die starke Frostschuttbildung im Einzugsgebiet der Dürren Ager zurückzuführen ist. Erst als die Gletscherzunge die Furche des Attersees erfüllte, kamen auch nennenswerte Mengen kalkalpiner Geschiebe ins Tal der Dürren Ager. Die Vorstoßschotter gehen dann, an den Hängen oberhalb der Niederterrasse sowie in den Seitengraben aufgeschlossen, in eine sehr feinstoffreiche Grundmoräne und weiter im Norden in die Ablagerungen der

Endmoräne über. In der Fortsetzung der Schotter ab Egning ist dann die Hochterrasse bis zur Mündung in die Ager entwickelt.

Wie die Erdgassonde nördlich Mühlreith zeigt, dürften die Vorstoßschotter auch unter den breiten Endmoränen um Schmidham abgelagert worden sein und dann ebenso in die Hochterrasse der Hoad übergehen.

35 Grundmoräne

34 Grundmoränenstreu

Großflächige Grundmoränenablagerungen sind besonders in dem flachen Zungenbecken des Gletscherlobus bei St. Georgen über den Vorstoßschottern entwickelt. Dabei handelt es sich, wie in den wenigen Aufschlüssen zu sehen war, durchwegs um ein gut kompaktiertes Korngemisch mit 50–60 % Ton und Schluff. Die Kieskomponenten sind zu rund 70 % Flysch und 30 % kalkalpine Geschiebe, die häufig Kritzung zeigen. In einem Aufschluss im Graben nördlich Engljähring fanden sich einige Gerölle (Gneis, Granatglimmerschiefer, Glimmerschiefer), die wahrscheinlich aus dem Ultrahelvetikum-Fenster entweder am Buchberg oder Blögergraben zu beziehen sind. Die Feinkörnigkeit zeigt sich auch an der Oberfläche in tiefen Verwitterungsböden mit örtlich stauender Nässe, in denen nur selten korrodierte Kalke oder Flyschgeschiebe zu finden sind.

Ebenso einen großen Feinkornanteil dürfte die Grundmoräne im obersten Vöcklatal aufweisen, die wohl auch zu der Massenbewegung am Fuß des Moränenwalls von Ebnat beitrug.

Südwestlich Wiesenroith ist die Grundmoräne über den Mergeln des Ultrahelvetikums fleckenhaft erhalten.

33 Endmoräne

Im Gegensatz zur vorangegangenen Eiszeit, in der alle Täler von Eisströmen durchflossen wurden, die sich dann im Alpenvorland zu den ausladenden Piedmontgletschern vereinigten, entwickelten sich in der Rißeiszeit nur individuelle Eiszungen in den einzelnen Tälern. Sie haben deutliche Endmoränen hinterlassen, die eine lückenlose Rekonstruktion erlauben. Generell weisen alle im Folgenden besprochenen Moränen eine gut entwickelte Verwitterung an der Oberfläche auf, die rund 1 bis 1,5 m tief in die Ablagerungen eingreift. Oberflächennahe sind alle karbonatischen Gerölle gelöst und nur die silikatischen Flyschsandsteine erhalten. Darunter findet sich eine Zone mit zunehmend immer geringer korrodierten Kalken und Mergeln sowie veraschte Dolomite, deren Mächtigkeit stark von der Wasserwegsamkeit abhängt.

Die Endmoränen sind generell breite, gleichmäßig geböschte Wallformen, welche durch die Solifluktion in der Würmeiszeit keine Strukturierung durch kleine Kuppen und Senken mehr aufweisen. Die Endmoränen sind im Vorland generell als Doppelwälle ausgebildet, was auf eine deutliche Oszillation hinweist. Auf den Wällen finden sich aber immer wieder Grundmoränenreste, die auf ein Überfahren der Wälle im Vorland während des Maximalstandes (32) hinweisen. Diese haben ebenso zur weichen Formung beigetragen.

Irrseelobus: Am Nordrand der Flyschzone setzt der äußere Wall bei Hochfelder an und zieht in weitem Bogen bis Unterreith. Der Wall ist an zwei Stellen unterbrochen, an den auch eine Hochterrassen Schüttung ansetzt. Dabei handelt es sich bei der Lücke des Eisbaches um ein echtes länger aktives Gletschertor, wogegen in der undeutlicheren Lücke beim Weinbach nur kurze Zeit ein Gletscherabfluss aktiv war.

Die Terrassenschüttung des Reitzingbaches entwickelte sich aus dem peripheren Gerinne (siehe EGGER & VAN HUSEN, 2003) als autochthone Bildung ohne Verbindung mit einem Gletscherabfluss.

Im Bereich der Wälle finden sich in Einschnitten oder kurzfristigen Aufschlüssen grobe, schluffig-sandige, schlecht gerundete Schotter mit Blöcken bis 0,5 m. Dabei überwiegen die Komponenten aus dem Flysch (bis 90 %) deutlich gegenüber jenen aus den Kalkalpen, an denen selten noch Kritzung zu finden ist. Neben der zwischen den beiden Wällen verbreiteten Grundmoräne fand sich diese auch auf dem äußeren Wall, die vom Maximalstand stammt.

Vöcklatal: Aus dem Eisstrom der Irseeefurche drang Eis über den Rücken bei der Lindenkapelle ins Vöcklatal ein. Der breite Wall bei Vormoos-Entersgraben weist darauf hin, dass der Gletscherrand an der orografisch rechten Flanke des Tales bis rund 750 m Höhe reichte, was auch durch die hier erhaltene Grundmoräne angezeigt wird. Durch sie wurde der Bach aus Kronwald abgedämmt und gezwungen, am Eisrand und über den Sattel unterhalb Heissing abzufließen. Er verläuft dann entlang des Moränenwalls bei Badlhof bis in den Haltgraben. Nach der Umlenkung hat der Bach bereits einen einige Meter tiefen epigenetischen Einschnitt im präquartären Untergrund angelegt. Die Eiszunge hinterließ am Gegenhang auch den Wall bei Schoibern und reichte noch bis gegen Hüttenedt am Nordrand der Flyschzone. Hier wurde auch der Haselbach abgedämmt und gezwungen, parallel zur Vöckla abzufließen. Das oberste Vöcklatal wurde von einer steileren Eiszunge über den Sattel bei Neuhäusel erfüllt, welche aber die bei Harpoint nicht mehr erreichte. Reste der dazwischen akkumulierten kurzen Hochterrasse sind im Mündungsbereich des Saurüsselbaches erhalten geblieben.

Im Bereich der Wälle fanden sich nur Brocken von Flyschsandsteinen und keine kalkalpinen Gerölle, was darauf hindeutet, dass die Wälle zu einem sehr hohen Prozentsatz aus Flyschgeschieben bestehen dürften.

Oberwangerlobus: Am Nordende der Talfurche von Oberwang sind zu beiden Seiten bei Wald im Süden und bei Mitterleiten/Pabing im Norden von Straß im Attergau Moränenwälle erhalten, die den Flyschflanken aufliegen.

So ist die Mächtigkeit der Ablagerung bei Angermair 59 m, in Wald 13 m (SPERL, 1984). Die Wälle bestehen, wie die raren Aufschlüsse zeigen, neben etwas kalkalpinen Geschieben überwiegend aus dem groben Flyschmaterial mit Blöcken. Auch hier liegen die Wälle als weiche, verschliffene Formen vor und sind stellenweise auch mit gut kompaktiertem Grundmoränenmaterial bedeckt. Dieses enthält im Gegensatz zu den Endmoränen einen hohen Feinstoffanteil (30–40 %) und bis zu 50 % kalkalpine Gesteine, die oft Kritzung zeigen.

Die Gletscherzunge des Oberwangerlobus stand zur Zeit des Hochstandes mit der bei St. Georgen in Kontakt, zu einer Vereinigung wie im Mindel kam es aber nicht.

St. Georgener- und Schörlingerlobus: Der Eisstrom im Becken des Attersees wurde am Nordende durch den Buchberg in zwei Loben aufgespalten. Dabei wurde der Buchberg umflossen und ragte zwischen den Zungen als Nunataker auf. Die nördlich davon wieder vereinigten Eismassen bedeckten den Sporn bei Berg in einer Art Mittelmoräne, die sich zu den Bildungszeiten der beiden Wälle bei Baum sowie Gallenbrunn wieder aufspaltete.

Der Moränenwall des St. Georgenerlobus setzt bei Wienerroith oberhalb Nußdorf an und setzt sich nach der Unterbrechung ab Brandstatt bis Bergham fort (Abb. 20). Auf dem breiten, weich geformten Wall finden sich immer wieder korrodierte kalkalpine Gerölle und kleinere Blöcke neben solchen aus Flyschsandsteinen. In den Bö-

schungen des Autobahneinschnitts südlich Bergham wurden über die volle Höhe grobe, sandige, teilweise konglomerierte Kiese mit vielen Steinen und m³-große Blöcke aufgeschlossen (STURM, 1968). Einer ist am Fuß der Böschung an der Richtungsfahrbahn Salzburg erhalten geblieben. Hier war der Gehalt an kalkalpinen Geröllen mit 40–50 % wesentlich höher als in den anderen Moränenwällen, was wohl auf die geringere Distanz zu den Kalkalpen zurückzuführen ist. Auch auf diesem Wall fand sich am Scheitel bei Achzberg eine feinststoffreiche kompakte Grundmoräne (ca. 35 % der Fraktion $\leq 0,063$ mm) mit rund 20 % kalkalpinen Geschieben, die ein nachträgliches kurzes Überfahren des Walles durch den Gletscher anzeigt.

Nördlich der isolierten Flyschaufragung bei Kogl (680 m) setzen die beiden breiten Wälle des Hochstandes bei Thanham und Pössing an und umreißen in weitem Bogen die Eiszunge des St. Georgener- und weiter nach Osten die des Schörflingerlobus.

32 Endmoräne des Maximalstandes

Außerhalb der breiten Moränenwälle des Hochstandes finden sich an den Gletscherzungen der Loben des Irrsees (Obermühlham, Haltestelle Pöndorf) und St. Georgen (Mösendorf, Gründberg) undeutliche Wallformen. Im Bahneinschnitt südöstlich der Bahnstation Pöndorf waren bei Bauarbeiten die Ablagerungen aufgeschlossen und zeigten sehr schluffreiche sandige Kiese mit groben, schlecht gerundeten Geröllen und einem deutlichen Anteil von kalkalpinen Geschieben oft mit deutlicher Kritzung. Derartige Geschiebe sind auch in den seltenen Aufschlüssen in den anderen derartigen Formen zu finden und belegen, dass es sich hier um Endmoränen handelt, die eine maximale Ausdehnung der Gletscherzungen markieren. Sie weisen die gleiche fortgeschrittene Verwitterung wie die anderen glazigenen Ablagerungen der Rißeiszeit auf. Sie sind somit deren Maximalstand zuzuordnen, der die inneren Wälle und auch die Hochterrasse (z.B. der Dürren Ager bei Witzling und Haunolding) kurzfristig noch überfahren hat (SPERL, 1984) und auch im Bereich des Traungletschers bei Ohlsdorf nördlich Gmunden zu beobachten ist (VAN HUSEN, 1977).

Von diesem Maximalstand stammen wohl auch der kleine Wall im Blögergraben und die Moränenstreu westlich Wienerroith.

31 Kies der Hochterrasse

Im Vorfeld der Endmoränen des Irrseelobus entwickelte sich aus dem Gletscher der Eisbaches die Hochterrasse, welche – vereinigt mit denen entlang der benachbarten Bäche (Reitzing-, Wein- und Kirchhamerbach) – die breite Terrassenfläche bei Langholz-Schwaigern bildet.

Hier schließt auch die Terrasse entlang der Vöckla an, die im Vorfeld der Eiszunge bei Haslau solange aufgeschüttet wurde, bis diese von der Endmoräne bei Sigmühle zurückwich. Die Terrassenschüttung im Vöcklatal als flacher Schwemmkegel nach dem Austritt aus der Flyschzone war offensichtlich so dominant, dass der primär durch die Moränenwälle bei Jagdhub abgelenkte Haselbach auch nicht bei Hüttenedt in die Vöckla münden konnte, sondern entlang des Kegels bis gegen Schwaigern abfloss.

Die Hochterrasse entwickelte sich dann entlang der Vöckla innerhalb des in den älteren Sedimenten eingeschnittenen Tales. Reste des Terrassenkörpers sind bei Frankenmarkt und Moos im Osten zu finden. Von Süden kamen noch Schüttungen aus dem Tal der Freudenthaler Ache und der Dürren Sprenzl und bei Unterrain dazu.

Die Terrassenkörper werden von groben sandigen Kiesen aufgebaut, die Kreuzschichtung und raschen Wechsel von feinstoffreichen und -freien Lagen, der typischen raschen Akkumulation eines braided river zeigen. Die lagenweise konglomerierten Kiese führen rund 70–80 % Flysch- und 20–30 % kalkalpine Gerölle, die besonders um die Mündung der Freudenthaler Ache zurücktreten. Bei Frankenmarkt finden sich auch noch bis zu 1 % aus dem Untergrund aufgearbeitete gutgerundete Quarzgeschiebe.

Im Vorfeld des St. Georgenerlobus entwickelt sich auch aus mehreren Stellen die Hochterrasse.

Südlich Pössing setzt ein Strang an und entwickelt sich dann zum breiten Terrassenfeld der Hoad. Die Kiesschüttung ist hier in ihrer Menge auch stark von der Gletscherzunge bei Oberwang beeinflusst, deren Schmelzwässer zumindest zeitweise westlich der Flyschaufragung bei Kogl nach Norden abgefließen sein müssen.

Ebenso entwickelte sich ein Strang entlang des Mösentales und bei Walchen, der eine direkte Verbindung mit der Terrasse im Vöcklatal hatte. Auch seitlich bestand eine Verbindung mit der Terrasse im Tal der Dürren Ager, die sich aus den Vorstoßschottern entwickelte. Dass sich die frühe Schüttung der Dürren Ager in der letzten Phase auch nach Norden ausgebreitet hat, ist anzunehmen, da deren Oberkante etwas höher als die Oberfläche der Terrasse im Vöcklatal liegt.

Die Hochterrasse im Vorfeld des St. Georgenerlobus wird, wie die wenigen Aufschlüsse zeigen, ebenso von grobem sandreichem Kiesmaterial aufgebaut, das zu rund 80–90 % Flysch- und 10–20 % kalkalpinen Geröllen gebildet wird. Driftblöcke bis 40–50 cm Kantenlänge sind häufig zu finden.

Die Hochterrasse wird generell, wie die Moränen der Rißeiszeit von einer ca. 1 bis 1.5 m mächtigen Verwitterungszone mit starker Karbonatlösung bedeckt, die in ihren hangenden Anteilen sehr feinkörnig ist. Ob hier auch Lössanwehungen in die Verwitterungsschicht einbezogen sind, war nicht zu erkennen.

30 Staukörper am Eisrand (Bänderschluft, Sand, Kies)

Westlich der Flyschaufragung des Kogels bei St. Georgen ist eine Terrasse entwickelt, die teilweise von konglomerierten Kiesen aufgebaut wird (SPERL, 1984). Die Flysch- wie kalkalpinen Gerölle sind schlecht gerundet und sortiert. Im Terrassenkörper treten neben den Kiesen auch verbreitet mächtige Tone auf, die auf ausgedehnte Seephase während der Terrassenbildung hinweisen. Ein ähnlicher Terrassenrest ist auch südlich des Klausbaches bei der Ahbergkapelle erhalten.

6.4.4. Würm

29 Sand, Schluff, Ton, Seekreide (Riß / Würm-Interglazial, Frühwürm von Mondsee)

Entlang des Steinerbaches im Ort Mondsee sind nach Hochwasserereignissen immer wieder mit 2–4° nach SE einfallende, sandig-tonige Seeablagerungen aufgeschlossen. Die durchwegs grau bis dunkelgrauen kalkarmen Sedimente wechsellagern mit scharfen Grenzflächen mit dünnen weißlichen, sehr kalkreichen Seekreide-Ablagerungen. Manche Lagen zeigen aber durch convolute bedding Lagerungsstörungen in Folge subaquatischer Rutschungen in Ufernähe an (Abb. 18). In diesen Aufschlüssen finden sich immer wieder fossile Pflanzenreste wie Nadeln, Blätter oder Samen.



Abb. 18.

Sedimentprofil des Eem am orografisch linken Ufer des Steinerbachs, ca. 50 m nördlich der Autobahn mit heller Seekreide und dunklen tonigen Schluffen. Die Schilder markieren Pollenzonen nach KLAUS (1987). Foto: D. VAN HUSEN.

Diese Aufschlüsse und die interne Sedimentabfolge des „Bichlerhanges“ unterhalb des Gehöftes Steiner, als rutschanfällige feinkörnige Seeablagerungen zwischen Grundmoränen, sind seit dem Bau der Autobahnbrücke (SCHADLER, 1958) bekannt. Dieser Sedimentstapel des Riß/Würm-Interglazials im Steinerbach bis in den darüber liegenden Hangbereich wurde in Folge immer wieder untersucht. Die Ablagerungen bilden den Sporn beim Gehöft Steiner, sind aber flächig durch Grundmoräne der letzten Eiszeit zur Gänze verdeckt, sodass künstliche Aufschlüsse nötig waren (KLAUS, 1975, 1987; KOHL, 1978). Eine neuerliche Untersuchung mit Hilfe von drei 1992 niedergebrachten Kernbohrungen ermöglichte eine Analyse der Sedimentationsbedingungen, der Klimaentwicklung sowie des stratigrafischen Umfangs der Ablagerungen (VAN HUSEN, 2000a).

Paläomondsee: Bei den Ablagerungen des Sporns beim Gehöft Steiner handelt es sich um Reste einer Deltabildung, die in einem See von rund 540 m Spiegelhöhe (ca. 60 m über der des rezenten Mondsees) erfolgte (Abb. 19). Da diese Spiegelhöhe aber deutlich über dem Niveau des rißzeitlichen Gletschertores und der Oberfläche der Hochterrasse der Ager bei Lenzig mit 490 m Höhe liegt, können die Riß-Endmoränen am Nordende des Attersees nicht als Damm für diesen hohen Seespiegel dienen. Somit müssen damals die Drainagesysteme des Mondsee- und

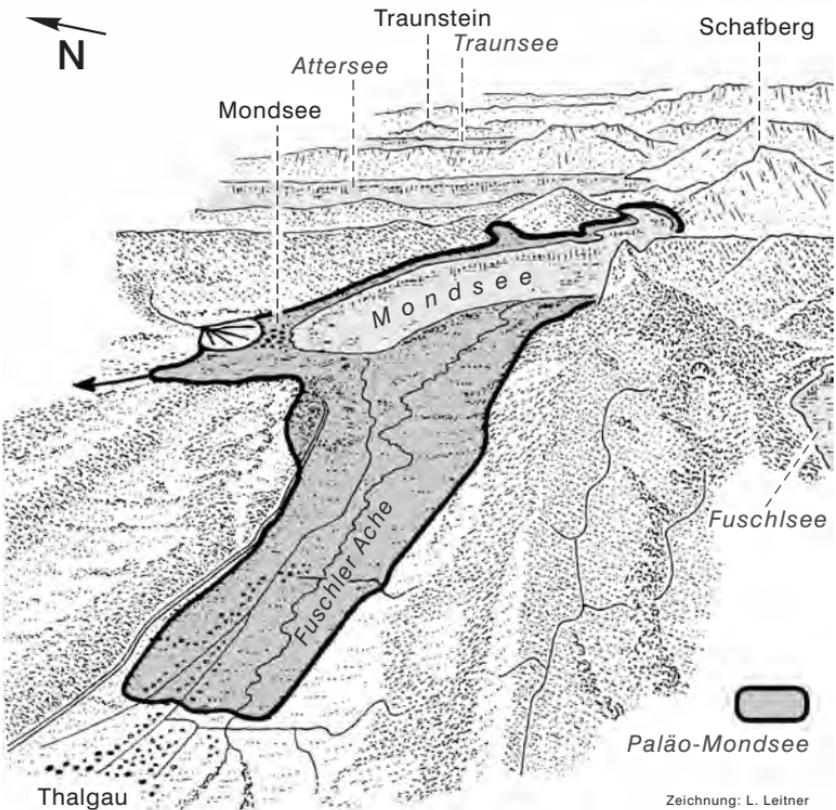


Abb. 19.

Ausdehnung und Abfluss des Paläomondsees, dessen Wasserspiegel rund 60 m über der heutigen Seeoberfläche lag.

Attersee-Beckens durch eine Barriere getrennt gewesen sein. Am wahrscheinlichsten ist anzunehmen, dass es sich bei dieser Barriere um eine glazigene Ablagerung (Kame-Terrasse) aus dem Zeitraum des Eiszerfalls des Rißgletschers handelt, die den Bereich zwischen den heutigen Seen erfüllte. Der Abfluss des hochgespannten Sees im Becken des Mondsees erfolgte damals wohl über das Tal des Irsees nach Norden zur Salzach (VAN HUSEN, 2000a). Dass die Barriere (Fototafel 3) aus Lockersedimenten über die lange Periode von rund 60.000–70.000 Jahren nicht zerschnitten wurde, lag einerseits am fehlenden kräftigen Abfluss (heutige Seeache), andererseits wurde wahrscheinlich auch die Erosionsleistung der kleinen Gerinne aus den Flanken im Norden wie im Süden durch Murentätigkeit zunichte gemacht. Es ist anzunehmen, dass die Südflanke des Hochpletzspitzes (1.134 m) damals ebenso wie nach der Würmeiszeit von der tiefgreifenden Massenbewegung (16/17) betroffen war, die auch damals zu besonders starkem Schuttanfall führte (VAN HUSEN, 2000a).

Sedimentaufbau: Die sedimentologische Auswertung der Bohrkerns erlaubte eine Rekonstruktion eines progradierenden Deltas vor der Mündung des Steinerbaches in den Paläomondsee. Dabei ließen sich oftmalige Verlegungen der Sedimentationsrinnen, wie auch der Einfluss der Klimaschwankungen während des Vorbaus des Deltas erkennen (KRENNMAYR, 2000).

Die drei Bohrungen erschlossen weitgehend distale Bereiche des Deltas, zu denen auch die Aufschlüsse entlang des Steinerbaches gehören. Sie werden generell aus den beiden Sedimenttypen wie am Steinerbach aufgebaut.

Einerseits die grauen bis dunkelgrauen Schluffe mit deutlichen bis überwiegen- den Tongehalten. Sie stellen die Ablagerungen der Schwebstoffe im engeren Ein- flussbereich des aus der Flyschzone kommenden Steinerbaches dar. Andererseits die weiße Seekreide (Kalkgyttja), die von Kalzit (bis zu 85–90 %) gebildet wird und nur in geringem Umfang siliklastische detritäre Schluff und Tonpartikel enthält. Die- se bis zu 4 m mächtigen Lagen sind warmzeitliche Bildungen, abgelagert offen- sichtlich in Bereichen, die von der Schwebführung des Steinerbaches nicht oder kaum betroffen waren (KRENNMAYR, 2000).

Bestimmen diese beiden Sedimenttypen in ihrer Wechsellagerung die Bereiche des distalen bottom-set und angrenzenden fore-set, so nimmt in der Schichtfolge der Sandgehalt zum Hangenden (proximales fore-set) zu und zeigt den zunehmen- den Einfluss des Steinerbaches an.

Den Abschluss der Sedimentation bilden strukturlose Ablagerungen aus Ton, Schluff und Sand mit vielen Geröllen und Steinen (Diamikte), die das top-set mar- kieren dürften. Unterstützt wird diese Deutung noch durch die darin auftretenden Torfe, die offensichtlich aus der Verlandungszone des Deltas stammen. In der Bohrung konnte aber nicht erkannt werden, ob die Lagerung in situ ist oder durch die Gletscherbewegung eine Vermischung mit den Diamikten und der hangenden Grundmoräne stattgefunden hat (KRENNMAYR, 2000).

Die Rekonstruktion der Sedimentationsbedingungen im Bereich der Mündung des Steinerbaches zeigt die Entwicklung eines normalen progradierenden Deltas in den Paläomondsee zwischen den Großvergletscherungen der Riß- und Würmeis- zeit, die über einen Zeitraum von rund 60.000 bis 70.000 Jahren erfolgte. Wie weit es letztendlich noch bis zur teilweisen Zerstörung und Bedeckung mit Grundmoräne durch den Würmgletscher in den See vorgebaut wurde, kann nur vermutet werden, wird aber den Bereich des heutigen Ortes Mondsee nicht wesentlich überschrit- ten haben. Auch der Hinweis auf eine Seespiegelabsenkung um mindestens 5,5 m während der Deltabildung, gewonnen durch die Korrelierung der Lithofaziestypen in den Bohrungen (KRENNMAYR, 2000), konnte nicht weiter konkretisiert werden.

Vegetation- und Klimaentwicklung: Die feinkörnigen Ablagerungen in den Be- reichen des fore- und bottom-sets bilden ein ideales Archiv für Pollen, Sporen, die eine nahezu lückenlose Rekonstruktion der Vegetations- und Klimaentwicklung von der ausgehenden Rißeiszeit (Marine Isotopenstufe MIS 6) bis zum mittleren Würm (MIS 4) ermöglichten (DRESCHER-SCHNEIDER, 2000). Auch die in den Bohrungen häufig gefundenen pflanzlichen Großreste waren eine gute Ergänzung (OEGGL & UNTERFRAU- NER, 2000).

In der Umgebung des mit dem Abschmelzen des Rißgletschers im Becken von Mondsee entstandenen Sees bildete sich in der spätglazialen Phase auf den Roh- böden eine Pioniervegetation aus, die zunehmend von Sträuchern, später durch die Ausbreitung der Pinusarten ersetzt wird. Eine Entwicklung wie sie im gesamten Gebiet des Traungletschers ebenso nach der Würmeiszeit rekonstruiert werden konnte (DRAXLER, 1977).

Das darauf folgende Riß/Würm-Interglazial (MIS 5e) ist durch artenreiche Laub- wälder geprägt. Die günstigen klimatischen Bedingungen sind auch für die mäch- tigen Ablagerungen von Seekreide in den liegenden Anteilen der Deltasedimente verantwortlich.

Die weitere Entwicklung ist durch den zweimaligen raschen Wechsel zu einem kalten Stadial, gefolgt von je einem warmen Interstadial geprägt. In beiden Sta-

dialen (MIS 5d/5b) wurde jeweils in kurzer Zeit die Waldvegetation zerstört und die Waldgrenze lag am Nordrand der Alpen im Niveau des Mondsees. Die beiden jeweils folgenden warmen Interstadiale (MIS 5c/5a) führten zu einer weitgehenden Wiederherstellung der Mischwälder, ohne aber ganz die klimatischen Werte des Interglazials zu erreichen, wobei das jüngere (MIS 5a) deutlich kühler gewesen sein dürfte. Das darauf folgende Stadial und Interstadial im mittleren Würm (MIS 4) ist in den sandigen Ablagerungen des proximalen Deltas nicht mehr gut dokumentiert, deutet aber auf wesentlich kühlere Verhältnisse hin (DRESCHER-SCHNEIDER, 2000).

Die rekonstruierte Vegetationsentwicklung lässt sich sehr gut mit der anderer Ablagerungen nördlich der Alpen (z.B. Samerberg, Wurzach, La Grande Pile, Gondiswil; Zitate dazu in DRESCHER-SCHNEIDER, 2000) vergleichen und belegt eine Ablagerung der erhaltenen Teile des Deltas in einem Zeitraum beginnend bei rund 125.000 bis rund 60.000–50.000 Jahren vor Heute. Wie lange und weit das Delta später noch vorgebaut wurde, bevor der vorrückende Traungletscher im Würm Hochglazial (MIS 2) das Becken von Mondsee erfüllte und neu gestaltete, kann nicht gesagt werden.

28 Grundmoräne mit Bänderschluflagen

27 Drumlin (Grundmoränenwall)

26 Grundmoränenstreu

Grundmoränen als basale glaziale Ablagerung der Eisströme sind hauptsächlich in den breiteren Tallandschaften der Flyschzone verbreitet. So sind die Bereiche um Mondsee, das Tal der Wangauer Ache und des Riedlbaches bis zu den Wasserscheiden zur Dürren Ager und Dixelbaches, sowie die Bereiche um Abtsdorf und Seewalchen flächendeckend mit teils mächtiger Grundmoräne ausgekleidet. In den Kalkalpen finden sich, bis auf den Bereich um die Eiseneralm, nur kleinere Flecken.

Bei den Grundmoränen handelt es sich, wie öfters in den Bachgräben aufgeschlossen, um Korngemische mit einem hohen Anteil an Ton und Schluff, der 30–60 % der Masse ausmachen kann. Neben dem annähernd gleich hohen Anteil an Sand und Kies finden sich noch Steine und mitunter Blöcke bis zu m³-Größe. Die groben Komponenten zeigen oft Kratzung und Politur, Erscheinungen, die besonders an dichten Kalken und Kalkmergeln schön ausgebildet sind.

Das durch die Eisauflast während der Ablagerung stark kompaktierte Sediment zeigt nur ganz selten undeutliche Schichtung oder feinkornarme Zwischenlagen. Diese sind dann entstanden, wenn durch kurzfristig auftretendes fließendes Wasser der Prozess des kontinuierlichen Ausschmelzens des gesamten Basisschutts aus dem Eiskörper an der Gletschersohle unterbrochen und der Feinanteil ausgeschwemmt wurde.

Die petrografische Zusammensetzung der Geschiebe ist naturgemäß vom Einzugsgebiet des jeweiligen Gletscherstroms abhängig, wobei besonders die nähere Umgebung eine Rolle spielt. So ist der Anteil an Geschieben aus der Flyschzone um Mondsee bereits auf rund 50 %, und im Einzugsgebiet der Wangauer Ache auf bis zu 75 % gestiegen. Um das Nordende des Attersees (Abtsdorf, Seewalchen) sind die Gehalte über 50 %. Die hier immer wieder auftretenden Kristallingeschiebe (Gneise, Granite, Amphibolite, Quarzite und Quarze) wurden früher aus dem Zusammenhang des Traun- mit dem Ennsgletscher über das Becken von Bad Mitterndorf abgeleitet (PENCK & BRÜCKNER, 1909; VAN HUSEN, 1987; KOHL, 2000). Diese oft gutgerundeten Geschiebe sind aber eher aus den Geröll führenden Schichten des Ultrahelvetikums zu beziehen, in deren Umgebung sie auch verstärkt in den

Moränen zu finden sind (VAN HUSEN, 2007). Außerdem fehlen sie in den glazialen wie glazigen Ablagerungen innerhalb der Kalkalpen.

In den liegenden Anteilen der Grundmoräne finden sich in Gräben immer wieder mehr oder weniger mächtige Abfolgen von Bänderschluften, die auf Stausituationen während des Eisaufbaues zurückzuführen sind. Sie entstehen am ehesten dort, wo die Gletscherausbreitung gegen das Gefälle des Gerinnes erfolgt.

Die mächtigste Bildung dieser Art findet sich im Acker- und Grenzgraben nördlich des Schafberges. Hier kam es während des Eisaufbaues zu einer temporären Seebildung, bevor das Tal endgültig von den Eisströmen in der Furche Schwarzensee–Moosbach und aus den Karen des Schafberges (Suissensee, Mittersee) erfüllt und mit Moräne ausgekleidet wurde.

Im Bereich der Eiszunge entlang des Tales der Wangauer Ache und der um Abtsdorf sind in der Grundmoräne deutliche Drumlins entwickelt. Diese in Fließrichtung des Eises ausgerichteten langgestreckten Hügel zeichnen nördlich Nußdorf das langsame Einschwenken des Eisflusses nach Nordwesten in Richtung St. Georgen an.

In Bereichen wo die Grundmoräne nur in Flecken auftritt, ohne dass ihre Verbreitung im Speziellen kartierbar ist wie am Osthang des Hollerberges (Massenbewegung), wurde Moränenstreu ausgeschieden, wobei die Kreise nicht lagerichtig Moräne anzeigen.

25 Endmoräne

Auch in der Würmeiszeit wurde das Gebiet des Kartenblattes Mondsee von den allochthonen Eisströmen des Traungletschers beherrscht. Eigenständige kleine Gletscher waren als Kargletscher auf das Westende des Höllengebirges, den Schafberg und Leonsberg beschränkt.

Die Eismassen des Traungletschers im Trauntal teilten sich bei Bad Ischl in einen Ast, der über das Trauntal und über das Tal des Äußeren Weißenbaches und einen, der durch die Furche des Wolfgangsees abfloss. Von letzterem, auch durch Eismassen von der Postalm ernährt, flossen große Eismassen über die Furchen beim Schwarzensee östlich und beim Krotensee westlich des Schafberges nach Norden ab, während ein kleinerer Ast noch bis zum Becken des Fuschlsees vorstieß (EGGER & VAN HUSEN, 2009). Diese Eismassen erfüllten das Becken des Attersees und Mondsees, drangen tief ins Tal der Wangauer Ache ein und bildeten noch Gletscherzungen im Thalgau und Irrsee (EGGER & VAN HUSEN, 2003). Bis auf die Bereiche am Nordrand der Furche des Wolfgangsees lag bei einer würmzeitlichen Schneegrenze von rund 1.100 m (LICHTENECKER, 1938) die Gletscherzunge am Blatt Mondsee im Bereich des Zehrgebietes Traungletschers (VAN HUSEN, 1987). Auf Blatt Mondsee sind drei der sieben Gletscherzungen des Traungletschers entwickelt, da der orografisch rechte Rand der Eiszunge des Traungletschers in der Furche des Irrsees (EGGER & VAN HUSEN, 2003, 2009) noch auf das Blatt Mondsee reichte.

Irrsee/Vöcklatal: Der am deutlichsten ausgeprägte Moränenzug setzt an der Westflanke des Lackenberges in rund 800 m an und ist dann über die Lindenskapelle bis Schweibern zu verfolgen. Ist er bei der Lindenskapelle noch breit mit mehreren Rücken und vielen tiefen Toteislöchern entwickelt, so bildet er westlich Haslau einen ca. 15–20 m hohen Wall, der die Talweitung bei Haslau überragt und nur durch eine enge Lücke unterbrochen wird, die heute von der Straße benützt wird. Der Wall wird von ungeschichtetem, locker gelagertem Moränenmaterial aufgebaut, das zu rund 50 % aus kalkalpinen Geschieben und zu rund 50 % aus solchen aus der Flyschzone gebildet wird. Die Kalke zeigen durchwegs bessere Bearbeitung (Rundung) und häufig Kritzung, wogegen die Flyschsandsteine und -mergel bevorzugt

die kantigeren, gröberen Komponenten und Blöcke bilden. Gegenüber der westlich des Walls flächig ausgebildeten Grundmoräne ist eine deutliche Verringerung des Feinkorns (Ton, Schluff) zu erkennen.

Aus der Lücke des Walls entwickelt sich ein flacher Sanderkegel bis ins Tal der Vöckla, der zur Niederterrasse gehört. An seinem Nordrand ist ein niedriger Moränenrücken zu verfolgen, der eine Gletscherzunge nachzeichnet, die bis Haslau vorstieß. Beide Wälle belegen die beiden markanten Gletscherstände des Maximal- und Hochstandes im Traungletschergebiet (VAN HUSEN, 1977). Durch diese Gletscherzunge wurde die Vöckla, die damals ihren Ursprung an dem Gletscherlappen am Hochmoos hatte, nach Osten abgedrängt und legte den epigenetischen Durchbruch bei der Mühle im Graben an. Der niedrige, undeutliche Moränenzug bei Stumer und Staller markiert einen kurzen Eisrand nach dem Hochstand, bevor die Gletscherzunge in der Irseeefurche abschmolz.

Weiter im Süden, nördlich Mondsee, überwand der Eisstrom randlich noch die Talkerbe des Steinerbaches und bildete den Eislappen beim Hochmoos. Die Eisoberfläche lag hier in rund 820–830 m (Gehöfte Wildmoos) und fiel dann rasch auf 780 m ab. Auch hier sind ein offensichtlich kurzfristiger Maximalstand mit kleinen Wallformen und ein deutlicherer Hochstand zu erkennen. Dieser bildete den Wall aus, der das Hochmoos umschließt, das sich in dem kleinen Zungenbecken bilden konnte.

Wangauer Ache: Ins Tal der Wangauer Ache drang aus dem Becken des Mondsees ein breiter Eisstrom ein, der bis über Grossenschwandt nach Norden und Oberaschau nach Osten vordrang. Die Eiszunge kleidete das Tal großflächig mit Grundmoräne aus, die hier, zu den Zungenbereichen hin rasch zunehmend, bis über 60–70 % Flyschgeschiebe führt. In der Wangauer Ache sind die äußersten Moränen die kleinen Wälle bei den Gehöften Gastinger und Gebhart. In Zusammenhang mit diesen Wällen steht eine breite Schüttung einer Terrasse, die den gesamten Talboden einnimmt. Außerdem setzt diese auch am orografisch linken Hang beim Gehöft Bergerschuster an und umfasst die im Gegensatz zur Einstufung durch SPERL (1984) zeitliche Wallform bei Powang in dem damaligen Abflusstal des Ruezingbaches.

Diese Moränen mit der anschließenden Terrasse sind ihrem Verwitterungsgrad und ihrer akzentuierten Morphologie entsprechend im Gegensatz zu FINK et al. (1976) dem Maximalstand des Würms zuzurechnen.

Am Südrand werden die Moränen von der Terrasse entlang des Ruezingbaches unterschritten, die von den deutlichen Wällen des Hochstandes bei Gossenschwandt ausgeht und im Norden in die Niederterrasse übergeht. Eine Situation, wie sie im Traunseelobus in Gmunden ebenso entwickelt ist (VAN HUSEN, 1977, 1987, 1997).

Die Wallgruppe des Hochstandes setzt oberhalb der Konradskapelle in 800 m als deutlicher Wall ein und umschließt geschlossen das Becken von Oberwang und bildet die Wasserscheide zwischen Wangauer Ache und der Dürren Ager in rund 625 m Höhe.

Auch in der Bucht von Oberaschau sind Moränenwälle beider Gletscherstände bei Streit und Hofau erhalten. Am Südrand markiert hingegen ein langgezogener Eisrandkörper den Gletscherrand, der ebenso in rund 820 m beim Kasgraben ansetzt. Er wird, im Gegensatz zur benachbarten Grundmoräne mit 20–30 % kalkalpinen Geschieben, fast ausschließlich von Flyschmaterial gebildet und somit vom Hang her geschüttet. Die Endmoränenwälle sind bei Schweibern unterbrochen, wo offensichtlich ein Gletschertor in 710 m Höhe bestand, durch das ein schwacher Abfluss in Richtung Attersee erfolgte.

Attersee: Der mächtigste Eisstrom erfüllte das Zungenbecken des Attersees, wobei der Buchberg jetzt die Eisloben von Abtsdorf–St. Georgen und Seewalchen gänzlich trennte.

Die Oberfläche des Eisstroms lag am Süden des Seebeckens noch in gut 1.000 m Höhe, sank dann durch die Talweitung rasch ab. So markiert der deutliche Wall bei der Aubodenhütte in 830 m bei Oberfeichten in 800 m und östlich des Kamps (877 m) in 740 m (JARITZ, 1995) den Rand des Eiskörpers, der bis zur Kienklause (EGGER, 1996) vordrang. Weiter im Norden wird auf Blatt 65 Mondsee nur noch die Eishöhe oberhalb Alexenau in 700 m durch einen Moränenwall markiert, liegt dann aber auf Kartenblatt 66 Gmunden.

Viel geschlossener ist der Gletscherrand westlich des Attersees zu verfolgen. Sind es bei Schwarzenbach und Limberg noch einzelne Wälle in rund 730 m Höhe, so setzt bei Reißzaun oberhalb Nußdorf in 720 m ein Wall ein, der geschlossen bis gegen Wildenhag zu verfolgen ist. In weiterer Folge sind dann die Moränenwälle vielgliedrig in breitem, weitem Bogen über St. Georgen bis zum Fuß des Buchberges zu verfolgen (Abb. 20). Die stark gestaffelten Moränenwälle weisen auch hier die deutliche Unterteilung einerseits in niedrige des Maximalstandes am äußersten Rand des Bogens, und andererseits innerhalb davon den hohen Doppelwall des Hochstandes auf. Gebildet werden die Moränenwälle aus ungeschichtetem, feinstoffreichem Korngemisch mit vielen groben Blöcken, die lockere Lagerung aufweisen (SPERL, 1984). Der Gehalt an Geschieben der Kalkalpen ist deutlich höher als im Lobus von Oberwang und liegt stellenweise um die 50 %, was auf den kürzeren Weg in der Flyschzone zurückzuführen ist. Die Kalke zeigen oft Kritzung, mitunter auch noch Politur.

Der Maximalstand wird durch die niedrigen Wälle bei Buch, in St. Georgen (Kirche) und westlich Alkersdorf markiert.

In den ehemaligen Kiesentnahmen (Bereich der heutigen Ostumfahrung von St. Georgen) war schön rekonstruierbar, dass sich der Gletscherrand nach dem Maximalstand unter Zurücklassung größerer Toteiskörper nach Süden zurückzog. Diese wurden mit verschwemmtem Moränenmaterial bedeckt, das vom Eisrand südlich Thern ausging (SPERL, 1984).

Von dem Endmoränenbogen des Maximalstandes, besonders im westlichen Teil, geht eine Terrassenschüttung aus, welche in jene entlang der Dürren Ager übergeht. Der nachfolgende Hochstand hingegen hatte keinen erkennbaren Abfluss ins Tal der Dürren Ager und hat offensichtlich bereits nahezu gänzlich intern nach Südosten ins Zungenbecken zurück entwässert. Die einzige Ausnahme stellt der Abfluss des kleinen Gerinnes von Mohlweg dar, das kurzfristig einen Weg zwischen den Moränenwällen des Hochstandes bei Wildenhag nach Norden fand.

Die Moränen des Hochstandes können in zwei Züge gegliedert werden, wobei der äußere von Thern nach Wildenhag, der innere von Seeling (Autobahn Anschlussstelle) nach Kälberhaid zieht (SPERL, 1984). Diese auch an der Zunge von Oberwang erkennbare Zweigliederung des Hochstandes konnte sich hier im Bereich der flachen Wasserscheide wesentlich breitflächiger und vielgliedriger entwickeln. Die Wälle sind mächtige, bis zu 20 m hohe Formen mit kleinkuppiger Morphologie. Es finden sich immer wieder große Flysch- und Kalkblöcke, die an der Oberfläche erhalten geblieben sind oder bei Aushubarbeiten ans Tageslicht kamen. In den wenigen temporären Aufschlüssen war immer grobblockiges Moränenmaterial mit feinkörniger Matrix und geringer Lagerungsdichte zu finden.

Eine vergleichbare breitflächige Verteilung der Endmoränenwälle weist auch die bei Seewalchen auf, die im krassen Gegensatz zur Erscheinung der mächtigen ungliederten Endmoräne bei Schörfling steht (EGGER, 1996).



Abb. 20. Endmoränen bei St. Georgen im Attergau (links im Vordergrund): Riß (1); Würm-Maximalstand (2); der zweigeteilte Würm-Hochstand (3). In der Bildmitte der Attersee. Flugaufnahme mit Blickrichtung SE. Foto: D. VAN HUSEN.

Der Hauptwall setzt unterhalb des Buchberges in 580 m Höhe an und verläuft zuerst geschlossen bis zum Hausberg. Von hier bis nördlich Seewalchen an der Blattgrenze ist er dann breit aufgefächert zu verfolgen. Weiter südlich verläuft eine ähnliche Wallgruppe um Gerlham, die wahrscheinlich den inneren Wall des Hochstandes darstellt.

Nördlich dieser hohen kleinkuppig geformten Wälle verlaufen noch die niedrigen des Maximalstandes, die von Kemating bis Steindorf dem Kraimser Bach folgen. Sie sind auch mit der Niederterrasse entlang des Baches verknüpft. Diese wurde auch noch zur Zeit der Bildung der äußeren Wälle des Hochstandes gebildet.

Die Endmoränen des Maximal- wie Hochstandes werden auch hier von groben unklassierten feinstoffreichen Moränenmaterialien aufgebaut, die ca. 40–50 % kalkalpine Geschiebe führen. Auch hier finden sich immer wieder große Kalkblöcke.

Im Süden drang der Eisstrom des Traungletschers, der aus dem Becken des Wolfgangsees zum Fuschlsee abfloss, bis auf ca. 950 m Höhe ins Tal des Eibenseebaches vor und dämmte es mit einer mächtigen Moräne ab. Im Staubereich davor hat sich das Wildmoos gebildet. Ein kleinerer Eisstrom drang aber auch von Süden über die Furche bei der Eibenseealm vor und schüttete den Endmoränenwall auf, hinter dem sich der Eibensee bildete. Entwässert hat diese Zunge wie heute der See nach Norden.

Neben den Endmoränen des Traungletschers finden sich am Westende des Höllegebirges noch Wälle eines kleinen Lokalgletschers um das Rotwandbründl, der sich aber nicht mehr mit dem Ferneis vereinigt hat.

Die Endmoränenwälle um die Eisenaualm zeigen mächtige Lokalgletscher aus den Karen (Suissensee, Mittersee) auf der Nordseite des Schafbergs an. Diese sehr grobblockigen Wälle stammen wahrscheinlich aus dem Zeitraum am Ende des Hochstandes, als sich die lokalen Eiszungen vom Gletscherstrom des Traungletschers zu trennen begannen. Nur der höchste Wall südwestlich der Alm in knapp 1.100 m Höhe ist wohl zur Zeit der höchsten Eismächtigkeit des Traungletschers am orografisch linken Rand des Lokalgletschers gebildet worden, bevor sich dieser mit dem Talgletscher vereinigte.

24 Kies der Niederterrasse

Mit Endmoränen verknüpfte Niederterrassenkörper haben sich entlang der Vöckla, Dürren Ager und dem Kraimser Bach entwickelt. Sie wurden während des Maximal- und Hochstandes gebildet, zeigen aber keine Zweigliedrigkeit wie an den Gletscherzungen im Westen (EGGER & VAN HUSEN, 2003) oder im Osten (EGGER, 1996). Der Grund liegt daran, dass sich die interne Entwässerung dieser Gletscherzungen zur Zeit des Hochstandes mehr zurück ins Zungenbecken oder zum zentralen Abfluss der Ager bei Seewalchen orientierte und somit keine wesentliche Formung der Terrasse mehr stattfand.

Die Kieskörper bestehen, wie in temporären Aufschlüssen zu sehen ist, aus groben bis mittelkörnigen sandigen Kiesen, die in ihrer petrografischen Zusammensetzung von den Gesteinen der Flyschzone dominiert werden. Die Komponenten aus den Gletscherzungen sind nur entlang des Kraimser Baches von größerer Bedeutung.

Neben diesen Terrassenkörpern im Anschluss an die Eiszungen bildeten sich auch entlang größerer Gerinne aus dem periglazialen Schutt autochthone Niederterrassenkörper (Freudenthaler Ache/Vöckla sowie Klaus- und Aubach/Dürre Ager).

Auf allen Terrassen fließen die Gerinne noch mehr oder weniger im Niveau der Terrassenfläche. Eine deutliche Zerschneidung der Terrassenkörper hat bis jetzt nicht stattgefunden. Der Grund liegt darin, dass mit dem Zurückweichen der Gletscherstirnen kein Abfluss aus dem Zungenbecken mehr erfolgte. Die auf der Terrasse verbliebenen Gerinne waren weiterhin schuttbeladen und hatten keine Veranlassung in den Terrassenkörper einzuschneiden wie die zentralen Abflüsse der Zungenbeckenseen (Ager, Traun), die keinerlei Schuttbelastung aufwiesen.

Die rückschreitende Erosion als Folge der Tieferlegung der Ager hat sich entlang der Vöckla und Dürren Ager erst bis knapp oberhalb Timelkam entwickelt.

23 Ehemaliger Wasserlauf

Derartige deutliche, durch ehemalige Wasserläufe geformte oder geschaffene Täler sind in den Endmoränenbereichen bei St. Georgen und westlich Seewalchen zu finden. Die Täler sind heute wasserlose Trockentäler.

22 Rundhöcker

Derartige, durch die Erosion des Eises aus dem präquartären Untergrund geformte länglichen Rücken, stellen die drei Hügel südlich Stockwinkel am Mondsee dar.

21 Erratischer Block

Im Bereich des Kartenblattes finden sich immer wieder größere Blöcke ortsfremden Gesteins, die durch den Gletscher verdriftet wurden und an der Geländeoberfläche liegen. Die auffälligsten sind die großen Blöcke bunter Hierlatzkalke im Ackergraben. Weiter im Norden finden sich am Wanderweg oberhalb des Gehöftes Ramsau ein mehrere m³ großer Block aus rotem Hierlatzkalk, der als „Berimandlstoa“ bekannt ist. Weiter nördlich im Näßtalbach fand sich ein Block der bunten Brekzie aus Adnetener Kalk, die in dem Steinbruch beim Schwarzensee gewonnen wurde. Kleinere erratische Kalkblöcke finden sich immer wieder in den waldbedeckten Flanken oberhalb des Atter- und Mondsees in der Flyschzone, wie z.B. oberhalb der Seeache.

20 Toteisloch

Im Zuge des Eiszerfalls werden immer wieder größere Toteiskörper mit Sediment überdeckt. Wenn diese Eiskörper durch die Isolierung erst abschmelzen, nachdem die Sedimentation bereits beendet war oder bereits auf einem tieferen Niveau erfolgte, entstehen tiefe Wannen und Trichter. Diese Formen finden sich häufig in den Kame-Ablagerungen oder Moränengebieten wie auf der Eisenaualm. Lokal landschaftsgestaltend treten Toteislöcher bei der Lindenskapelle oberhalb Harpoint (Vöcklatal) in den Moränen des würmzeitlichen Hochstandes auf.

19 Staukörper am Eisrand (Bänderschluft, Sand, Kies)

Randlich entstehen an Gletschern bei länger stabilen Verhältnissen oft in abgedämmten Mulden oder kleinen Tälern zum Teil ausgedehnte und mächtige Staukörper. Sie werden, je nach den Strömungsverhältnissen im Staubereich, von Bänderschluften, Sanden und Kiesen aufgebaut. Bei längeren stabilen Seephasen ist die Abfolge von den feinkörnigen Basisablagerungen (bottom-set) zu sandigen und zunehmend gröberen kiesigeren Ablagerungen (fore- und top-set) zu beobachten. Bei stark wechselnden Verhältnissen sind in die gröberen Lagen oft auch mächtige Lagen von Bänderschluften eingelagert. Diese feinkörnigen Anteile stellen Stauhorizonte dar und bilden oft ausgedehnte Quellhorizonte. Durch die feinkörnigen wasserempfindlichen Basis- sowie Zwischenlagen sind die gering konsolidierten Sedimentkörper oft an den Erosionsböschungen instabil und weisen ausgedehnte Rutschungen und auch tiefgreifendere Massenbewegungen auf.

Im Bereich des Kartenblattes sind einige Eisstaukörper aus dem Würmhochglazial und dem beginnenden Würmspätglazial erhalten geblieben. So ist im Einzugsgebiet des Alexenauer Baches nördlich Seeleitenstüberl außerhalb der Endmoräne der Rest eines Staukörpers erhalten, der entstand, als das Tal durch den Gletscher im Atterseebecken blockiert war. Ebenso aus der Zeit des Hochglazials stammt der große Staukörper im Steingraben. Am Ausgang des nach Norden ausgerichteten Quelltrichters sind mächtige Endmoränensedimente abgelagert worden, gegen die der Staukörper geschüttet wurde. Der Bach wurde dabei auch nach Osten entlang des Gletscherrandes abgedrängt. Nach dem Abschmelzen der Eiszunge von Oberaschau hat der Bach bei der Tieferlegung die Epigenese in den harten Sepschichten des Gaultflyschs angelegt. Zum Ende des Hochstandes, als die Gletscherzunge abzuschmelzen begann, haben sich auch die beiden Staukörper bei Schweibern gebildet, die innerhalb der zerfallenden Eismasse sedimentiert wurden.

Im beginnenden Spätglazial bildeten sich an der abschmelzenden Eismasse im Zungenbecken des Attersees immer wieder kleine Staubereiche, die jeweils rasch verfüllt, treppenartig das Niederschmelzen nachzeichnen. Derartige Formen sind im Westen bei Limberg, im Osten am Rücken von Steinbach zum Kamp erhalten ge-

blieben. Der tiefst gelegene Staukörper im Atterseebecken ist bei Burgau erhalten, der am Rand der letzten Eismassen abgelagert wurde, bevor diese verschwanden und sich der heutige Seespiegel einstellte.

Ebenso in der Zeit des beginnenden Spätglazials wurde der Quelltrichter des Kienbaches offensichtlich mit einem rund 100 m mächtigen Staukörper verfüllt.

18 Deltaablagerung

Nach dem endgültigen Abschmelzen der Eismassen füllten sich die Zungenbecken mit Seen, wobei sich deren heutige Spiegelhöhen rasch stabilisiert haben. Auf diese stellten sich die Deltabildungen an den Mündungen der größeren und kleineren Zuflüsse ein. Reste höherer Deltabildungen, die auf höhere Seespiegel hinweisen, konnten nicht gefunden werden. Eine Entwicklung wie sie auch am Traunsee erfolgte (EGGER et al., 2007: 37–38). Nur am Mondsee fanden sich Hinweise darauf, dass sich der Seespiegel später noch verändert hat.

Die größte Deltabildung ist das Delta des Äußeren Weißenbachs am Attersee. Dieses setzt im Bereich des Jagdhauses Aufzug in 520 m Höhe an und läuft bei Weißenbach in 470 m Höhe aus. Die groben Kiese des Talbodens werden offensichtlich von einer durchgehenden Seetonfüllung des Tales unterlagert, die nach geoelektrischen Untersuchungen eine, über die gesamte Erstreckung, in 466 bis 468 m Höhe liegende Oberfläche aufweist. Bei diesen Bändertonen handelt es sich um die feinkörnigen Ablagerungen des Seebodens (bottom set), die belegen, dass der Attersee mit dem Abschmelzen des Gletschers im Seebecken seinen heutigen Seespiegel aufwies.

Die talauswärts rasch an Mächtigkeit zunehmenden Bändertone verzahnen sich in dem engen Tal mit den gröberen Sedimenten der seitlichen Schwemmkegel, wobei sich offensichtlich auch ausgedehntere Kieshorizonte ausbildeten. Aus einer derartigen Lage unterhalb 435 m Höhe fördert auch ein Brunnen südlich Weißenbach gespanntes Grundwasser, das offensichtlich von der Seite durch diese Verzahnung eingespeist wird.

Seismische Untersuchungen ergaben, dass das Tal im Bereich seiner größten Breite westlich der Almstube (bei Fallendwasser) eine Felssohle in 380–400 m Höhe aufweist (FRUHWIRTH et al., 1993) und die Talfüllung somit hier eine Mächtigkeit von rund 100 m aufweist. Das Tal ist ein Teil des übertieften Zungenbeckens des Attersees.

Einen Hinweis auf den zeitlichen Rahmen der Bildung der Deltaablagerungen im Spät- und Postglazial geben zwei ^{14}C -Daten aus dem kleinen Delta in Brunnwinkel bei St Gilgen am Wolfgangsee.

Am orografisch rechten Rand des durch den Brunnbach, dem Abfluss des Krotensees gebildeten Deltas wurde in ca. 35 m Entfernung vom heutigen Ufer des Sees eine Bohrung bis zum Fels in 19,5 m Teufe niedergebracht. Sie erschloss über ca. 10 Metern Schluffen und Sanden dann ca. 7 m mächtige, stark organische schluffige Feinsande, die wieder von schluffigem Schutt aus dem nahen Hang überlagert werden. Die ^{14}C -Datierungen an Holzstücken aus 3 m Tiefe ergaben Alter in Kalenderjahren vor Christi Geburt cal BC 4624 \pm 99 (VRI-1362 5770 \pm 90 a BP) und aus 5 m cal BC 7594 \pm 169 (VRI-1363 8530 \pm 140 a BP). Sie belegen eine sehr ruhige langsame Sedimentation der obersten 10 Meter im Holozän über dem bottom- und fore set des Spätglazials. Der Lage der Bohrung entsprechend ist die Deltafront im Holozän nur um 60–70 m in den See vorgebaut worden.

Der Grund für die überraschend geringe Ausdehnung des gesamten Deltas von Brunnwinkel im Spätglazial und Holozän, trotz des ausgedehnten Einzugsgebietes

des Kesselbaches, liegt in dessen Verlauf. Er hat offensichtlich nach der primären Bildung des mächtigen Sedimentkörpers seines Schwemmkegels bei Aich-Pucha, währenddessen er seinen Unterlauf noch nicht mit großen Mengen an Geröll dotierten konnte, seinen Lauf in den Krotensee gefunden. Der Abfluss dessen erfolgte aber mit sehr geringem Gefälle entlang des Fußes des Kegels (versumpfte Wiesen) und eingeschränktem Sedimenttransport.

Am Mondsee sind in zwei Bereichen deutliche Hinweise auf Änderungen des Seespiegels im Spätglazial und Holozän gefunden worden.

Delta Wangauer Ache: Im zentralen Teil des Deltas der Wangauer Ache und des Baches von Innerschwand bei Loibichl wurde rund 150 m vom Ufer des Mondsees im Bereich des Badeplatzes eine Bohrung für einen Trinkwasserbrunnen niedergebracht.

Die 35 m tiefe Bohrung erschloss unter einer 1,5 m mächtigen Anschüttung bis 12 m gleichmäßige feinkörnige Ablagerungen von Tonen, Schluffen und Feinsanden mit organischem Material (z.B. Blattreste), in die eine 40 cm mächtige Kieslage in 5 m Tiefe eingeschaltet ist. Ab 12 m Tiefe folgen dann grobe, wenig gerundete Kiese mit Steinen, die neben wenigen kalkalpinen Komponenten aus Flyschgeschieben gebildet werden. Unterbrochen sind die 2–3 m mächtigen Kieslagen durch drei bis 1 m mächtige Feinsandlagen. Unterlagert wird dieses Paket ab 24,5 m Tiefe wieder von schluffig tonigen Sanden, die nur bei 28 m von einer 80 cm mächtigen Kieslage unterbrochen werden (BRAUNSTINGL, 2004).

Bei 12 m wurde ein 40 cm starkes Weichholzstück erbohrt, das wahrscheinlich von einem Baumstamm stammt. Eine ^{14}C -Datierung ergab ein Alter in Kalenderjahren vor Christi Geburt mit cal BC 10854 \pm 100 (VRI 2161 10810 \pm 100 a BP). Somit wurde das Holz an der Wende Alleröd/Jüngere Dryas im ausgehenden Spätglazial abgelagert.

Die in der Bohrung knapp am Ufer des Mondsees erschlossene Sedimentabfolge zeigt eine feinkörnige Ablagerung in tieferem Wasser, die nur einmal durch eine grobe Schüttung unterbrochen wurde. Die darüber folgenden groben Ablagerungen belegen die nahe Mündung wahrscheinlich der Wangauer Ache, die den Bereich um die Bohrung, mit kurzen Unterbrechungen, beeinflusste. Der an der Oberkannte der letzten groben Schüttung abgelagerte Baumstamm legt das Ende dieser Beeinflussung fest. Dann änderten sich die Sedimentationsbedingungen am Standort der Bohrung wieder grundlegend zu ruhiger Akkumulation feinkörniger Ablagerungen. Dass diese Änderung durch ein über rund 13.000 Jahre währendes Auseinanderrücken der beiden Schutt bringenden Gerinne (Wangauer Ache, Bach von Innerschwand) eintrat, scheint unwahrscheinlich. Eher ist anzunehmen, dass eine deutliche Anhebung des Seespiegels um ca. 10 m die Mündungsbereiche der beiden Gerinne stark nach Osten verlagerte, sodass die groben Schüttungen den Bereich der Bohrung nicht mehr erreichten.

Als Ursache dieses Seespiegelanstieges käme einerseits eine Blockierung des Abflusses durch mächtige Murenschübe aus dem Bereich der Massenbewegung des Südhanges des Hochpletzspitzes (16), andererseits aus den Schuttmassen der stark tektonisierten Kalken und Dolomiten an der Kalkalpenbasis in Frage. Eine vermehrte Schuttanlieferung aus beiden Flanken wäre während der Periode der Jüngeren Dryas, die eine deutliche Klimaverschlechterung brachte, gut vorstellbar.

Die Sedimentation der rund 10 m an feinkörnigen Ablagerungen erfolgte dann im Holozän, was sich auch am Gehalt an organischem Material widerspiegelt, der dem liegenden feinkörnigen Sedimentpaket des Spätglazials fehlt, als die Vegetation um den See noch nicht gut entwickelt war.

Pfahlbausiedlung See: Im Zuge der Untersuchung der Pfahlbausiedlung See (OFFENBERGER, 1985) und der Diskussion, ob die Bauten im Trockenem oder im See errichtet wurden, sind auch Untersuchungen im Abflussbereich des Sees durchgeführt worden (JANIK, 1969), die auf eine Möglichkeit der Verschüttung und Verlegung des Abflusses durch Murenereignisse hinwiesen.

Untersuchungen an den Seesedimenten im Litoralbereich (HORSTHEMKE, 1986) weisen auf Schwankungen von +2 und -4 m bezogen auf den heutigen Seespiegel hin, die sich, vereinfacht gesagt, in der Verschiebung von Wassertiefen abhängigen Faziesbereichen dokumentieren sollen. So läge der Seespiegel um rund 6.500 BP (Älteres Atlantikum) um 2 m höher, um dann langsam um ca. 6 m abgesenkt zu werden, wodurch die Möglichkeit gegeben war, die Siedlung im dritten Jahrtausend vor Christi Geburt zu errichten. Ein neuerlicher Anstieg des Seespiegels gegen 4.000 Jahren vor heute hätte dann die Siedlungstätigkeit beendet (HORSTHEMKE, 1986)

Auch diese Seespiegelschwankungen können durch die geologische Situation im Bereich des Ausflusses gut erklärt werden. Auch damals führte wahrscheinlich die tiefgreifende Auflockerung durch die ausgedehnte Massenbewegung des Südhanges des Hochpletzspitzes (16) zu starker Muren- und Schwemmkegelbildung, die durch die erhöhten Niederschläge im Atlantikum bedingt gewesen sein können, was auch auf den Kalkalpennordrand zutrifft.

Diese Situation um den Abfluss des Mondsees scheint durchaus geeignet, bleibende Seespiegelanhebungen über mehrere Meter wie am Ende des Spätglazials sowie die Schwankung des Holozäns mit einer Erosionsphase und folgender geringeren Abdämmung zu bedingen.

Massenbewegung

17 Abrisskante

16 Tiefgreifend aufgelockerter, stark bewegter Felsbereich

15 Rutschmasse, überwiegend oberflächennah

Abrisskanten als ausstreichende Bewegungsbahnen an der oberen Begrenzung der Massenbewegungen sind bei den großen Felsbewegungen als auffällige, bis zu 10er-Meter hohe Steilstufen, bis zu kleinen undeutlichen Geländestufen bei den Rutschmassen zu finden. Im Bereich der Rücken und Kämmen (z.B. am Großen Hollerberg) sind auch Doppelgrate entwickelt.

Die Massenbewegungen im Bereich des Kartenblattes sind auf die Flyschzone beschränkt. In den Kalkalpen hingegen sind keine größeren Massenbewegungen entwickelt.

Beim Auftreten der großen Bewegungen mit tiefgreifender Auflockerung des Untergrundes ist eine deutliche Abhängigkeit von der erosiven Wirkung der Eisströme zu erkennen.

So wurde der Hang des Radstatrückens oberhalb des Mondsees von den aus Süden kommenden Eismassen stark angegriffen. Die nach dem Abschmelzen einsetzenden Bewegungen erfassten den gesamten Hang vom Uferbereich bis nahezu zum Kammbereich und waren ein wesentlicher Grund für die Schwierigkeiten bei der Errichtung des Autobahnabschnitts zwischen Mondsee und Baumgarten (BRANDECKER, 1968).

Der Buchberg bei Attersee teilte die Eiszunge im Becken des Attersees in die beiden Zungen bei Nußdorf/St. Georgen und bei Seewalchen (Tafel 1). Dementsprechend wurde seine südliche Flanke stark erodiert. Als Folge kam es zu starken

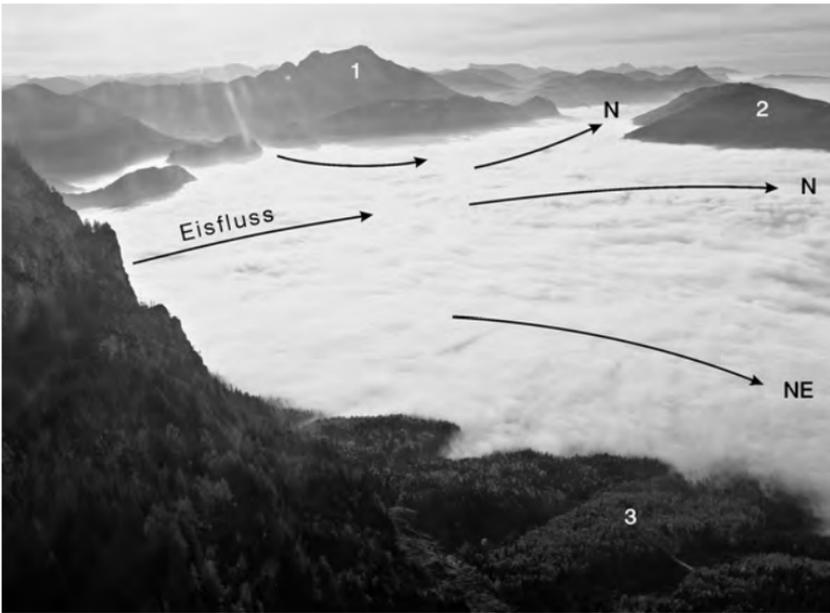


Abb. 21.

Der Nebel am Südende des Attersees markiert die Eishöhe des Würm. Schafberg (1); Hochpletzspitz/Großer Hollerberg (2); Ahornboden (3) am Fuß des Höllengebirges. Flugaufnahme mit Blickrichtung SW. Foto: D. VAN HUSEN.

tiefgreifenden Bewegungen, die sich im Herauskippen der Bänke der Altenglbacher Schichten zeigt. Im Bereich unmittelbar oberhalb des Ortes Attersee sind die Strukturen dann bereits derartig stark aufgelockert, dass eine mächtige Schuttmasse entstanden ist, aus der sich früher immer wieder Muren entwickelten, die bis in den Uferbereich reichten.

Ebenso teilte der Höhenrücken Hochpletzspitz–Großer und Kleiner Hollerberg den Eisstrom, der aus dem Weißenbachtal und über die Furche beim Schwarzensee abfloss (Abb. 21, Tafel 1). Dabei wurde die Süd- sowie die Ostflanke des Höhenrückens stark erodiert und übersteilt, wobei bei letzterer auch noch die starke Unterschnidung durch die Übertiefung im Becken des Attersees wirksam wurde. Nach dem Verlust der stützenden Wirkung des Gletschers entwickelten sich an beiden Flanken ausgedehnte tiefreichende Massenbewegungen, die sich im Osten zum Attersee hin auch bis zur Felssohle des übertieften Zungenbeckens entwickelten (Abb. 9).

Bei diesen beiden Bewegungen ist eine klare direkte Abhängigkeit vom lokalen Internbau der Flyschzone zu erkennen. Durch die Überschiebung durch die Kalkalpen ist sie in dem Bereich intensiv verfault und verschuppt. Die Orientierung der Faltenachsen dieser Großfalten ist in dem Höhenrückens generell WSW–ENE parallel zum Verlauf des Kamms. Die Schichtung fällt überwiegend steil nach Nord und Süd ein (siehe geologische Karte).

Entsprechend dieser Lagerungsverhältnisse reagierte die Südflanke auf die Übersteilung durch Herauskippen der Gesteinspakete (Toppling) und tiefreichender Auflösung bzw. Auflockerung des Gesteinsverbandes (Abb. 10/2). Durch den daraus resultierenden großen Schuttanfall bildeten sich ausgedehnte Schwemmkegel und mächtige Murenablagerungen am Hangfuß.



Abb. 22.
Abrissnische der Massenbewegung bei Aichereben westlich Stockwinkel. Blickrichtung NE.
Foto: D. VAN HUSEN.

Im Gegensatz dazu ist die Ostflanke durch eine Vielzahl an Stufen treppenartig gestaltet, deren oberste mit einer Höhe von ca. 40–50 m von Aichereben (Abb. 22) nach Süden bis zum Kleinen Hollerberg zu verfolgen ist und die Umrahmung der Massenbewegung darstellt. Im oberen Teil sind die Stufen recht frisch und scharf ausgebildet. In den Hohlformen dazwischen, z.B. in der Tiefgrube NE des Kleinen Hollerberges (Abb. 23), sind keine Staubereiche zu erkennen, wie auch hier kaum Wasserläufe zu finden sind, sodass von einer weitgehend internen Entwässerung des Bereiches südlich des Einzugsgebietes des Urfangbaches ausgegangen werden kann. Erst ab dem Niveau des Egelsees, der selbst noch einen unterirdischen Abfluss in einer Schwinde hat, sind dann perennierende bis ständige Gerinne am Hangfuß ausgebildet. Nach Aussage des Oberförsters Ing. Gerhard Schlichtner (Unterach) ist ein direkter Zusammenhang der Schwinde mit den Quellen unterhalb Holzberg gegeben. Bei wiederholten Reinigungen der Schwinde von Laub und Schilf, zur Kontrolle des Seespiegels, war eine deutliche Erhöhung der Quellschüttung zu bemerken. Hier ist aber auch die Stufung (z.B. südlich Schwend) noch deutlich, wenn auch nicht mehr so frisch zu erkennen. Sie bildet sich auch weiter am Seeboden in den Isobathen vor Stockwinkel ab. Auch im Bereich der deutlichen Abtreppe oberhalb Stockwinkel deutet eine Hohlform bei Wiedmais (heute weitgehend mit Aushubmaterial verfüllt) auch hier auf interne Entwässerung hin.

Die Zerlegung der Ostflanke erfolgte durch eine Vielzahl an Rotationsgleitungen. Die Anlage der Bewegungsbahnen wurde wohl durch Klüfte begünstigt, die rechtwinklig zu den Faltenachsen bei der mechanischen Beanspruchung der Gesteinspakete (Auswalzen) entstehen (Abb. 10/1).

Alter der Bewegung: Eine pollenanalytische Untersuchung der Sedimente des Egelsees durch BOBEK & SCHMIDT (1975) ergab, dass über Steinen die Akkumulation mit 20 cm mächtigen Schluffen beginnt, gefolgt von einer ca. 1 m mächtigen Übergangszone mit zunehmendem Gytja-Gehalt, die dann von einer ca. 2 m mächtigen, rein organischen Ablagerung am Seeboden überdeckt wird. Die im Pollengehalt ablesbare Klimaentwicklung zeigt, dass die Sedimentation knapp vor der markan-



Abb. 23.

Tiefgrube NE des Kleinen Hollerberges. 1: Tiefgrube mit Schwinde; Pfeile: Bewegungsbahnen. Blickrichtung Süden. Foto: D. VAN HUSEN.

ten massiven Ausbreitung von *Pinus mugo* im Salzkammergut einsetzte, die im Trauntal in einen Zeitraum von 14.500 bis 15.000 Jahren vor heute datiert werden konnte (DRAXLER, 1977). Das bedeutet, dass die Hohlform und der See knapp vor diesem Zeitraum entstanden waren und für kurze Zeit nur anorganische Sedimente in das Becken eingespült wurden. Erst mit der Erwärmung im Bölling (ab ca. 15.000 Jahren) kam es offensichtlich zu Moorwachstum in der Verlandungszone des Sees, die zunehmend auch zur Einschwemmung organischer Substanz führte. Erst mit der endgültigen Erwärmung am Beginn des Holozäns (vor rund 11.600 Jahren) ist dann die Verlandung so weit fortgeschritten, dass kein anorganischer Detritus der Umgebung den See mehr erreichen konnte.

Demnach ist der Zeitraum, in dem die Massenbewegung der Ostflanke den Bereich des Egelsees betraf, um rund 16.000 Jahren vor heute anzunehmen. Die im Hang darüber folgenden Formen sind erst danach im Fortschreiten der Bewegung entstanden. So ist im obersten Hangbereich (Tiefgrube) durch die Frische der Formen und nicht zuletzt auch durch die interne Entwässerung (Abb. 23) entlang der Bewegungsbahnen ein sehr geringes Alter anzunehmen. Ob noch aktive Bewegungen auftreten, kann nur vermutet werden, da direkte Beobachtungen fehlen.

Die älteren runderen Formen zwischen Egelsee und dem Attersee sind wohl schon unmittelbar nach dem Abschmelzen der Gletscherzunge entstanden, als durch den Verlust des Widerlagers im Zungenbecken die Bewegung vom Hangfuß ausgehend die Flanke zu erfassen begann.

Ein tiefgreifendes Versagen des Hanges entwickelte sich auch am Graßberg westlich Lichtenbuch, knapp oberhalb des würmzeitlichen Eisrandes. Der eng begrenzte Ausbruch ist wahrscheinlich auf eine Schwächung des Gesteinsverbandes durch mehrere starke tektonische Störungen auf engem Raum zurückzuführen.

Weit verbreitet sind auch die weniger tiefgreifenden Bewegungen der Rutschungen, die in ihrer Verbreitung einerseits eine deutliche Verknüpfung mit den beiden Ultrahelvetikumsfenstern (Buchberg, Kaiserwald) zeigen, andererseits als Folge des Einflusses der Eiszunge am Ostufer des Attersees gehäuft auftreten. Hier sind die Eiserosion wie auch die Anhäufung von Frostschutt und Eisrandsedimenten die Ursache für die Rutschungen (JARITZ, 1995; WINKLER, 1996).

14 Mächtiger Schuttstrom

Unter dem Felsausbruch am Graßberg bildete sich ein mächtiger Schuttstrom aus, der bis in den Talboden vordrang. Er bildet eine stark aufgewölbte Zunge zwischen den Gehöften Itzelroith und Berger, die beidseitig von Gerinnen begrenzt wird, die sich erst vor der Stirn der Zunge wieder zum Grömerbach vereinen können.

13 Murenkörper

Eine auffällige Häufung großer Murenkörper, die sich seit dem Beginn des Spätglazials bildeten, findet sich an drei Stellen.

Durch die starke Auflockerung der Gesteine der Zementmergelserie in Folge der ausgedehnten Massenbewegung in der Südflanke des Großen Hollerberges bildete sich auch sehr viel feinkörniger Schutt, der neben den Schwemmkegeln auch zu den gehäuften Murenschüben führte. Sie sind besonders um Kaisigen oberhalb Unterach zu finden.

Eine deutliche Häufung ist auch in den Einzugsgebieten des Dexel- und Parschallenbachs zu finden. In der Nische zwischen dem Felsriedel bei Promberg und dem des Reither Gupfs ist offensichtlich am abschmelzenden Eiskörper viel Schutt angesammelt worden, der einerseits zu der starken Murentätigkeit, andererseits auch zur Ausbildung des riesigen Schwemmkegels bei Dexelbach führte.

Eine ähnliche Situation ist südlich Steinbach am Fuß der Geißwand gegeben. Der starke Schuttanfall aus dem Wandbereich durch die weichen nachgiebigen Gesteine an der Basis führte in Verbindung mit dem feinkörnigen Schutt aus den Mergeln und Tonschiefern sowie glazigenen Sedimenten zu einer großen Bereitschaft zur Murenbildung. Die Murenströme reichten auffälligerweise generell bis auf rund 550 m Höhe, was aber eher nicht auf eine Stausituation am abschmelzenden Eiskörper zurückzuführen sein wird.

Einen aktuelleren Murenherd stellt die Massenbewegung bei Zwieselmahd dar, von der 1985 eine Mure ausging, die zu einer kurzfristigen Evakuierung mehrerer Häuser in Kaisingen führte.

12 Bergsturz-, Felssturzblockwerk

Aus dem Bereich Madlschneid lösten sich offensichtlich mit dem beginnenden Spätglazial immer wieder grobe Blöcke oder größere Felsmassen, wie zuletzt 1994 rund 20.000 m³ im Madlschneidgraben oder 1945 und 2004 jeweils 5.000 m³ oberhalb der Villa Roth. Das sehr grobe Blockwerk bedeckt den gesamten Hangfuß um Gmauret bis auf das Seeniveau, was darauf schließen lässt, dass am Beginn der Schuttbildung (Spätglazial) größere Ereignisse standen, da Einzelblöcke durch das grobe Blockwerk früher abgebremst wurden und eher nahe des Wandfußes liegen blieben.

Ebenso lösten sich in früheren Jahren, wie auch wieder 2012, aus der Nordwand des Kienbergs wiederholt große Blöcke und Felsstürze, was letztlich zum Bau des Tunnels am Südufer des Mondsees zwang (SCHÖBER, 2003). Der Kreuzstein stellt einen solchen älteren Block dar, der über die Schutthalde bis in den See gekollert ist.

11 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 leichter Baustein verwendet wurden. Im Bereich des Kartenblattes haben sich derartige Ablagerungen in größerem Ausmaß an Quellaustritten aus feinkornbetonten eiszeitlichen Ablagerungen bei Schweibern gebildet. Durch die lange Verweildauer und die große benetzte Oberfläche in diesen Ablagerungen sowie auch in jenen der Flyschzone sind dort Quellwässer sehr stark karbonatisiert, was im Bereich des Kartenblattes zu vielen größeren und kleineren Quelltuffbildungen führt.

10 Hochmoor

9 Sumpfige Wiese, Niedermoor

Im Bereich des Kartenblattes sind auf teilweise großen Flächen durch stauende Nässe oder Verlandung von seichten Wasserflächen ausgedehnte Niedermoore mit Schilfbeständen entstanden, auf denen noch Torfwachstum stattfindet. Derartige Flächen sind neben kleineren das Hagerermoos in der Flyschzone, die Senke des Haleswieseseees oder das Tal des Moosbaches nördlich des Schwarzensees (716 m) sowie die Egelseen bei Scharfling oder oberhalb des Attersees. An mehreren dafür günstigen Stellen entwickelten sich auch Hochmoore, die durch ihre aufgewölbte Form und Bewuchs (*Sphagnum* Wollgras, Latschen) charakterisiert sind. Hier wären die Moore Moosalm, Wildmoos, Hochmoos und mehrere Formen in der würmzeitlichen Moränenlandschaft westlich Attersee und Seewalchen zu nennen (siehe Kapitel 11.2).

8 Hangschutt, Schuttkegel

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 Schutthalde entstehen. Hier sind oft unter Rinnen in der Wand auch steile Schuttkegel entwickelt.

7 Schwemmkegel

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.

6 Erosionskante

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

5 Jüngste Flussablagerung, 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.

4 Subaquatische Rutschung im Deltabereich

Vor der Front des Deltas des Weyregger Baches und nördlich vor den Gräben (z.B. Rohrleitengraben, Jägermais) sowie im unmittelbaren Mündungsbereich des

Äußeren Weißenbaches konnten bei den systematischen Untersuchungen des Seebeckens des Attersees mit der Sedimentechografie große kompakte strukturlose Sedimentkörper erfasst werden (SCHNEIDER et al., 1987). Es handelt sich um großvolumige Rutschungen aus dem fore set-Bereich des Deltas, die sich von den geschichteten Turbiditablagerungen deutlich abheben. Sie wurden bei der Bewegung im Gegensatz zu der Bildung der Turbidite nicht aufgewirbelt, sondern blieben als geschlossene Masse im Fußbereich der unterseeischen Böschung liegen. Am Weyereggerbach glitten sie bis in die Seemitte in die tiefsten Bereiche ab (CHONDROGIANNI & SCHMIDT, 1984). Am Weyeregger Bach ist der für Rutschkörper derartiger Größe nötige rasche Sedimenteintrag wohl auf den Abtrag des mächtigen würrzeitlichen Eisstaukörper taleinwärts zurückzuführen (EGGER, 1996).

Die Massen zeigen durch ihre Verknüpfung mit den Turbiditablagerungen eine mehrmalige Wiederholung der Vorgänge an und werden mit den niederschlagsreichen Perioden des Atlantikums oder Subboreal in Zusammenhang gebracht (CHONDROGIANNI & SCHMIDT, 1984). Auch die anderen erfassten Rutschmassen vor den bis heute immer wieder aktiven Schuttströmen des Rohrleitengrabs und Jägermais (WINKLER, 1996) können durchaus dieses Alter aufweisen.

3 Ablagerung häufig wiederkehrender Turbidite in Seebecken

Im Gegensatz zu den subaquatischen Rutschungen wird bei Bildung der Turbidite das abrutschende Sediment zu einer Suspension aufgewirbelt und breitet sich als rasch abfließende Schlammlawine bis weit in das Becken (Profundal) aus.

In den Becken des Attersees wurden die Ablagerungen von häufig wiederkehrenden Trübeströmen (turbidity currents) erfasst. Sie gehen im südlichen Becken hauptsächlich von den Deltabereichen bei Burgbachau, Burgau und Weißenbach im Süden sowie Steinbach und Seefeld im Norden aus. Durch die unterschiedliche Lithologie der Einzugsgebiete liefern die beiden Bäche im Norden (Steinbach, Kienbach) viel Quarz, wohingegen aus dem Süden weitgehend Dolomiddetritus eingebracht wird. Die Turbidite aus den beiden Richtungen verzahnen und überlagern sich im Becken und zeigen die abwechselnde Einschüttung an (NIESSEN, 1981).

Im mittleren Seeabschnitt gehen die Turbidite hauptsächlich vom Kienbach und Alexenauer Bach aus, wohingegen im Nordabschnitt nur der Weyereggerbach als Quelle erfasst wurde (SCHNEIDER et al., 1987).

2 Prozent-Isolinien von Dolomit

1 Prozent-Isolinien von Quarz

Im Zuge der systematischen Untersuchungen der Seebecken des Salzkammergutes wurden auch Atter- und Mondsee untersucht. Dabei wurde auch hier an Hand von Proben (Greifer- bzw. Fall-Lot-Bohrungen) die mineralogische Zusammensetzung der jüngsten Seebodensedimente erfasst (NIESSEN, 1981; CHONDROGIANNI & SCHMIDT, 1984; BEHBEHANI, 1984; STRACKENBROCK, 1985; HELBIG, 1987; HORSTHEMKE, 1986; WELZEL, 1988).

In den Seen werden durch die Gerinne, den flächenhaften Abfluss und menschliche Aktivität Quarz, Dolomit und Kalzit als feiner allochthoner Detritus eingebracht und am Seegrund abgelagert. Dazu kommt noch der durch Planktonorganismen gefällte autochthone Kalzit.

Aus der Verbreitung von Dolomit und Quarz sind der Einfluss der flächenhaften Abspülung und der Eintrag durch die Bäche sowie Strömungsverhältnisse in den Seen schön erkennbar.

7. Seismotektonik/Erdbeben

Nach Angaben der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (WOLFGANG LENHARDT) ist das Gebiet des Kartenblattes als seismotektonisch inaktiv anzusehen. Es konnten zwei Beben nur instrumentell registriert werden (16. März 2000 Fuschl am See, Magnitude 2.1 und 22. August 2010 Weissenbach, Magnitude 1.8).

8. Geophysikalische Untersuchungen

(A. AHL & P. SLAPANSKY)

Am Kartenblatt Mondsee liegen geophysikalische Untersuchungen flächendeckend einerseits in Form der „Aeromagnetischen Vermessung Österreichs“ (AMVÖ, HEINZ et al., 1987; SEIBERL, 1991) vor, andererseits in Form gravimetrischer Untersuchungen, die hauptsächlich im Zuge der Kohlenwasserstoffexploration der OMV (ZYCH, 1988), wie auch der gravimetrischen Landesaufnahme und anderer Detailuntersuchungen durchgeführt wurden (ZYCH & MEURERS, 2006a, b). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen wurden in den von der Geologischen Bundesanstalt herausgegebenen Themenkarten „Molassezone Salzburg – Oberösterreich“ im Maßstab 1:200.000 (MOTSCHKA et al., 2006; ZYCH & MEURERS, 2006a) zusammenfassend dargestellt und durch zugehörige Erläuterungen (KRÖLL et al., 2006a; MOTSCHKA & SLAPANSKY, 2006; ZYCH & MEURERS, 2006b) ergänzt. Dies bildet neben der Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KREINMAYR & SCHNABEL, 2006) im Wesentlichen die Basis für die folgenden Ausführungen.

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 65 Mondsee in Flughorizonten konstanter Höhe von 1.000 bzw. 3.000 m mit Messprofilabständen von etwa 2 km. Nähere Angaben zur Mess- und Auswertemethodik finden sich bei HEINZ et al. (1987) und GUTDEUTSCH & SEIBERL (1987). Die Ergebnisse wurden in Form von Isanomalienkarten der magnetischen Totalintensität in verschiedenen Maßstäben publiziert, z.T. mit und z.T. ohne Ausgleichsverfahren für die unterschiedlichen Messhorizonte (GUTDEUTSCH & SEIBERL, 1987; HEINZ et al., 1987; SEIBERL, 1991; MOTSCHKA et al., 2006).

Gemessen wird bei der angewendeten Methodik die magnetische Totalintensität des Erdmagnetfeldes, in den Karten dargestellt wird jedoch die Anomalie des Erdmagnetfeldes, das heißt, die Feldabweichungen des gemessenen Magnetfeldes vom globalen erdmagnetischen Referenzfeld, welches durch das „International Geomagnetic Reference Field“ (IGRF) definiert ist. Dieses wird global für festgelegte Zeitabschnitte („Epochen“) ermittelt. Die magnetische Totalintensität ΔT (Delta T) wird als magnetische Flussdichte bzw. magnetische Induktion in nT (Nano-Tesla) angegeben.

Die lokalen Anomalien sind überwiegend durch die magnetischen Eigenschaften der oberen Erdkruste bedingt. Die wesentlichen ferrimagnetischen Minerale, die derartige magnetische Anomalien verursachen können, sind die Mischkristallreihe Magnetit-Titanomagnetit (Fe_3O_4 bis TiFe_2O_7), der seltene Maghemit ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) und Pyrrhotin (FeS bis Fe_7S_8). Die ferrimagnetischen Minerale verlieren bei Überschreitung der mineralspezifischen „Curie-Temperatur“ (T_c) ihre Magnetisierung. Die Curie-Temperatur liegt für Magnetit im Allgemeinen bei etwa 570 bis 590° C, sinkt aber bei höheren Titan-Gehalten deutlich (SCHÖN, 1983; MERRILL & McELHINNY, 1983; SOFFEL, 1991). Die T_c von Maghemit liegt zwischen 580 und 680° C (SCHÖN, 1983, SOFFEL, 1991), die des Pyrrhotin bei 300 bis 325° C (SCHÖN, 1983; MERRILL & McELHINNY, 1983; LAWISZUS, 2000).

Der regionale geothermische Gradient muss zur Abschätzung der Tiefenlage der T_c bekannt sein. Für den hier betrachteten Bereich wird eine Wärmestromdichte von ~50 bzw. 50–60 mW/m² im Süden und bis zu 75 bzw. 80 mW/m² im Norden

angenommen (SACHSENHOFER, 2001; GÖTZL, 2007). Beim Abtauchen der Isothermen unter den Alpenkörper (ČERMÁK et al., 1992) ist die T_c im hier betrachteten Bereich für Magnetit in einer Tiefe von etwa 30 km, für Pyrrhotin allerdings nur in etwa 15 km zu erwarten.

Die magnetische Suszeptibilität κ (Kappa) eines Gesteins kann als Größe für die Magnetisierbarkeit des Gesteins betrachtet werden. Sie stellt das Verhältnis zwischen der magnetischen Feldstärke des Erdmagnetfeldes und der durch dieses Feld im Gestein induzierten Magnetisierung dar. Im SI System ist κ ein dimensionsloser Parameter. Die Größe der magnetischen Suszeptibilität eines Gesteins ist im Wesentlichen vom Gehalt an den stark ferrimagnetischen Mineralen Magnetit und Pyrrhotin (Magnetkies) abhängig. Ilmenit, Hämatit und Goethit sind z.T. schwach ferrimagnetisch. Die Oxidation von Magnetit zu Hämatit im Zuge von Verwitterung reduziert die κ -Werte, Martit (Pseudomorphose von Hämatit nach Magnetit) kann aber remanente Magnetisierung aufweisen. Charakteristische Werte von κ für verschiedene Gesteinstypen werden u.a. von MILITZER & SCHEIBE (1981), SCHÖN (1983), CARMICHAEL (1989) und LANZA & MELONI (2006) angegeben.

Mittelwerte der magnetischen Suszeptibilitäten für die geologischen Großeinheiten des vorliegenden Untersuchungsgebiets wurden von ZYCH (1985) ermittelt (Tab. 1).

Geologische Einheit	Magnetische Suszeptibilität
Kristallin (Böhmisches Massiv)	$0,5 \times 10^{-3}$ (SI)
Molassezone	$0,06 \times 10^{-3}$ (SI)
Flyschzone	$0,07 \times 10^{-3}$ (SI)
Kalkalpine Decken	$0,02 \times 10^{-3}$ (SI)

Tab. 1.

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.

Die vorliegende Karte der magnetischen Totalintensität (Abb. 24) wurde auf Grundlage der Datenbasis der AMVÖ von A. AHL neu berechnet. Die Anomalien der magnetischen Totalintensität sind polreduziert dargestellt, das heißt, dass die Messwerte unter der Annahme von hypothetisch mit 90° einfallenden Feldlinien des Magnetfeldes (die Inklination des magnetischen Hauptfeldes beträgt in Österreich etwa 63°) berechnet werden. Dadurch kommen die Maxima der Anomalien, die aufgrund der Inklination gegenüber der Erdoberfläche gegen Süden verschoben sind, im Allgemeinen direkt über den Zentren der magnetischen Störkörper zu liegen und sind somit mit geologischen Strukturen wesentlich besser korrelierbar.

Das Muster der magnetischen Anomalien ist im betrachteten Bereich äußerst monoton. Das Blatt 65 Mondsee liegt an der Ostflanke des Maximums der regional wirksamen Berchtesgadener Anomalie, das hier in Teilmaxima zerlegt ist.

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 zogen entweder basische bis ultrabasische Gesteine der Böhmisches Masse, die sich bis weit unter den Alpenkörper erstrecken, oder ultrabasische bis basische ophiolithische Gesteine einer Suturzone, eventuell Reste eines alten Ozeanbodens der Tethys am Südrand der Europäischen

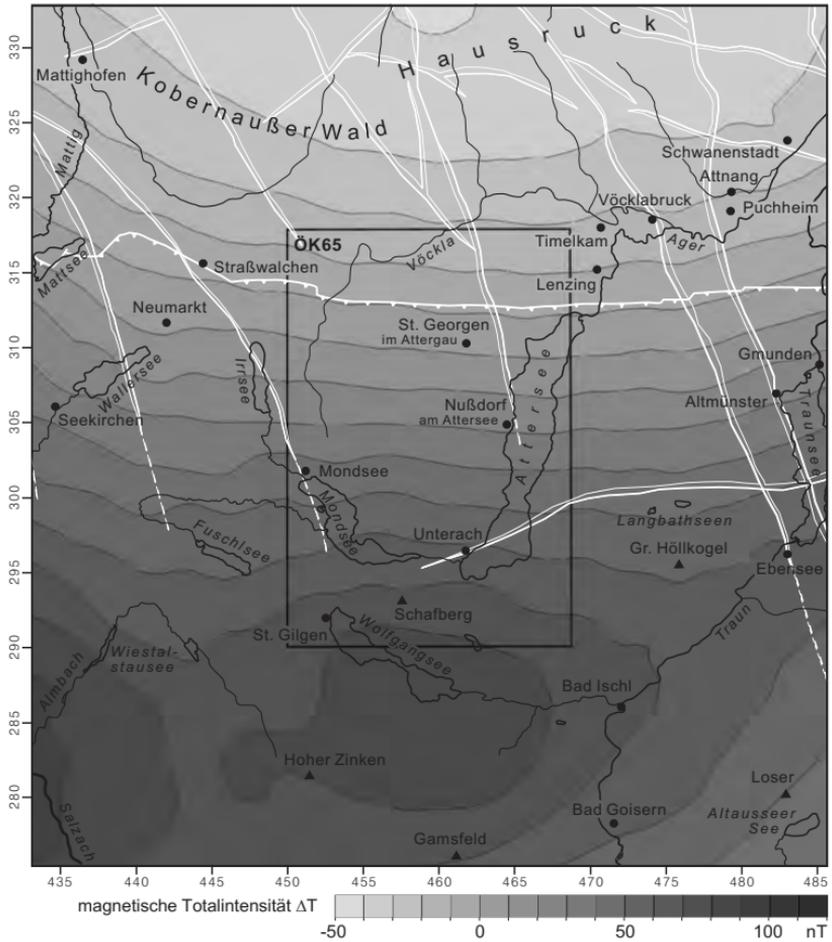


Abb. 24.

Anomalien der magnetischen Totalintensität ΔT im Bereich von Blatt ÖK 65 Mondsee und seiner Umgebung, anhand der Daten der AMVÖ von A. AHL neu berechnet. Die Werte von ΔT sind auf einheitlich 3.000 m feldfortgesetzt und polreduziert. Als wesentliche geologische Strukturelemente sind die Verwerfungen des Molasseuntergrundes (nach KRÖLL et al., 2006b) und die Überschiebungslinie der Alpenen Decken auf die Molasse eingetragen. Das Koordinatensystem ist das österreichische BMN M31.

Platte, als Ursache der magnetischen Anomalie in Betracht (BLEIL & POHL, 1976; PUCHER & HAHN, 1979). Mit fortschreitender Erforschung der regionalen magnetischen Strukturen wurde die Berchtesgadener Anomalie als Teil einer Zone magnetischer Anomalien am Nordrand von Alpen und Karpaten, die sich von nördlich Innsbruck bis in den Bereich südöstlich von Krakau erstreckt, erkannt (GNOJEK & HEINZ, 1993).

Eine Zuordnung der westlichen Anteile dieses Anomaliengürtels als mögliche ophiolithische Reste einer ozeanischen Kruste zum Nordpenninikum (HEINZ, 1989; HEINZ & SEIBERL, 1990; GNOJEK & HEINZ, 1993) ist nach den derzeitigen tektonischen Modellen (z.B. SCHMID et al., 2004) nicht möglich. Eine Deutung als Mantelmaterial, welches im Zuge jurassisch bis kretazischer Dehnungsvorgänge in die europäische kontinentale Kruste eingeschleppt wurde, erscheint aber weiterhin vorstellbar. Eine

andere Deutung sieht die magnetischen Störkörper als altes Basement, welches zwischen der variszisch konsolidierten Böhmisches Masse und der alpin-karpatischen Zone erhalten blieb, 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 Stör-Amplitude (SEIBERL et al., 1993). Der Feldverlauf ist im kleineren Maßstab wesentlich unruhiger, was möglicherweise auf überlagerte kleine Anomalien durch lokale Störkörper zurückgeführt werden kann.

2D-Modellierungen eines magnetischen Störkörpers durch REISNER (1988) und GNOJEK & HEINZ, 1993: Fig. 3) 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 Süden einfällt. Die magnetischen Suszeptibilitätswerte für die Modellierungen wurden für vermutetes serpentiniertes ultrabasisches Material mit $\kappa = 75 \times 10^{-3}$, bzw. $\kappa = 28 \times 10^{-3}$ angenommen (REISNER, 1988; GNOJEK & HEINZ, 1993: Fig. 3).

Die nördliche Begrenzung des Modellkörpers nach REISNER (1988), die schräg zu den Isolinien des Abtauchens des Molasseuntergrundes streicht, liegt im Bereich des Südrandes von Blatt Mondsee in etwa 12 bis 13 km, während die Oberkante des Molasseuntergrundes hier zwischen 4 und 5 km 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, c: Profil) somit innerhalb des Kristallins der gegen Süden unter den Alpenkörper abtauchenden Böhmisches Masse. Der keilförmige, gegen Norden ausdünnende Modellkörper 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 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 regionale Minimum im Bereich von Kobernauber Wald und Hausruck ist wohl im Wesentlichen auf eine mehrere hundert Meter tiefe Einsenkung im Kristallin im Molasseuntergrund, die mit mächtigen Jura und Kreidesedimenten verfüllt ist, zurückzuführen (BRIX & SCHULZ, 1993: Beil. 5, 6; KRÖLL et al., 2006c). Ein Teil des Minimums könnte eventuell auch durch ein nördliches Minimum der Berchtesgader Anomalie bedingt sein, wobei von einer bedeutenden Komponente remanenter Magnetisierung auszugehen wäre.

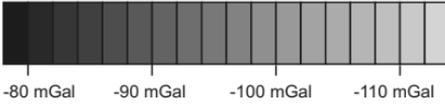
8.2. Gravimetrie

Die Schwerekarte (Abb. 25) von Blatt 65 Mondsee und Umgebung ist ein Ausschnitt aus der Schwerekarte von ZYCH & MEURERS (2006a) in leicht modifizierter Darstellung (Schweremaxima: dunkler; Schwereminima: heller). Ein Verständnis der geophysikalischen und geologischen Zusammenhänge ist aber nur im größeren Überblick möglich. Deshalb ist hier ein Bereich, der deutlich über das Blatt 65 Mondsee hinausgeht, betrachtet.

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

Schwerekarte

(Isanomalen der Bouguerschwere) 330



Helv	Helvetikum
UH	Ultrahelvetikum
Fly	Flyschzone
CRS	Cenoman-Randschuppe
Baj	Bajuvarikum
KLTS	Königsee-Lammertal-Traunseestörung
	Decken- und Schuppen-grenze
	Decken- und Schuppen-grenze vermutet
	Störung gesichert vermutet

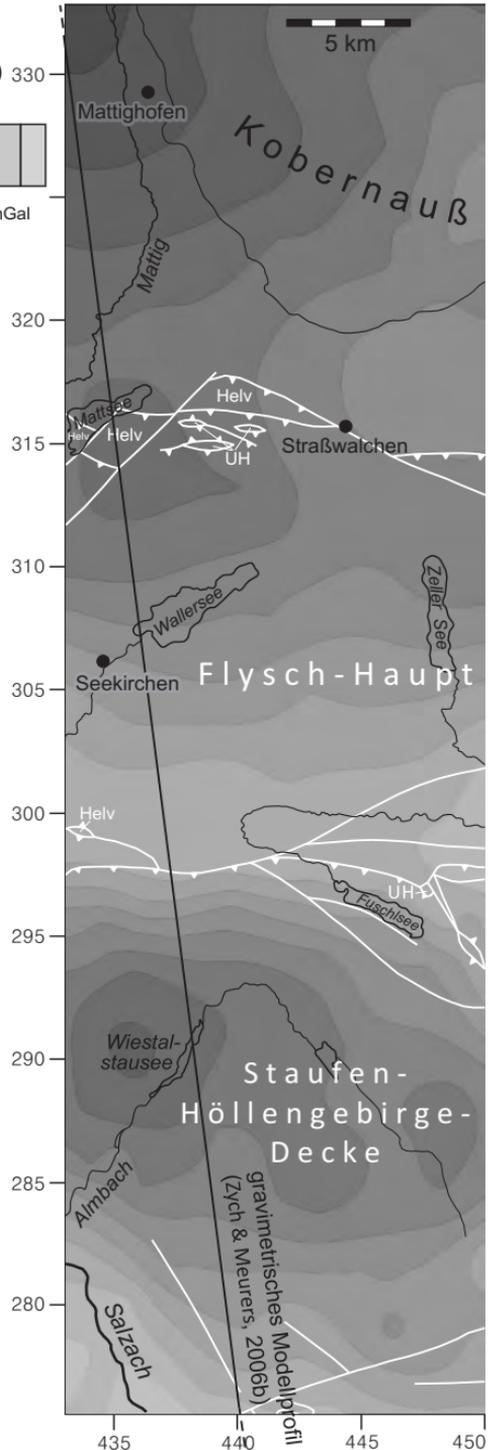
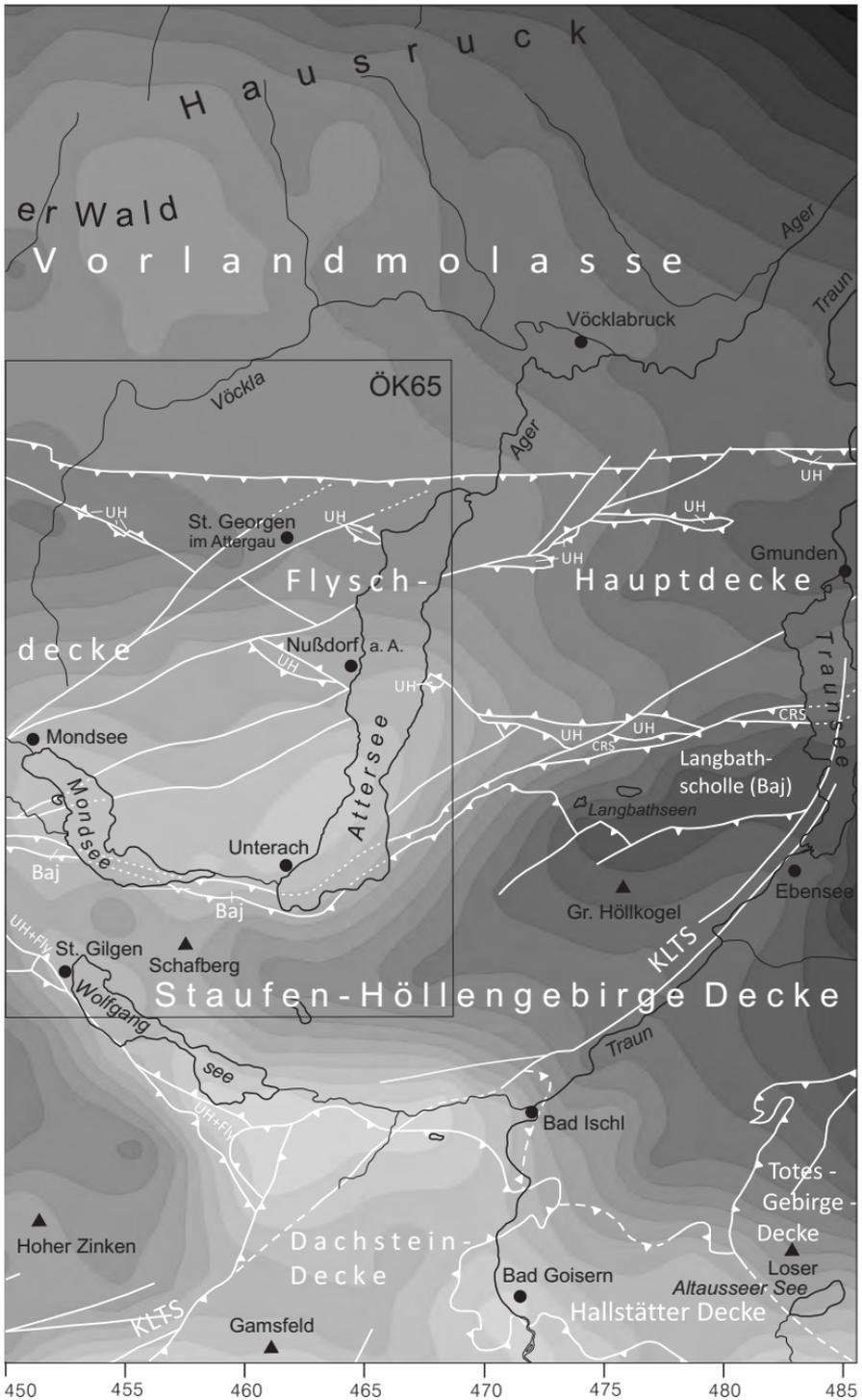


Abb. 25. Schwerekarte: Isanomalen der Bouguerschwere ÖK 65 Mondsee und Umgebung. Die Karte ist ein Ausschnitt der Schwerekarte von ZYCH & MEURERS (2006a), umgezeichnet und durch topografische Anhaltspunkte ergänzt. Das Koordinatengitter BMN M31. Die geologischen Grenzen sind weitgehend von der geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR & SCHNABEL, 2006) übernommen. Der Profilschnitt von ZYCH & MEURERS (2006b) setzt sich noch etwa 12 km gegen NNW und 9 km gegen SSE fort.



1:200.000 der Molassezone Salzburg-Oberösterreich und angrenzender Gebiete“ einheitlich dargestellt. Die Auswertemethodik (aufwändige Transformations- und Korrekturverfahren aufgrund unterschiedlicher Mess- und Berechnungsmethoden der verschiedenen Datensätze) ist bei ZYCH & MEURERS (2006b) beschrieben. In den ergänzenden Kärtchen der „Bougueranomalie nach Subtraktion des Schwereeffekts der Krusten-Mantelgrenze (Moho)“ (ZYCH & MEURERS, 2006b: Tafel 3) und „Horizontalgradient der Bougueranomalie des Molasseraumes (OÖ) und angrenzender Gebiete“ (ZYCH & MEURERS, 2006b: Tafel 2) werden jeweils Teilaspekte der Daten spezifisch betont.

Die Gesteinsdichte ist ein wesentlicher Korrekturfaktor der Gravimetrie und ihre Kenntnis Voraussetzung für die Interpretation. Tabellen charakteristischer Werte der Dichten verschiedener Gesteinstypen finden sich z.B. in TELFORD et al. (1976), SCHÖN (1983), LINDNER et al. (1984), DÜRBAUM & FRITSCH (1985) und OLHOEFT & JOHNSON (1989).

Eine Übersicht über Durchschnittswerte der Gesteinsdichten für die wichtigsten Gesteinstypen im Bereich des Kartenblattes 65 Mondsee und Umgebung sowie auch für den tieferen Untergrund ist in Tabelle 2 angegeben.

Geologische und lithologische Einheiten	Dichte (g cm ⁻³)
Molasse	2,40
Flysch	2,55
Haselgebirge	2,60
Kalk	2,70
Hauptdolomit	2,75
Autochthones Mesozoikum	2,75
Kristallin (Molasseuntergrund)	2,80

Tab. 2.

Schwerewerte für die wichtigsten auf Blatt 65 Mondsee auftretenden geologischen und lithologischen Einheiten (ZYCH, 1988; ZYCH & MEURERS, 2006b).

Gravimetrische Anomalien können theoretisch auf lithologisch bedingte Inhomogenitäten der Dichte, wie auch auf rein strukturelle Ursachen zurückzuführen sein. Anomalienscharungen sind oft durch tektonische Störungen bedingt (ZYCH, 1988).

Die Isanomalien der Bouguerschwere (Abb. 25) zeigen aufgrund einer Anzahl lokaler Maxima und Minima zwischen -78 mGal und -114 mGal keinen eindeutigen generellen Trend.

Ein regionaler Trend, der in dem Kartenausschnitt (Abb. 25) zwar kaum, aber im größeren Maßstab (ZYCH & MEURERS, 2006a; BEV & IMG, 2006; MEURERS & RUESS, 2007) sehr gut erkennbar ist, spiegelt die Abnahme der Bouguerschwere von der Böhmisches Masse zum Minimum des Tauernfenster wider. Dieser Trend ergibt sich z.T. aus der Tiefenlage der Moho, wie auch aus dem Abtauchen des kristallinen Grundgebirges der Böhmisches Masse gegen Süden unter die Molasse und die Alpenen Decken. Allerdings verlaufen die Isanomalien der Bouguerschwere und die Tiefenlinien der Molassebasis schräg zueinander, was auf relevante Dichteunterschiede innerhalb der Einheiten des Molasseuntergrundes schließen lässt (ZYCH & MEURERS, 2006b).

In dem hier relevanten Kartenmaßstab können die wesentlichen gravimetrischen Strukturen des Kartenblatts z.T. gut mit an der Oberfläche kartierten, aus Bohrun-

gen bekannten, sowie aus sonstigen geophysikalischen Sondierungen erschlossenen geologischen und morphologischen Strukturen korreliert werden. Teilweise muss die Deutung aber offen bleiben.

Die niedrige Bouguerschwere im Bereich von Hausruck und Kobernauber Wald korreliert teilweise mit einem von mächtigen Jura- und Kreidesedimenten gefüllten Kristallinbecken („Braunauer Becken“, BRIX & SCHULTZ, 1980: Beil. 6; KRÖLL et al., 2006c) im Molasseuntergrund. Die an der Basis des „Tertiärs“ erkennbaren Horst- und Grabenstrukturen des Molasseuntergrundes (KRÖLL et al., 2006b) kommen in der Gravimetrie allerdings nicht zum Ausdruck, sodass die markante positive Anomalie wohl auf die Kristallinoberfläche oder auf Dichteunterschiede innerhalb des Kristallins zu beziehen ist. Die südlich an das Becken anschließende WNW–ESE streichende Schwelle („Zentrale Schwellenzone“, BRIX & SCHULTZ, 1980: Beil. 6; KRÖLL et al., 2006c), eine jurassische Hochzone, in deren Zentralbereich das „Tertiär“ auf Kristallin des Molasseuntergrundes transgrediert, findet keinen Niederschlag in der Verteilung der Bouguerschwere. Eine etwa E–W streichende Zone mit lokalen Schweremaxima, die von Mattsee über St. Georgen im Attergau und Gmunden bis etwa Kirchdorf an der Krems zieht (ZYCH & MEURERS, 2006a), schneidet die Schwellenzone des Untergrundes in einem Winkel von 20° bis 30°. Die Schwereanomalien sind somit nicht wesentlich von der Morphologie des kristallinen Untergrundes beeinflusst. Viel naheliegender ist ein Zusammenhang mit der Flyschüberschiebung über die Molasse. Die gesamtösterreichische Dichteverteilung der Oberflächengesteine (ZYCH, 1988) weist für den betrachteten Bereich einen Dichtesprung von 2,40 g/cm³ in der Molasse zu 2,50 g/cm³ in der Flyschzone auf. Zum Dichtekontrast beitragen könnte eventuell zusätzlich das von der Basis der Alpenen Überschiebung hochgeschürfte und in Schollen in die Flyschzone eingeschuppte Helvetikum sowie die in diesem Bereich erhöhten Schuppen allochthoner subalpiner Molasse (BRIX & SCHULZ, 1993: Beil. 6), die tektonisiert und eventuell stärker kompaktiert ist.

Ein zweiter Sprung in der regionalen Dichteverteilung liegt an der Überschiebungsfäche der Nördlichen Kalkalpen (Flysch: 2,5 g/cm³, NKA 2,7 g/cm³, ZYCH, 1988). Diese Grenze ist in der Schwerekarte (Abb. 25) 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: Tafel 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 (südöstlich Kufstein, südöstlich Salzburg, südlich Gmunden, südlich 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 (ZYCH & MEURERS, 2006b).

Bereichsweise sind großräumige Störungssysteme (Wolfgangsee-Störung, Königsee-Lammertal-Traunsee-Störung) durch geringe Bouguerschwere gekennzeichnet. Auch die Grenzen zwischen tirolischen und juvavischen Einheiten sind durch Dichteunterschiede und bereichsweise durch Isolinienscharungen markiert. Ein wesentlicher Einfluss scheint dabei der höheren Dichte von Hauptdolomit gegenüber Dachsteinkalk zuzukommen. Siliziklastische Sedimente und insbesondere das Auftreten von Haselgebirge tragen lokal zu einer weiteren Verringerung der Gesamtdichte bei.

Die Gosausedimente von St. Wolfgang–Strobl–Bad Ischl (Fahrenberg, Nussen-see, DECKER & JARNIK, 1992) bewirken zusammen mit quartären Talfüllungen deutliche Schwereminima.

Das direkt vor der Kalkalpenstirn im Flysch nördlich 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.

Es tritt allerdings in diesem Bereich auch eine tiefe, canyonartige Einkerbung am Grund des Molassebeckens auf, die an ihrem Südrand von einer antithetischen Versetzungsfläche mit einer Sprunghöhe von bis zu 500 m begrenzt ist (KRÖLL et al., 2006b). Diese Furche, die, zufällig, dem Nordrand des Hölleengebirges folgt, ist vom südlichen Attersee bis zum Traunsee verfolgbar, wo sie beginnt. Eventuell trägt diese Struktur zum gravimetrischen Minimum bei. Eine ähnliche Eintiefung im Molasseuntergrund südwestlich des Fuschlsees (KRÖLL et al., 2006b) ist allerdings in der Gravimetrie nicht erkennbar.

Glazial übertiefte Täler, wie das Salzachtal, das Trauntal, die Wolfgangsee-Fuschlseefurche und der Mondsee-Attersee-Bereich sind durch gravimetrische Minima gekennzeichnet (lokal allerdings durch andere Anomalien überlagert). Da Täler häufig entlang von Störungszonen verlaufen, können tiefgreifende Auflockerungszonen mit geringerer Gesteinsdichte vorliegen, bzw. Einlagerungen leichter Alluvionen von z.T. beträchtlicher Mächtigkeit, die eine sehr geringe Dichte besitzen können (RADINGER, 1996). ZYCH & MEURERS (2006b) betonen die Natur der Täler als tektonische Linien. Eine Deutung fehlt derzeit noch für zwei kleine lokale Schwere-maxima direkt im Trauntal, 3 km bzw. 6,5 km nordöstlich von Bad Ischl.

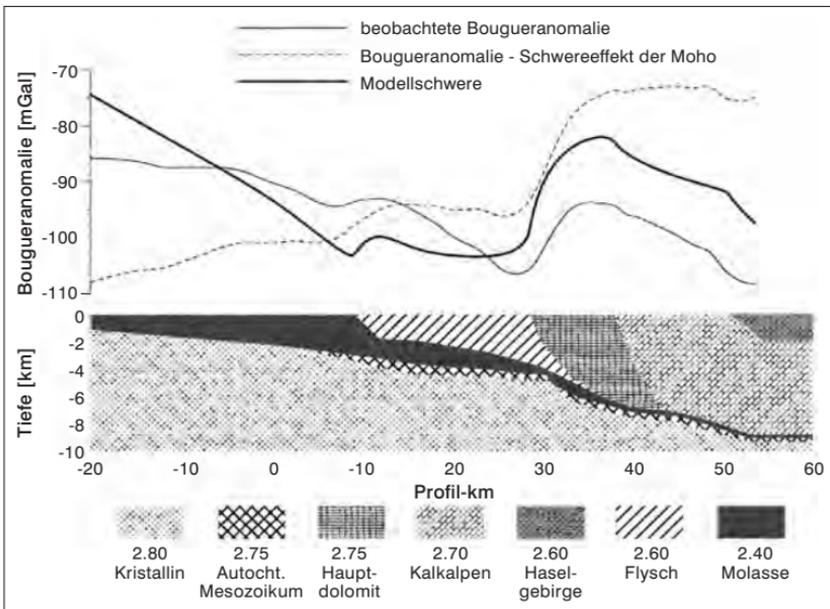


Abb. 26. Profil der „Modellschwere im Vergleich zur beobachteten Bouguer-anomalie sowie zur bezüglich der Mohowirkung korrigierten Schwere“ (aus ZYCH & MEURERS, 2006b: Abb. 1). Die Lage des Profilschnittes ist aus Abbildung 25 ersichtlich.

Ein von ZYCH & MEURERS (2006b) modelliertes Schwereprofil Mattighofen–Golling verläuft etwa entlang des Westrandes der Karte (Abb. 25). Dieser Längsschnitt durch die ÖK-Blätter 46 Mattighofen, 64 Straßwalchen und 94 Hallein stellt die geologisch-tektonische Situation sowie die Mächtigkeitsverhältnisse der geologischen Einheiten anhand der Schweredaten anschaulich dar (Abb. 26).

8.3. Bodengeophysik, angewandte Geophysik

In den Erläuterungen zur geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (RUPP et al., 2011) findet sich eine Übersicht über die von der Geologischen Bundesanstalt durchgeführten geophysikalischen Untersuchungen in Oberösterreich (BIEBER et al., 2011), die laufend in der Metadatenbank GEOPHYSIS erfasst werden, wobei im Zuge der Bodengeophysik zumeist angewandte Fragestellungen bearbeitet werden.

Direkt auf ÖK-Blatt 65 Mondsee liegen nur zwei geoelektrische Profile vor, die in wärmzeitlichen Deltasedimenten der Seeache im Ortsgebiet von Unterach ausgerichtet waren (JOCHUM et al., 2004).

9. Hydrogeologie

(G. SCHUBERT)

Auf dem Kartenblatt 65 Mondsee lässt sich die Beschreibung der Grundwasser-
verhältnisse grob nach drei geologischen Bereichen gliedern:

- 1) Quartäre Sedimente
- 2) Flyschzone
- 3) Nördliche Kalkalpen

Im Folgenden wird zuerst auf die Grundwasserführung in den drei Bereichen ein-
gegangen, um abschließend einen Überblick zu den ergiebigsten Grundwasserent-
nahmen (Brunnen und gefasste Quellen) zu geben.

9.1. Zu den Grundwässern in den mächtigen quartären Sedimenten

Am Kartenblatt Mondsee wird den quartären Ablagerungen die größte wasser-
wirtschaftliche Bedeutung beigemessen. Das betrifft vor allem die mächtigen Sedi-
mentpakete im Norden des Kartenblattes, bestehend aus Schottern und Moränen
der Günz-, Mindel-, Riß- und Würm-Kaltzeit. In diesem Bereich sind nach FLÖGL
(1970: 40–49) an der Basis des Quartärs sogenannte „Urstromtäler“ ausgebildet.
Bei diesen handelt es sich um Erosionsrinnen bzw. Erosionswannen, die im gegen-
ständlichen Gebiet durch die vor- und zwischeneiszeitliche Entwässerung sowie
durch Gletscher in die Vöckla Schichten (Otnangium; Schlier, Sandeinschaltungen)
und z.T. auch in den im Süden daran anschließenden Rhenodanubischen Flysch
eingetieft wurden. Diese Erosionsrinnen bilden für das Grundwasser in den quar-
tären Sedimenten die stauende Basis. Im Bereich von Frankenmarkt ist in diesem
mit quartären Sedimenten aufgefüllten Relief ein Sattel ausgebildet, von dem nach
Westen und Osten abfallende Furchen ausgehen. Hervorzuheben sind der westli-
che und östliche Ast der Randrinne und die Dürre Agerrinne (Fototafel 4). Mitunter
sind in den E–W gerichteten Furchen unter den quartären Sedimenten auch pliozä-
ne Schotter kristallinen Ursprungs (Quarzschotter) anzutreffen.

Im Projektgebiet des wasserwirtschaftlichen Grundsatzgutachtens Vöckla–Ager-
Traun–Alm, zu dem auch das gegenständliche Gebiet zu zählen ist, sind nach FLÖGL
(1970: 55–59) ausgedehnte und ergiebige Grundwasservorkommen in erster Linie
an die Terrassenschotter der Würm- und Riß-Kaltzeit gebunden, während es in
den Moränen nur lokale Grundwasseransammlungen gibt. Das Grundwasser der
Niederterrassen kommuniziert dabei mit jenem der Austufe. Die Niederterrassen-
schotter weisen kf-Werte von etwa 1×10^{-3} bis 6×10^{-3} m/s auf. Hochterrassen-
schotter haben hingegen eine geringere Durchlässigkeit als die Niederterrassen.
Für die Deckenschotter ist aufgrund ihrer stärkeren Verwitterung eine noch geringe-
re Durchlässigkeit zu erwarten. Größere Wasseraustritte aus Deckenschottern sind
bevorzugt an Klüfte gebunden. Zum Teil treten derartige Wässer nicht über dem
Schliersockel aus, sondern fließen gleich direkt in die vorgelagerte Nieder- oder
Hochterrasse.

Die ergiebigeren Grundwasservorkommen dieses Raumes werden im Wesentli-
chen durch versickerndes Bachwasser oder durch Niederschläge in Trockenmulden
gespeist, woraus sich große Einzugsgebiete ergeben. In den jüngeren und jüngsten
Schotterablagerungen fließt das Grundwasser in der Regel in Talrichtung, so auch
entlang der Vöckla. „Das Grundwasser folgt aber nicht nur den heutigen Flußtälern,
sondern vor allem den Urstromtätern. [Im Projektgebiet Vöckla–Ager–Traun–Alm ist

in diesen Schlierrinnen] *Grundwasser bis zu einer Mächtigkeit von 50 m (in Einzelfällen bis 90 m) und bedeutender Ausdehnung anzutreffen.*“ (FLÖGL, 1970: 57). Zuverlässige Aussagen über die Erschließbarkeit solcher Wässer sind nur dort möglich, wo der Aquifer aus Schottern der Hochterrasse, Niederterrasse oder Austufe besteht. Wenn Moränen die mächtigen Schlierfurchen überdecken, ist ohne Bohrungen und Pumpversuche keine Aussage möglich. Wenn jedoch unter den Moränen ausgedehntere voreiszeitliche Quarzschotter oder kaltzeitliche Schotter angetroffen werden, besteht die Möglichkeit einer größeren Wasserentnahme. Zudem ist hier durch die größere Überdeckung ein gewisser Schutz gegeben (FLÖGL, 1970: 57–58). FLÖGL (1970: 59–66) beschreibt in den quartären Lockersedimenten im Norden des Kartenblattes folgende Grundwasservorkommen im Detail:

Im **Quellgebiet südlich Frankenmarkt** ist eine Reihe von starken Quellen anzutreffen:

- Im Tal der Großen Ach (Freudenthaler Ache) die Quellen bei der Steinmühle mit einer Mindestschüttung von 50 l/s (zu diesen gehört auch die Wasserentnahme Nr. 13, siehe Tabelle 3) und am rechten Hangfuß des Talausganges.
- Im Vöcklatal auf Höhe der Talsohle nahe beim Bad von Frankenmarkt sowie am rechten Vöckla-Ufer bis zum Vöckla-Knie; zusammen beträgt die Mindestschüttung dieser Quellen etwa 150–200 l/s.

Laut FLÖGL (1970: 60) ist die Ursache für diese ergiebigen Quellaustritte dem Umstand zu verdanken, dass die Moränen dieses Raumes einen größeren Grundwasserabfluss in Richtung der Schlierrinnen verhindern. Aufgrund des in Trockenzeiten nur geringen Schüttungsrückganges ist als Einzugsgebiet dieser Quellen ein ausgedehntes Grundwassersystem zu vermuten. *„Die Speisung dieses Grundwassersystems erfolgt nicht nur autochthon, sondern überwiegend durch die Hangwässer der Flyschzone, insbesondere aber durch die Versickerungen der Vöckla und der Großen Ach bei ihrem Eintritt in die glacialen Schotter“*, FLÖGL (1970: 60). FLÖGL (1970: 61) berichtet, dass im Raum zwischen der Steinmühle und dem Vöcklatal durch RAG-Bohrungen unter den Moränen *„etwa 60 m mächtige Quarzschotter der Voreiszeit“* angetroffen wurden. Zudem liegen die Mindelmoränen nördlich und westlich von Frankenmarkt teilweise auch direkt über Süßwasserschottern; *„die Schlierreliefkarte läßt vermuten, dass hier in der bei Bergham zu erwartenden Nordsüd Rinne Grundwasser aus den Süßwasserschottern unter den Moränen der Schlierwanne zuströmen“* (Fototafel 4).

Westlich des Flyschsporns des Buchberges ist im östlichen Ast der Randrinne ein etwa 6 km langes und 1,5 km breites Becken ausgebildet, das mit 80 bis 140 m mächtigen kaltzeitlichen Ablagerungen gefüllt ist (FLÖGL, 1970: 61–62). Die Grundwassermächtigkeit beträgt hier etwa 40 bis 60 m. Östlich des Buchberges findet die Randrinne ihre Fortsetzung in einem weiteren, kleineren Becken, das bis zur Oberen Agerrinne reicht. Im Becken westlich des Buchberges ist ein Schlierücken vorhanden (Fototafel 4), der aber von etwa 40 m mächtigem Grundwasser überströmt wird. Die Randrinne ist von rißzeitlichen Moränen überlagert, sodass *„nur dann eine größere technische Nutzung des Grundwasservorkommens erreicht werden kann, wenn an der Rinnensohle durchlässigere Schotterkörper gegeben sind“* (FLÖGL, 1970: 62). FLÖGL gibt als Beispiele die Brunnenbohrung nordwestlich von Eggenberg (Pfadfinderlager) und einen Brunnen in Reichenthalheim an. Ersterer erschloss unter 15 m Lehm mit Pechschottereinschaltungen bis 54 m unter GOK Seeton und bis 70 m Tiefe Quarzschotter mit kristallinen Geröllen. Beim Erreichen der Quarzschotter stieg im Bohrloch das gespannte Grundwasser um 12 m an. Beim erwähnten Brunnen in Reichenthalheim wurde der in „Moränenschottern“ erschlossene Grundwasserhorizont 10 m seichter angetroffen.

Weiters berichtet FLÖGL (1970: 63), dass bei einer Begehung am 11. November 1969 beobachtet werden konnte, dass die Dürre Ager beim Queren der Randrinne etwa 200 l/s verlor. Nördlich von St. Georgen, am Südrand der Randrinne, war ein Abfluss von 300 l/s zu beobachten, während dieser am Nordrand bei Reichenthalheim nur noch 100 l/s betrug. FLÖGL schloss daraus, dass in der Randrinne mehrere 100 l/s erschotbar wären.

Nördlich Seewalchen sind zwei kleine, seichtere, NE-gerichtete Schlierrinnen ausgebildet, nämlich entlang des Kraimser Baches und zwischen Gemsstetten und Gallaberg (vgl. Isolinien in Fototafel 4). Über diese Rinnen fließt nach FLÖGL (1970: 63) Grundwasser aus der Randrinne der Agerrinne zu – letztere befindet sich bereits auf dem ÖK-Blatt 66 Gmunden. Zudem nimmt FLÖGL aufgrund der vorhandenen Brunnen an, dass westlich Seewalchen trotz der Wasser stauenden Würmmoräne auch direkt über die Randrinne selbst Grundwasser der Agerrinne zuströmt.

Die **Niederflur von St. Georgen im Attergau** (Tal der Dürren Ager) bildet einen in Talrichtung 3,5 km langen, 1 km breiten und 20 m mächtigen Grundwasserleiter mit einem 10 m mächtigen Grundwasserkörper (FLÖGL, 1970: 64), der heute vor allem vom Notwasserbrunnen der Gemeinde St. Georgen im Attergau (Entnahmemenge 100 m³/d bzw. 13,9 l/s im Notversorgungsfall; Wasserbuchpostzahl 417/1699; vgl. Tab. 3, Nr. 10) sowie zahlreichen Grundwasserwärmepumpen (<http://www.doris.at>, Wasserbuch) genutzt wird.

Südlich des Buchberges ist an der Basis des Quartärs ein „**Flyschtrog**“ ausgebildet, der sich vom Westufer des Attersees ausgehend in Richtung St. Georgen erstreckt (Fototafel 4). Er ist etwa 3 km breit und von Schottern und Seetonen erfüllt, die wiederum von wärmzeitlichen Moränen überdeckt werden (FLÖGL, 1970: 65). Das hier auftretende Grundwasser ist nur von lokaler Bedeutung.

Die W–E verlaufende Dürre Ager-Frankenmarktrinne folgt, von Frankenmarkt kommend, ab Egning dem Lauf der Dürren Ager. Bei Weiterschwang (2,5 km westlich Timelkam) befindet sich die zweite Versicherungstrecke der Dürren Ager. Am 11. November 1969 wurde hier laut FLÖGL (1970: 65) eine Abnahme des Abflusses von 100 l/s auf 10 l/s festgestellt. Nördlich von Gampern liegt der Grundwasserspiegel der Rinne etwa 20 m über ihrer Sohle. FLÖGL (1970: 66) schätzt hier den Grundwasserstrom auf ca. 100 l/s ein.

Ein weiteres nennenswertes Grundwasservorkommen in quartären Sedimenten befindet sich im Äußeren **Weißbachtal**, ganz im Südosten des Kartenblattes, also bereits über kalkalpinem Untergrund. Der Großteil dieses Aquifers kommt noch auf Kartenblatt 65 Mondsee zu liegen. Seit den 1990er Jahren wurden an diesem Untersuchungen durchgeführt (BECKE, 1993; DINGES, 2009: 19). Demnach führt hier ein ergiebiger Grundwasserstrom Richtung Attersee, wobei der Porenaquifer von einem schluffig-tonigen Sedimentpaket bedeckt wird.

9.2. Zur Grundwasserführung im Bereich der Flyschzone

Der Großteil des Kartenblattes 65 Mondsee wird von der Flyschzone eingenommen. Im wasserwirtschaftlichen Grundsatzgutachten Vöckla–Ager–Traun–Alm von FLÖGL (1970: 50) werden die Gesteine der Flyschzone (wenn man die bereits beschriebenen quartären Sedimente außer Acht lässt) im Wesentlichen als wasserundurchlässig eingeschätzt. Typisch für Flyschberge sind das rasche Ansteigen des oberirdischen Abflusses bei Regen und das Austrocknen der Gerinne im Herbst. Die hier auftretenden Quellen werden zum Großteil nur durch oberflächennahes Wasser gespeist, und nur zu einem geringen Teil ist Wasser aus durchlässigem Sandstein, Klüften oder Störungszonen beteiligt.

Eine Ausnahme bildet hier offenbar die ausgedehnte Massenbewegung am Westufer des Attersees zwischen Unterach und Aich, da hier im Bereich von Abrissflächen Senken ausgebildet sind, die keinen oberirdischen Abfluss aufweisen und damit der unterirdische Abfluss stark ausgeprägt sein muss. Die bedeutendsten dieser Depressionen sind wohl jene des Egelsees und die 350 m nordöstlich des Kleinen Hollerberges gelegene. Am 27. Juni 2013 konnte im Zuge einer Begehung mit Kollegen Dirk van Husen im Südwesten des Egelsees ein Zufluss von insgesamt etwa 2,5 l/s (zwei Bächlein) beobachtet werden, wobei der See über das Ufer trat. Gleichzeitig war im Süden des Sees eine Schwinde aktiv. Bei der Besichtigung der abflusslosen Senke nordöstlich des Kleinen Hollerberges war am selben Tag kein Oberflächenwasser anzutreffen. Bezüglich der Lage der Senken sei auf das Kapitel 6.4.4. zu den Massenbewegungen bzw. auf die Abbildungen 9 und 10 verwiesen.

9.3. Zum unterirdischen Wasser im Bereich der Nördlichen Kalkalpen

Ganz im Süden umfasst das Kartenblatt 65 Mondsee auch einen wenige Kilometer breiten Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. Bereits FLÖGL (1970: 37–38, 49–50) wies im wasserwirtschaftlichen Grundsatzgutachten Vöckla–Ager–Traun–Alm darauf hin, dass das gegenständliche Gebiet durch zwei unterschiedliche kalkalpine Landschaftsformen geprägt wird: Zum einen handelt es sich um die schroffen Höhen des stark verkarsteten Höllengebirges, das hauptsächlich aus Wettersteinkalk besteht und für dessen Entwässerung große Karstquellen typisch sind; auf Kartenblatt 65 befindet sich nur der westlichste Teil dieses Karststockes. Zum anderen sind es die im Süden daran anschließenden kegelförmigen Berge des Leonsberges, Breitenberges und Schafberges, die zum überwiegenden Teil aus nicht verkarstem, aber leicht zu Schutt und Grus zerfallenden Hauptdolomit (aber auch Plattenkalk und jurassischen Kalken) bestehen.

GAMERITH & KOLLMANN (1976) führten im Schafberg–Leonsberg-Gebiet und im Höllengebirge eine detaillierte Quellaufnahme durch. Dabei stellten sie fest, dass im Schafberg–Leonsberg-Gebiet eine große Anzahl von Quellen auftritt, deren Ergiebigkeit aber im Allgemeinen begrenzt ist. Bei Niederwasser lagen hier die Schüttungen nicht über 50 l/s. Im Schafberg–Leonsberg-Gebiet, nämlich im Bereich des Kartenblattes 65 Mondsee, wiesen die Lasseralmquellen (etwa 40 l/s Gesamtschüttung) und die Quellen beim Kaiserbrunnen (Abb. 27) SSW Unterach (20 l/s) die stärkste Schüttung auf (GAMERITH & KOLLMANN, 1976: 32). Die Lage dieser Quellgruppen kann dem Kartenblatt 65 Mondsee entnommen werden.

Im Gegensatz dazu waren im Höllengebirge nur wenige, dafür aber zumeist sehr stark schüttende Quellen zu beobachten, die am Südfuß dieses Karststockes zu liegen kommen. Von diesen befindet sich lediglich der Schwarzenbach-Ursprung (bzw. Schwarzenbachquelle) auf Kartenblatt 65 Mondsee. GAMERITH & KOLLMANN (1976: 33) geben für diesen eine Schüttung von ca. 700 l/s an. Die anderen Großquellen des Höllengebirges befinden sich bereits auf dem Nachbarblatt 66 Gmunden (SCHUBERT, 2007).

In den 1980er Jahren wurden vom Institut für Geothermie und Hydrogeologie der Forschungsgesellschaft Joanneum in Graz die unterirdischen Abflussverhältnisse im Höllengebirge detailliert untersucht (BENISCHKE et al., 1982, 1983; BENISCHKE & ZOJER, 1984, 1985, 1986, 1988; Zusammenfassungen siehe BENISCHKE et al., 2005; SCHUBERT, 2007). Aufbauend auf den erwähnten Erhebungen von GAMERITH & KOLLMANN (1976) wurden dabei ein umfangreiches Messprogramm und Markierungs-



Abb. 27.
Eine der Quellen beim Kaiserbrunnen. Diese Quellen befinden sich etwa 1,5 km SSW von Unterach (siehe geologische Karte) und gehören nach GAMERITH & KOLLMANN (1976: 32) mit einer Gesamtschüttung von etwa 20 l/s zu den größten des Schafberg-Leonsberg-Gebietes. Blickrichtung SW. Foto: D. VAN HUSEN.

versuche durchgeführt, die im Höllengebirge einen im Wesentlichen nach Süden gerichteten, raschen unterirdischen Abfluss ergaben. In diesem Zusammenhang geben BENISCHKE & ZOJER (1986) für die Schwarzenbachquelle (Beobachtungszeitraum 1981 bis 1984) eine mittlere Schüttung von 538 l/s an; das beobachtete Minimum betrug 70 l/s, das Maximum 2.500 l/s. Der am 19. Juni 1986 etwa 2 km nördlich der Schwarzenbachquelle eingebrachte Tracer Pyranin war in der Quelle erstmals bereits nach 385 Stunden zu beobachten, der Durchgang des Maximums erfolgte 475 Stunden nach der Einspeisung (BENISCHKE & ZOJER, 1988). Bemerkenswert ist auch der Umstand, dass im Karstmassiv des Höllengebirges die gesättigte Zone, d.h. der Grundwasserspiegel, erst in größerer Tiefe zu erwarten ist – das geht aus dem in der Hochlecken-Großhöhle (bereits auf dem Nachbarblatt 66 Gmunden gelegen) sehr tief anzutreffenden Wasserspiegel hervor (SCHUBERT, 2007).

9.4. Zu den Wasserentnahmen auf Blatt 65 Mondsee

Fototafel 5 und Tabelle 3 geben eine Übersicht zu den bedeutenderen Wasserentnahmen (Brunnen und gefasste Quellen) auf Kartenblatt 65 Mondsee. Die Angaben basieren auf einer Erhebung in den Wasserbüchern der Bezirksverwaltungsbehörden durch SCHUBERT & BERKA (2007) und auf einer ergänzenden Recherche in den digitalen Wasserbüchern der Länder Oberösterreich und Salzburg. Der Großteil dieser Wasserentnahmen befindet sich im Verbreitungsgebiet quartärer

Lockersedimente. Die wohl ergiebigsten Brunnen des Kartenblattes sind mit einem Gesamtkonsens von 150 l/s die Brunnen Aumühle Eggenberger Wald 1 und 2 des Wasserleitungsverbandes Vöckla-Ager (Nr. 12 in Tab. 3). Diese kommen im Bereich der von FLÖGL (1970) postulierten Randrinne zu liegen (Tab. 3). Mit 60 l/s bzw. 30 l/s gehören der Brunnen der Fischzuchtanlage Kreuzstein (Nr. 15 in Tab. 3) und der Auerholz-Brunnen der Wasserversorgung der Gemeinde Mondsee (Nr. 3 in Tab. 3) mit zu den ergiebigsten Brunnen des Kartenblattes. Ersterer befindet sich laut der Geologischen Karte 1:50.000 im Hangschutt am Ufer des Mondsees, letzterer ist im Schwemmfächer der Fuschler Ache situiert. Die größte gefasste Quelle auf Kartenblatt 65 Mondsee ist die Steinmühlquelle des Wasserleitungsverbandes Vöckla-Ager (Nr. 13 in Tab. 3). Diese gehört zu den bedeutenden Quellen im Quellgebiet südlich Frankenmarkt.

Nr.	Bezirk	Wasserbuch- Postzahl	Wasserversorgung
1	Vöcklabruck	34	Wassergenossenschaft Seewalchen am Attersee
2	Vöcklabruck	34	Wassergenossenschaft Seewalchen am Attersee
3	Vöcklabruck	797	Wasserversorgung der Gemeinde Mondsee
4	Vöcklabruck	797	Wasserversorgung der Gemeinde Mondsee
5	Vöcklabruck	797	Wasserversorgung der Gemeinde Mondsee
6	Vöcklabruck	805	Wasserversorgung der Gemeinde Frankenmarkt
7	Vöcklabruck	805	Wasserversorgung der Gemeinde Frankenmarkt
8	Vöcklabruck	1631	Wasserversorgung der Gemeinde Steinach am Attersee
9	Vöcklabruck	1631	Wasserversorgung der Gemeinde Steinach am Attersee
10	Vöcklabruck	1699	Wasserversorgung der Gemeinde St. Georgen im Attergau
11	Vöcklabruck	2649	Wasserversorgung der Marktgemeinde Vöcklamarkt
12	Vöcklabruck	2900	Wasserleitungsverband Vöckla-Ager
13	Vöcklabruck	2900	Wasserleitungsverband Vöckla-Ager
14a	Vöcklabruck	3283	Starzinger GmbH & Co KG
14b	Vöcklabruck	3283	Starzinger GmbH & Co KG
14c	Vöcklabruck	3283	Starzinger GmbH & Co KG
14d	Vöcklabruck	3283	Starzinger GmbH & Co KG
15	Salzburg- Umgebung	1303582	Fischzuchtanlage Kreuzstein

Tab. 3.

Bedeutende Wasserentnahmen auf Blatt 65 Mondsee nach den Wasserbüchern der Bezirksverwaltungsbehörden (vgl. Fototafel 5).

Name der Entnahmeorte	Entnahmeort in Katastralgemeinde	Ausgewählte Mengenangaben aus der Urkundensammlung des Wasserbuches
Brunnen Roitham	Seewalchen	Wasserrecht: max. 16 Stunden am Tag, 2.040 m ³ /d bzw. max. 35 l/s.
Brunnen Rosenau	Seewalchen	Aufgrund der Pumpe können max. 11,1 l/s bzw. 40 m ³ /h entnommen werden.
Auerholz-Brunnen	St. Lorenzen	Es können max. 30 l/s entnommen werden.
Gasser- oder Achleitnerquellen	Tiefgraben	Schüttung: 2,5–25 l/s, im Mittel 7 l/s.
Manzenbergerquellen	Tiefgraben	Schüttung Quellen 1–5: 1–10 l/s, im Mittel 4 l/s.
Brunnen	Frankenmarkt	Schüttung Quelle 6: 0,7–2 l/s. Wasserrecht: 900 m ³ /d bzw. max. 11,2 l/s.
Moosquelle	Frankenmarkt	Wasserrecht: 587,5 m ³ /d bzw. max. 6,8 l/s.
Brunnen Weißenbach	Steinbach am Attersee	Wasserrecht: 800 m ³ /d bzw. 9,5 l/s.
a) Kremlachbach-, b) Viehholz- und c) Aurachkarquellen (letztere liegt knapp außerhalb des Kartenblattes)	Steinbach am Attersee	Mittlere Gesamtschüttung: 13–15 l/s, Min. Gesamtschüttung: 5 l/s.
Tiefbrunnen	St. Georgen im Attergau	Wasserrecht: 3.500 m ³ /a für Nutzwasserzwecke, 100 m ³ /d bzw. 13,9 l/s im Notversorgungsfall.
Brunnen Reichthalheim	Walchen	Wasserrecht: 16 l/s bzw. 860 m ³ /d bzw. 300.000 m ³ /a.
Brunnen Aumühle Eggenberger Wald 1 und 2	Eggenberg	Wasserrecht: 150 l/s.
Steinmühlquelle	Weißkirchen	Schüttung 1974–1978: min. 29 l/s, max. 82 l/s, Jahresmittel 38–65 l/s.
Brunnen 2	Frankenmarkt	Wasserrecht: 6 l/s bzw. 518,4 m ³ /d.
Brunnen 3	Frankenmarkt	Wasserrecht: 4,9 l/s, dabei aus dem oberen Horizont 2,5 l/s und aus dem unteren Horizont 2,4 l/s.
Brunnen 4	Frankenmarkt	Wasserrecht: 5 l/s für Brunnen 4 bzw. 991,1 m ³ /d Gesamtkonsens für alle Brunnen zusammen.
Brunnen 5	Frankenmarkt	Wasserrecht: 7 l/s.
Brunnen	Oberburgau	60 l/s.

10. Mineralische Rohstoffe

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

10.1. Erz, Kohle

Im Bereich des Kartenblattes sind keine wirtschaftlich relevanten Erz- und Kohlevorkommen bekannt. Der Bergbau-/Haldenkataster der Geologischen Bundesanstalt verzeichnet lediglich zwei Lokalitäten mit einem Erz- und einem Kohlenschurfbau (SCHEDL et al., 2001).

Nordöstlich des Schafberges bestand im Gebiet der sogenannten Eisenau ein kleiner alter, historisch aber nicht genau einzuordnender Eisenschurfbau (FREH, 1949). Der Schurfbau war auf linsen- bis lagerförmige limonitische Vererzungen innerhalb des Hauptdolomits angesetzt. Eine lokale Verarbeitung ist durch zahlreiche Schlackenfunde im Bereich der Eisenaauer Alm belegt.

Unmittelbar nördlich von St. Gilgen befand sich in der Nähe des Plomberggutes ein kleiner Schurfbau auf Glanzbraunkohle, der hier an geringmächtigen Kohlenflözen innerhalb von Gosau mergeln angesetzt war. Die Schurfarbeiten wurden 1867 mittels eines Stollens und eines Schachts begonnen und mit vielen Unterbrechungen ohne Erfolg bis zum Jahr 1918 fortgesetzt (GÜNTHER & TICHY, 1980).

10.2. Steine, Erden, Industrieminerale

Die Bestandsaufnahme der Abbaustellen und die Untersuchung der Vorkommen von Baurohstoffen und Industriegesteinen gehen für den Salzburger Anteil des Blattes auf die Arbeiten zur geologischen Erkundung von Lockergesteinen im Bundesland Salzburg (MÜLLER, 1982, 1983; MÜLLER et al., 1982; SCHRAMM, 1985, 1986; SCHRAMM et al., 1983), von Karbonatgesteinen (LOBITZER et al., 1981) und die alle Rohstoffe betreffenden Arbeiten zum Salzburger Rohstoffsicherungskonzept (FÜRLINGER, 1997; FÜRLINGER et al., 1989) zurück. Im oberösterreichischen Teil des Blattes basiert die spezielle Untersuchung der Karbonatgesteine auf POSCHER et al. (1987), die Bestandsaufnahmen der Abbaue wurden von der Geologischen Bundesanstalt durchgeführt (LETOUZÉ-ZEZULA et al., 1990, 1999–2000; ZEZULA et al., 1981). Aktualisierungen erfolgten im Zuge bundesweiter Projekte (MOSHAMMER & MALECKI, 1994; MOSHAMMER, 1999; REITNER & HEINRICH, 1992), des Weiteren im Zuge der Arbeiten an der Lockergesteinskarte (POSCH-TRÖZMÜLLER et al., 2005; HEINRICH et al., 2004, 2013; UNTERSWEIG et al., 2008, 2013) und am Österreichischen Rohstoffplan (HEINRICH, 2012; PFLEIDERER et al., 2012) sowie anlässlich von Anfragen, Exkursionen und der Aufarbeitung von Literatur (SPERL, 1984 – mit vielen sedimentpetrografischen Analysen; STRAKA, 2001) und Verfahren nach dem Mineralrohstoffgesetz im Lagerstättenarchiv („Steinbruchkartei“) der Geologischen Bundesanstalt. Zusätzlich wurde im Frühjahr 2013 eine Durchsicht aktueller Orthofotos der Salzburger und der Oberösterreichischen Landes-GIS-online Datenbestände sowie anhand von Microsoft® Bing™ Maps durchgeführt.

10.3. Lockergesteine

10.3.1. Kies und Sand

Das breite Spektrum des Kartenblattes an quartären Sedimenten enthält eine Reihe von rohstoffgeologisch bedeutsamen Lockergesteinsvorkommen. Darauf weisen knapp 80 im Archiv notierte Abbaustellen hin, wovon der größte Teil jedoch nicht mehr in Betrieb ist. Begehrte Lockergesteinsvorkommen waren insbesondere

die Riß- und Würm-Endmoränen (Leg. Nr. **33**, **25**), untergeordnet auch die Mindel-Endmoräne (Leg. Nr. **40**). Die großen Abbaue in der Würm-Endmoräne (Leg. Nr. **25**) längs der Umfahrungsstraße von St. Georgen sind schon einige Zeit eingestellt. Ein bedeutender, in Ausdehnung begriffener Abbau liegt aber in der Würm-Endmoräne bei Riedschwandt im Oberwanger Lobus.

In einem Eisrand-Staukörper (Würm, Leg. Nr. **19**) liegt der in der Karte verzeichnete Abbau bei Moos, er ist nicht mehr aktiv. Ein aktiver und ein periodisch aktiver Abbau liegen in den Deltaablagerungen (Würm, Leg. Nr. **18**) des Äußeren Weißenbaches zum Attersee. Der in der Karte verzeichnete Abbau bei St. Lorenz, ebenfalls in Deltaablagerungen, ist nicht mehr in Betrieb und inzwischen rekultiviert.

Für eine Nutzung der in vielen Voralpen- und Vorlandtälern hochqualitativ ausgebildeten Niederterrassenschotter finden sich hier kaum Hinweise, das liegt offensichtlich an der Flysch-dominierten Zusammensetzung der Schotter (vgl. Text zu Leg. Nr. **24**), ein Abbau liegt nordöstlich Reichenenthalheim. Große, bedeutende Abbaue finden sich erst weiter flussabwärts außerhalb des Kartenblattes, etwa bei Regau, nach einer qualitativen Auslese durch den längeren Transport. Aus den Hochterrassenschottern (Leg. Nr. **31**) und Vorstoßschottern (Leg. Nr. **36**), ebenfalls mit Flysch-Dominanz unter den Komponenten, sind jedoch einige aufgelassene Abbaustellen durch die systematische Beschreibung von SPERL (1984) bekannt. Allerdings sind hier die Kiese vielfach konglomeriert, sodass sie in der Karte als Steinbruch eingetragen sind, wie z.B. die Abbaue bei Hötzing und Reichenenthalheim. Weitere alte Hochterrassen-Abbaustellen sind u.a. aus dem Raum Witzling-Unteralberting, Hussenreith und Mösendorf bekannt. In der Riß-Endmoräne (Leg. Nr. **33**) bei Gallbrunn wird noch bei Bedarf Baumaterial abgebaut. Ein weiterer Bedarfsabbau ist im Eisrand-Staukörper des Mindel (Leg. Nr. **37**) mit sandigen, groben und teilweise verfestigten Sedimenten am Ehrenbichl angelegt. Die beiden in der Karte verzeichneten Kiesgruben bei Mühlberg liegen in Günz-Vorstoßschottern (Leg. Nr. **43**), sie sind außer Betrieb.

Die heute wichtigste Lockergesteinsquelle dürften aber die jungen Schuttkegel (Leg. Nr. **8**) und Schwemmkegel (Leg. Nr. **7**) mit karbonatischen, meist dolomitisches Einzugsgebieten sein. Dabei ist vor allem der große, aktive Abbau Almstube im spätglazialen Schwemmfächer des Mahdsöldengrabens ost-südöstlich Weißenbach zu nennen, der ausführlich von STRAKA (2001) untersucht und beschrieben wurde. Demnach ist der Schwemmkegel zu einem guten Teil aus Rinnenfüllungen aufgebaut, die sich murenartig abgelagert haben, erst gegen Ende der Sedimentation treten vermehrt feinkörnige, geschichtete Sedimente auf. In dem als Kiesgrube eingetragenen Abbau wird heute zu etwa 20 % Lockergestein abgebaut und zu etwa 80 % Festgestein. Das Material wird vorwiegend für den Straßenbau eingesetzt, Steine und Splitt finden im Gartenbau Verwendung. Weitere von Hauptdolomit dominierte Hangschuttbereiche (Leg. Nr. **8**) liegen südlich St. Gilgen und bei Weißenbach, die entsprechenden Abbaue sind jedoch seit einigen Jahren eingestellt. Eingestellt ist auch der Abbau im Hangschutt von Oberburgau.

Obgleich keine lokalen mineralischen Rohstoffe verwendet wurden, sei hier erwähnt, dass in Freudenthal von 1716 bis 1942 eine bedeutende Glasfabrik bestand. Demnach wurde früher Quarzsand aus dem Hausruck, später aus Sachsen verarbeitet, die wesentlichsten Produkte waren Medizin- und Apothekengläser. An die Geschichte der Fabrik erinnert der Themenweg „Das gläserne Tal“ zwischen Weiskirchen und Freudenthal.

10.3.2. Ton

Vor allem im Bereich der feinstoffreichen Grund- und Endmoräne des Riß (Leg. Nr. **35**, **33**) wurden bei der Bestandsaufnahme 1980 mehrfach Hinweise auf Lehm-

und Mergelgruben notiert, die aber bereits damals außer Betrieb und zumeist rekultiviert waren. Ein eindeutiger Hinweis auf Ziegelerzeugung liegt nicht vor.

10.4. Festgesteine

10.4.1. Karbonatrohstoffe

Hellgrauer, oftmals dolomitischer Wettersteinkalk (Leg. Nr. **81**) wurde am Südstrand des Mondsees (Oberburgau) und vor allem am Südrand des Attersees (Unterborgau) gewonnen. Mehrere Brüche zwischen Mühlleiten und Weißenbach lieferten Material für den lokalen Straßenbau, die Wildbachverbauung und für Branntkalk. Der große, noch deutlich erkennbare Bruch beim Kaiserbrunnen ist schon lange außer Betrieb. In jüngerer Zeit aktiv war der Abbau der Fa. Riedl am Ausgang des Weißenbachtals, er produziert Straßenschotter und Wasserbaustein. Um das Jahr 1999 wurde dieser Abbau, der im Ostbereich auch Hauptdolomit erfasste, aufgrund von Raumnutzungskonflikten eingestellt. Seine Aufbereitungsanlage ist jedoch weiterhin aktiv und wird mit einem vergleichbaren Wettersteinkalk aus dem 8 km östlich gelegenen Höllbachgraben beschickt.

Wie chemische Analysen einzelner, punktförmig verteilter Proben in Ober- und Unterburgau zeigen, weist dieser Wettersteinkalk sehr wenig nichtkarbonatische Substanz auf ($< 1\%$) (LOBITZER et al., 1981). Weiters zeichnet ihn ein meist hoher Dolomitisierungsgrad aus, weshalb er oft als Dolomit angesprochen wurde. Im Steinbruch in Weißenbach zeigen POSCHER et al. (1987), dass kalkreiche Partien, die etwa 96% CaCO_3 aufweisen, wenige Dekameter mächtig sind und konkordant im stratigrafischen Verband dieser sonst wechselnd dolomitierten Kalksteine auftreten. Der gesamte Wetterstein-Kalkzug weist einen tektonisch komplizierten Lagenbau auf, der die Lokalisation der rein kalkigen Teile nur mittels Detailuntersuchungen ermöglicht. Die Helligkeit des Wettersteinkalkes erreicht einen Farbwert (Hellbezugswert bei D 65/10° CIE 1964) von etwa Y 88 (MOSHAMMER, 1999; POSCHER, 1993).

Wettersteindolomit (Leg. Nr. **79**) stellt einen hochwertigen Dolomitrohstoff dar. Er tritt in Arealen im Weißenbachtal auf, die nach POSCHER et al. (1987) den oberen Wettersteinkalk vertreten. Aufgrund von Übersichtsuntersuchungen, u.a. im Mahdgraben, ist der Dolomit geochemisch sehr rein ($< 1\%$ Nichtkarbonat, CaO/MgO 1,34 bis 1,43) und von relativ heller Farbe (Y ca. 85). Den Dolomitflanken sind monomikte Dolomitschuttfächer vorgelagert, die in geochemischer Hinsicht nahezu die hochwertige Qualität des Festgesteins erreichen. Sie werden abgebaut und dienen u.a. zur Erzeugung von Fertigbetonteilen durch die Fa. Nöhmer. Große Verbreitung erreicht der Wettersteindolomit weiters zwischen Eibenseeabach und Mühlbach. Auf die hochwertige Rohstoffqualität dieses Vorkommens im westlichen Kartenbereich weist der außerhalb des Kartenblattes gelegene Tagbau der Fa. Webersberger hin, die den Dolomit zur Herstellung verschiedener Putze- und Mörtelsorten verwendet.

Hauptdolomit (Leg. Nr. **77**) wurde zur Herstellung von Straßenbaumaterial im ehemaligen Abbau der Fa. Riedl in Weißenbach gebrochen.

Plattenkalk (Leg. Nr. **76**) wird in dem großen, in Erweiterung begriffenen Steinbruch östlich der Straße Scharfling–St. Gilgen an der Forststraße in den Kienbachgraben durch die Fa. Hemetsberger abgebaut.

Adneter Kalk, Enzesfelder Kalk (Crinoiden-, Brachiopoden, Cephalopodenkalk; Lias; Leg. Nr. **70**): Als „Schwarzensee-Marmor“ (früher auch als „Straubinger Marmor“ bekannt) wird eine auf den Oberrhätalk folgende sedimentäre, in-situ-Kalkbrekzie des Unterjura bezeichnet. Sie ist in ihrer charakteristischen Ornamentierung, die auf ihrer Zusammensetzung aus Rotkalk, Oberrhätalk und Hierlatzkalk

beruht, einmalig. Das Vorkommen ist kleinräumig und erreicht maximal 5 m Mächtigkeit. Eine eingehende Beschreibung dieses Vorkommens geben MOSHAMMER & LEUPRECHT (2005). Der Steinbruch befindet sich auf der Grafenalm und wird von der Fa. Kienesberger periodisch genutzt. Kleine ältere Abbaustellen liegen im nahen Umfeld. Frühe Steinmetzarbeiten dieses dekorativen Gesteins finden sich in den Stiftsgebäuden in Mondsee und St. Florian, sowie in den Pfarrkirchen von St. Wolfgang und Irrsdorf. In der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts wurde der Abbau durch die Fa. Steller in Linz erneut eröffnet und sein Rohstoff zur Ausgestaltung von Kirchen (z.B. Pfandl), zur Restaurierung des Wiener Burgtheaters (Foyer), im Allgemeinen Krankenhaus Linz u.v.a. verwendet (KIESLINGER, 1964, 1972). Gegenwärtig wird das Gestein mittels Diamantseiltechnik sehr sorgfältig gewonnen und zu Platten, Massivarbeiten und Profiltteilen verarbeitet.

Plassenkalk (Leg. Nr. 67) ist sowohl aufgrund hoher geochemischer Reinheit, als auch hinsichtlich seiner Helligkeit ein prädestiniertes Industriegestein und zur Herstellung hochwertiger Füllstoffe geeignet (MOSHAMMER, 1999). Dies untermauern auch Testproben aus den Vorkommen nördlich des Wolfgangsees, die einen CaCO_3 -Gehalt von ca. 99 % und einen Helligkeitswert Y von ca. 90 aufweisen. Jedoch schließen die siedlungsnah Lage und die Kleinräumigkeit eine Nutzung dieser Vorkommen (Hochzeitskreuz, Steinklüfte-Plombergstein) aus. Die „Steinklüfte“ südlich Plombergstein (Kote 830 m) stellen abgestürzte Felsmassen aus Plassenkalk dar, aus denen der „Plomberg-Stein“ gewonnen wurde (KIESLINGER, 1964), aus dem die gotischen Torgewände des Kirchturms und das 1924 gearbeitete Kriegerdenkmal von St. Gilgen bestehen.

10.4.2. Sandsteine

Im Archiv finden sich Hinweise auf vereinzelte Steinbrüche in der Rhenodanubischen Flyschzone, alle sind außer Betrieb. Die Brüche nördlich Thalham und südlich Haslau liegen in Sandsteinen der Zementmergelserie (Leg. Nr. 52), der Bruch beim Saurüssel in der „Mürbsandstein“ führenden Folge (Leg. Nr. 47) und der Haltgrabenbruch in der Unteren Sandsteinfolge (Leg. Nr. 50). Das Material des letzteren war angeblich qualitativ mangelhaft und wurde nur in Ermangelung besseren Gesteins für den lokalen Waldwegebau eingesetzt.

11. Höhlen, Moore und Naturdenkmale

11.1. Höhlen

(R. PAVUZA)

Das Kartenblatt Mondsee wird in höhlenkundlicher Hinsicht von den Kataster führenden Landesvereinen für Höhlenkunde in Oberösterreich bzw. Salzburg (letzterer ist für das südwestliche Kartenviertel zuständig) betreut, wobei sich die Arbeitsgebiete an den Katastergruppen des Österreichischen Höhlenverzeichnisses und nicht an den Landesgrenzen orientieren.

Mit Stand November 2013 waren auf dem Blattbereich gerade einmal zehn Höhlen bekannt, alle liegen im Bereich der Nördlichen Kalkalpen. In der Flyschzone sind trotz eines gewissen Potenzials (etwa durch Hangbewegungen) bislang noch keine Höhlen entdeckt worden. Die Höhlen finden sich dabei in dreien der insgesamt zehn Katastergebiete, die auf dem Kartenblatt – mitunter allerdings nur marginal – vertreten sind.

Die bedeutendste und längste Höhle des Kartenblattes ist die fast einen Kilometer lange Klausbachhöhle (1532/2) in der Drachenwand oberhalb des Mondsees. In dieser Wasser führenden Höhle fanden sich subrezente Knochenreste, aber auch Spuren des Menschen der Hallstatt- und Latènezeit. Die Höhle stellt auch ein bedeutendes Fledermaus-Winterquartier dar. Seit 1971 ist sie als Naturdenkmal geschützt. In der im Hauptdolomit angelegten Höhle trifft man hinter sehr niedrigen, schichtgebundenen Eingangsbereichen auf hohe, kluftgebundene und Wasser führende Hallen. Die höchsten bisher befahrenen Abschnitte liegen dabei fast 60 m über dem Eingang.

In derselben Katastergruppe (1532 – Schober) ist noch das 65 m lange Nixloch (1532/1), ebenfalls in der Drachenwand gelegen, zu erwähnen. Hier wurden im 19. Jahrhundert Reste von Braunbär, Wolf und Wildkatze gefunden.

Eher spektakulär als höhlenkundlich bedeutend ist das „Loch in der Drachenwand“ im Gipfelbereich.

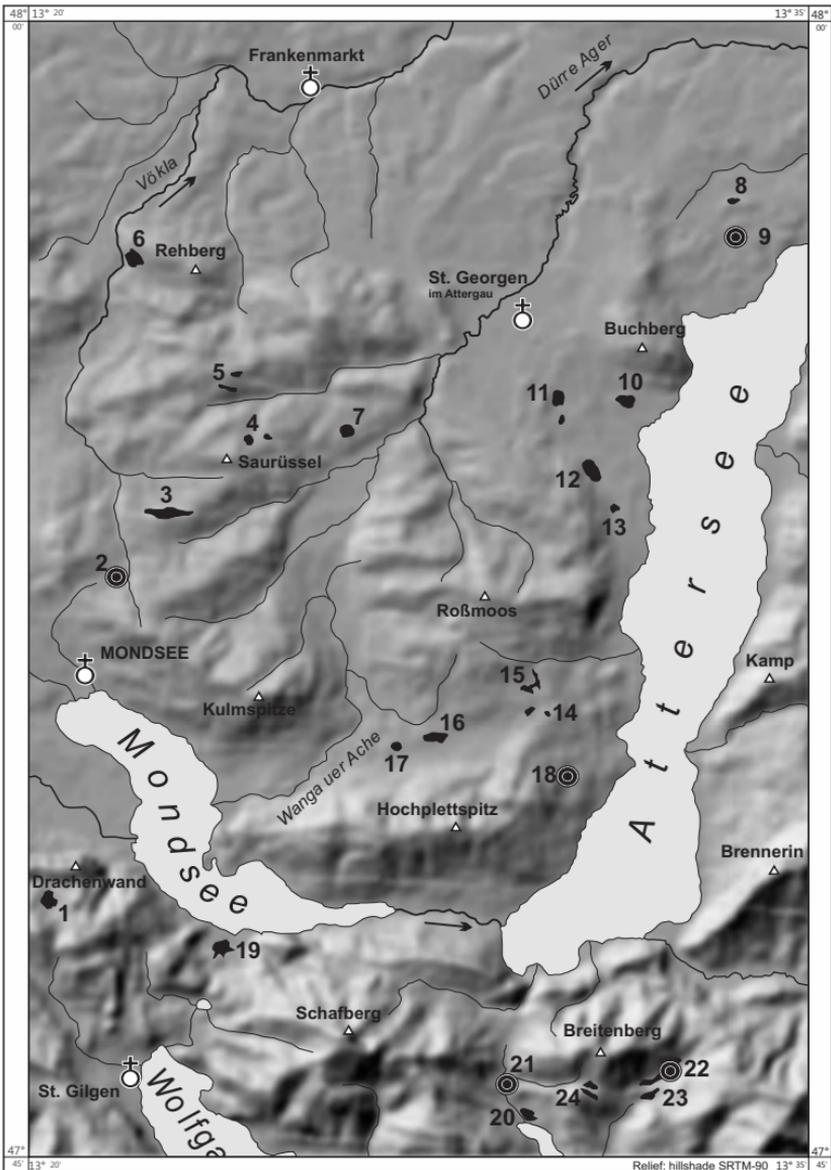
In der Katastergruppe 1531 (Schafberg) kennt man derzeit vier Höhlen auf dem vorliegenden Kartenblatt. Die längste davon ist das Wetterloch (1531/2) mit etwas über 300 m Ganglänge. Die deutlich bewetterte Höhle (daher der Name) wurde gegen Ende des 19. Jahrhunderts als Schauhöhle – sogar mit elektrischer Beleuchtung – ausgebaut, doch musste der Betrieb aus Rentabilitätsgründen bereits 1906 wieder eingestellt werden.

Schließlich ist der Westteil des höhlenreichen Höllengebirges (Katastergruppe 1567) auf dem Kartenblatt mit zwei Höhlen vertreten. Im gesamten Höllengebirge sind derzeit 116 Höhlen erforscht worden, von denen die längste, die über 5,6 km lange Hochlecken-Großhöhle (1567/29), 3 km östlich des Kartenblattes liegt. Auf dem Kartenblatt Mondsee sind die 80 m lange Fledermaushöhle (1567/18) oberhalb von Weißenbach sowie der Gamskeller auf der Brennerin (1567/23) bekannt geworden.

11.2. Moore

(I. DRAXLER)

Aus geologisch-bodenkundlicher Sicht werden Moore als Torflager mit einer Mindestmächtigkeit von 30 cm und mit einem Mindestgehalt von 30 % toter organischer Substanz definiert. Moore sind auch regen- oder grundwasserabhängige Ökosysteme über Torf mit standortstypischer Pflanzen- und Tierwelt. Moore sind



im Text beschriebene Moore

Bohrung, palynologisches Profil

Abb. 28.
Lageplan der Moore auf Kartenblatt Mondsee.

durch einen ständigen Wasserüberschuss gekennzeichnete Lebensräume, in denen sich unter Sauerstoffabschluss Pflanzenreste erhalten und zu Torf anreichern. Es werden auch Millionen Pollenkörner, Asche und Staub eingeweht und konserviert. Durch verschiedene Analysemethoden erhält man Daten über Veränderungen der Umwelt und der Landschaft seit dem Ende der Eiszeit. Moore sind daher Archive von unschätzbarem Wert.

Nr.	Name	Gemeinde	Naturraum	Geomorphologie
1	Wildmoos beim Eibensee	Fuschl am See (Sbg)	Kalkalpen	Hochtalboden
2*	Hochmoos oder Wiehmoos, Wildmoos	Tiefgraben (OÖ)	Flyschzone	Zungenbecken Sattelvebnung
3	Hagereremoos	Tiefgraben (OÖ)	Flyschzone	flacher Hang
4°		Straß im Attergau (OÖ)		
5°		Straß im Attergau (OÖ)		
6°		Weißkirchen im Attergau (OÖ)		
7	Föhramoos	Straß im Attergau (OÖ)	Flyschzone	Mulde
8	Egelsee zwischen Steindorf und Kemating	Seewalchen am Attersee (OÖ)	Ager-Trauntal	Mulde
9*	Gföhret oder Gerlhamermoor	Seewalchen am Attersee (OÖ)	Mondsee- Atterseemulde	Seebecken Zungenbecken hinter Endmoräne
10	Reinhallermoos oder Reintahlermoos	Attersee (OÖ)	Mondsee- Atterseemulde	flacher Hang
11^		Straß im Attergau (OÖ)		
12^		Attersee (OÖ)		
13^		Attersee (OÖ)		
14	Moor bei Oberpromberg Rotmoos	Nußdorf am Attersee (OÖ)	Flyschzone	geschlossene Mulde
15	Moor bei Schweibern	Oberwang (OÖ), Nußdorf am Attersee (OÖ)	Flyschzone	Hangverflachung
16	Föhramoos, Föhramoos, Moos	Oberwang (OÖ)	Flyschzone	Rückenvebnung
17	Haslauermoos	Oberwang (OÖ)	Flyschzone	Kuppenvebnung
18*	Egelseemoor bei Misling	Unterach am Atter- see (OÖ)	Flyschzone	Mulde in Massen- bewegung

Schutz	hydrologischer Moortyp	Seehöhe	Untergrund	ha
LSG	Überrieselungsmoor	930	Ton	3,6
NSG	Regenmoor	790	Moräne	17,7
–	Feuchtwiese	820–860	mergelige Tone Flysch	
–	Waldmoor Niedermoor Übergangsmoor	660	Moräne	
–	–	530	Moräne	1,5
NSG	Verlandungsmoor mit Übergangsmoor	520	Seeton Seekreide	15
NSG	Quelltuffried	500	Moräne	2
			Moräne	
			Moräne	
			Moräne	
–	Übergangsmoor Kesselmoor	740	Moräne	0,5
–	Durchströmungsmoor	715	Moräne	2,3
–	Regenmoor-Restfläche	635	Moräne	10,3
NSG	Regenmoor	615	Moräne	2,6
NSG	Verlandungsmoor Schwingrasen Durchströmungsmoor Übergangsmoor	624	Flyschsedimente	6

Nr.	Name	Gemeinde	Naturraum	Geomorphologie
19	Egelsee bei Scharfling	Unterach am Attersee (OÖ), St. Gilgen (Sbg)	Mondsee	Bucht des Mondsees zwischen Schwemmkegeln
20	Moosalm S-Bacheralm	St. Wolfgang im Salzkammergut (Sbg)	Schafberg/Höllengebirge	glazial geformter Hochtalboden
21*	Moosalm Mitte E	St. Wolfgang im Salzkammergut (Sbg)	Schafberg/Höllengebirge	glazial geformter Hochtalboden
22*	Moor beim Haleswiessee	St. Wolfgang im Salzkammergut (Sbg)	Schafberg/Höllengebirge	Karsthohlforn
23	Moor bei der Pichleralm	St. Wolfgang im Salzkammergut (Sbg)	Schafberg/Höllengebirge	Quellmulde vom Rußbach
24	Moor nördlich Hoheneck	St. Wolfgang im Salzkammergut (Sbg)	Schafberg/Höllengebirge	Quellmulde Breitenbergergraben

Tab. 4.

Moore im Bereich des Kartenblattes ÖK 65 Mondsee. Flächenangaben nach KRISAI & SCHMIDT (1983) und STEINER (2001).

* Bohrung, palynologisches Profil, ° Vernässungszonen in Hanglage, ^ Moorflächen entwässert und kultiviert.

Moore sind in der Kartenlegende mit den Signaturen 9 (sumpfige Wiese, Niedermoor) und 10 (Hochmoor) eingetragen. Feuchtwiesen, „sumpfige“ Wiesen entstehen meist durch Rodung von Erlenbruchwäldern natürlicher Niedermoore.

Aufgrund der eiszeitlichen Überformung der Landschaft durch den westlichen Zweig des Traungletschers (VAN HUSEN, 1987) und der Wasser stauenden Sedimente der Flyschzone und der Moränenbedeckung haben sich an vielen Stellen des Kartenblattes in den Tallagen und auf Hängen im Postglazial Moore gebildet. Die hohen Niederschläge (1.000–1.700 mm Jahresniederschläge je nach Höhenlage in randalpinen Staulage) haben auch zur Entwicklung von Hochmooren geführt. Es sind Nieder-, Übergangs- und Hochmoore anzutreffen. Latschenbedeckte Hochmoore sind selten und fast nur mehr in Restflächen erhalten. Die vielen Ortsbezeichnungen mit Moos deuten auf die früher weite Verbreitung der Moore in der Flyschzone zwischen Mondsee und Attersee hin. Durch Entwässerung für Torfgewinnung, Land- und Forstwirtschaft wurden die meisten Moore verändert oder sind verschwunden und in intensiv genutzte Fettwiesen umgewandelt oder aufgeforstet worden. Durch Entwässerung wird Torf belüftet und zersetzt. Torfstich wird nicht mehr betrieben.

Die eingetragenen Moorflächen im Siedlungsgebiet in der Grundmoränenlandschaft westlich des Attersees bei Stöttham und südlich von Erlath sind entwässert und kultiviert. Das Moor bei Stöttham wird von vielen künstlichen Gräben durchzogen und als Wiese genutzt. Die Torfschicht ist mehr als 2 m mächtig.

Das Moor südlich von Erlath liegt in einer Mulde innerhalb eines Golfplatzes. Es wird vom Ackerlingbach umflossen und durch einen Graben entwässert. Restflächen mit Rohrkolben, Seggen und Schilf sind noch vorhanden. Randlich wurde eine Torfschicht von ca. 2 m festgestellt. Eine primäre Seephase ist wahrscheinlich.

Im Oberösterreichischen Moorkataster (KRISAI & SCHMIDT, 1983) sind 15 Moore dieses Kartenblattes mit der Vegetation im Hinblick auf den Naturschutz dieser gefährdeten Lebensräume genau beschrieben. Von der **Oberösterreichischen Umwelthanwaltschaft** sind Pläne 1:2.000 von Mooren mit genauen Grenzen und den

Schutz	hydrologischer Moortyp	Seehöhe	Untergrund	ha
NSG	Verlandungsmoor	482	Seeton	11 (Moor) 2,5 (See)
–	Regenmoor	720	Talfüllung	1
NSG	Komplexmoor mit Regenmoor	740	Talfüllung	2,3
–	Versumpfungsmoor	790	Moräne	15,5
–	Versumpfungsmoor	835	Bachssedimente	3,5
–	Versumpfungsmoor		Talfüllung	

OÖ = Oberösterreich, Sbg = Salzburg, NSG = Naturschutzgebiet, LSG = Landschaftsschutzgebiet.

Lage der Moore in Abb. 28.

umgebenden genutzten Wald- und Wiesenflächen erstellt worden. Im **Moorschuttkatalog** von STEINER (1992) und in der **Moordatenbank 2001** sind viele der Moore dokumentiert. Die meisten als Schutzgebiet ausgewiesenen Moore sind auch im **Feuchtgebietsinventar des Umweltbundesamtes** enthalten und beschrieben. Weitere Informationen in GAMERIT et al. (2007).

Moore wurden aufgrund der feuchtigkeitsliebenden und Torf bildenden Vegetationsdecke auf der Karte ausgewiesen. Die Zuordnung der auf der geologischen Karte eingetragenen Moore entspricht zum Teil nicht den Gegebenheiten. Die Grenzen der Moore sind nicht genau wiedergegeben. Detaillierte Informationen sind im Geographischen Naturschutzinformationssystem (**GENISYS**) enthalten und bei der **Naturschutzabteilung des Landes Oberösterreich** unter n.post@ooe.gv.at zu bekommen. Die Stratigrafie einiger Moore ist durch pollenanalytische Untersuchungen von Moorprofilen bekannt (DRAXLER, 1977; SCHMIDT, 1981; WIMMER, 1996).

Anmerkungen zu den bedeutendsten Mooren

Die Nummerierung der Moore bezieht sich auf den Lageplan in Abbildung 28 und korrespondiert mit jener auf Tabelle 4.

Hochmoos, Wiehlmoos oder Wildmoos (Nr. 2)

Dieses besterhaltene und größte Moor des Kartenblattes befindet sich an der NW-Seite des Mondseeberges, NNE von Mondsee, an der Wasserscheide zwischen Steinerbach und Vöckla in einem kleinen, von einem Seitenlobus des Mondsee-Irrseegletscherastes des Traungletschers geschaffenen Becken in 790 m SH auf einer sattelartigen Verebnung.

Von den 31 ha der Gesamtfläche sind 14 ha naturnah erhalten. 17 ha sind seit 1979 Naturschutzgebiet. Die mit Latschen und Torfmoosgesellschaften bedeckte Fläche ist im nördlichen Teil schwach gewölbt. Die Latschen sind besonders

am Rand auffallend hochwüchsig und dicht, im Zentrum locker wachsend und niedriger. Der Südteil ist gegen den Steinerbach leicht abfallend und schütter bewaldet mit Torfmoosen. Im Norden befindet sich ein kleiner ehemaliger Torfstich, im Südteil einige Gräben. Wie Bohrprofile zeigen ist der Torfkörper nahe vom nordwestlichen Laggbereich außergewöhnlich mächtig (> 7 m Hochmoortorf mit reichlich Holzresten!), im Zentrum dagegen nur mehr 6 m. Das Moor ist aus einem kleinen See durch Verlandung entstanden. Die Sedimentation im Spätglazial war gering. Mit einem Pollenprofil aus einer Bohrung wurde die spätglaziale und früh- bis mittelpostglaziale Vegetationsentwicklung erfasst (BOBEK & SCHMIDT, 1976; KRISAI & SCHMIDT, 1983).

Ein besonders wertvoller, vielfältiger Moorkomplex von landesweiter Bedeutung ist das **Gföhret** oder **Gerlhamer Moor** (Nr. 9) im Gemeindegebiet von Seewalchen nördlich von Gerlham in 520 m Seehöhe. Von 15 ha Gesamtfläche stehen 11,9 ha seit 1994 unter Naturschutz und wegen der Funde von Pfahlbauresten und Gegenständen aus der Bronzezeit (WILLVONSEDER, 1966) seit 1994 auch unter Denkmalschutz. 80 % der Moorfläche sind im Besitz der Naturschutzjugend.

Das Moor liegt in einer würmzeitlichen Grundmoränenwanne und ist aus einem flachen See durch Verlandung entstanden. Über der Grundmoräne liegen eiszeitliche Seetone und Seekreide. Der Torfkörper darüber setzt sich aus Resten von Sauergräsern und Torfmoosen zusammen.

Das Moorgebiet wurde durch Entwässerungsgräben und Torfstich vollständig verändert. Die Torfstichnutzung für die Brauerei Litzberg wurde schon vor dem Zweiten Weltkrieg eingestellt. Die ehemalige Torfstichfläche ist mit Birken und Fichten bewaldet, im Zentrum ist es ein Übergangsmoor mit Hochmoorarten und Büschen. Die übrige Moorfläche sind artenreiche Niedermoorwiesen mit Seggenbeständen und Streuwiesen mit Pfeifengras. Die Torfmächtigkeit beträgt bis zu 3 m. Der Beginn des Torfwachstums wurde aufgrund eines ¹⁴C-Datums mit 6.490 ± 70 BP festgestellt (kalibriert 5450–5330 Jahre BC) und fällt nach den pollenanalytischen Untersuchungen in die Zeit der Buchen/Tannenausbreitung (WIMMER, 1996).

Auf dem Weg um das Moor steht ein Informationspavillon mit mehreren bunten Tafeln, auf denen die Tier- und Pflanzenwelt sowie der Wert und die Entstehung dieses Moores und das Pollenprofil erklärt werden. Es werden auch Moorführungen angeboten.

Das **Moor bei Oberpromberg** (Nr. 14) ist ein Übergangsmoor in einer abflusslosen Mulde, ein typisches Kesselmoor. Kleinflächig mit fast kreisförmigem Umriss, und tiefgründig mit > 2,50 m Torfmächtigkeit. Der Torf ist wenig zersetzt und enthält Holzlagen. Durch Mahd und Bepflanzung mit Bäumen ist das Moor beeinträchtigt. Die für Kesselmoore typische Zonierung in von den Oberflächenwässern abhängige (minerotraphente) Vegetation im Randbereich, und die regenwasserabhängige (ombrotrophente) mit Hochmoorarten im Zentrum ist erhalten (Abb. 29).

Das **Föhramoos** (Nr. 16), Föhramoos oder Moos westlich von Oberaschau, Gemeinde Oberwang, ist ein Wasserscheiden-Hochmoor zwischen Riedlbach und Grömerbach mit Latschen und typischer Vegetation nur mehr auf einer Restfläche im SW, durch viele Entwässerungsgräben hydrologisch gestört und mit vorwiegend degradierten Vegetationsbeständen. Für das Moorentwicklungskonzept Oberösterreich der Oberösterreichischen Umweltschutzbehörde wurde aus Naturschutzgründen im Jahr 2008 eine genaue Erhebung der Moorgesichte, des Moorzustandes, der Flora und der Vegetation durchgeführt (www.ooe-umweltschutz.at).



Abb. 29.
Moor bei Oberpromberg, Blickrichtung Süden. Foto: D. VAN HUSEN.

Das **Haslauermoos** (Nr. 17) ist ein größtenteils kultiviertes, als Moorwiese bewirtschaftetes kleines Wasserscheiden-Hochmoor mit Restbeständen von standortstypischer Vegetation und seit 2003 Naturschutzgebiet.

Egelseemoor (Nr. 18)

Das Naturschutzgebiet Egelseemoor um den gleichnamigen kleinen Moorsee ist ein Komplex aus Schwingrasen am Ufer, Niedermoor und Waldmoor. Die Vegetation ist von RICEK (1983) ausführlich beschrieben. Ein Profil und ein Pollendiagramm aus dem Uferbereich geben Aufschluss über die Abfolge der Verlandung vom Beginn im Spätglazial an (BOBEK & SCHMIDT, 1975; KRISAI & SCHMIDT, 1983).

Die Niedermoorfläche beim **Egelsee in Scharfling** (Nr. 19) liegt in einer vermoorten Bucht des Mondsees, wird noch als Streuwiese einmal spät im Jahr gemäht und gehört zur Uferschutzzone.

Moosalm-Moorkomplex, Gemeinde St. Wolfgang

In der Furche des Schwarzensees, östlich des Schafbergmassivs, haben sich in der vom Traungletscher ausgeschürften Mulde über stauenden Spätglazialtonen Moore gebildet. Zu den Moosalm-Mooren gehört im Nordteil ein artenreiches Kalk-Niedermoor mit besonders vielfältigen Pflanzengesellschaften. Im Süden liegen östlich und westlich des Moosbaches zwei kleine Hochmoore mit uhrglasförmiger Wölbung und typischer Vegetation aus Torfmoosgesellschaften und Latschen, umgeben von Niedermoor. Die Pflanzengesellschaften dieser Moorstandorte sind von KAISER (1992) genau beschrieben worden. Die genannten Moore des Almbietes der „Moosalm“ stehen seit 2006 unter Naturschutz (BRANDS, 2006).

Moosalm Mitte E (Nr. 21)

Das auf der Karte eingetragene östliche Hochmoor zeigt besonders deutlich die Zonierung in Hochfläche, Randgehänge und Randsumpf (Lagg). Nach den pollenanalytischen Untersuchungen eines Moorprofils ist das Moor nach der Verlandung eines Schmelzwassersees im Spätglazial entstanden und stellt damit ein besonders wertvolles Archiv der Vegetations- und Klimageschichte der Spät- und Nacheiszeit dieser Region dar (DRAXLER, 1977; SCHMIDT, 1981). Die Torfmächtigkeit beträgt 4,65 m, davon sind 3,95 m Hochmoortorf. Außerhalb des Naturschutzgebietes

befindet sich nahe am Ufer des Schwarzensees ein weiterer Moorkomplex aus Hoch- und Niedermoor, der durch Entwässerungsgräben beeinträchtigt ist (Moosalm S-Bacherlalm, Nr. 20).

Haleswiessee-Moor (Nr. 22), Gemeinde St. Wolfgang

Sehr nasses Niedermoor in einer Karsthohlform, das keine Beeinträchtigung zeigt.

Ein Seebohrkern wurde für die Vegetationsgeschichte des Spät- und Postglazials pollenanalytisch ausgewertet (BOBEK & SCHMIDT, 1975).

Das **Reinthallermoos** (Nr. 10) oberhalb des Ortes Attersee ist ein Kalkquelltuffried mit Tuff bildenden Moosen und seltenen Pflanzen (z.B. Schwarze Knopfbirse), ohne Torfbildung und daher kein Moor. Es ist Naturschutzgebiet und Natura 2000 Gebiet. Es wird von einem auwaldähnlichen Bestand mit vielen natürlichen Wasserläufen umgeben. Nahe der Kletzlalmühle befindet sich eine kleine Kalktuffquelle am Hangfuß, umgeben von einem Streuwiesenrest.

Der **Egelsee zwischen Steindorf und Kemating** (Nr. 8) gehört ebenfalls nicht zu den Mooren, da sich um den Tümpel kein Torf gebildet hat.

11.3. Geologische Naturdenkmale

(TH. HOFMANN)

Laut Oberösterreichischem Naturschutzgesetz sind Naturdenkmale per Bescheid auszuweisen. Der Nachweis der Naturdenkmale erfolgt im s.g. „Naturdenkmalbuch“ mit fortlaufender Nummer. Das Naturdenkmalbuch ist sowohl bei der zuständigen Bezirkshauptmannschaft, als auch beim Amt der Oberösterreichischen Landesregierung (Abteilung Naturschutz) in Linz einsehbar. Eine Darstellung erfolgt zuletzt durch HOFMANN & KAPL (2011) bzw. durch SCHINDLBAUER & KAPL (2006).

Auf dem Kartenblatt Mondsee ist als einziges geologisch relevantes Naturdenkmal die 18 m hohe, W–E verlaufende freistehende „Harnischwand in St. Lorenz“ (amtliche Nummer OÖ-054; Bescheid: Agrar 450003-1442 vom 15.12.1966) ausgewiesen (Abb. 30). Sie liegt in der Gemeinde St. Lorenz an der Straße B 154 (km 23,8) zwischen Plomberg und Scharfling (RW: 453150 / HW: 296600) im obertriassischen Hauptdolomit (Leg. Nr. 77).

Dazu der Amtssachverständige Josef Schadler im Bescheid: „Beim Ausbau der Mondsee-Bundesstraße wurde im Jahre 1959 zwischen Plomberg und Scharfling eine senkrechte, auffallend glatte Felswand freigelegt. Es handelt sich um eine tektonische Bewegungsfläche [...] An der Mondseer Harnischwand verlaufen diese Rutschstreifen waagrecht, was beweist, daß bei der Gebirgsbildung horizontale, tangentielle Bewegungsvorgänge eine Hauptrolle spielen und nicht, wie man annehmen möchte, lotrechte Verschiebungen und steile Verwerfungen. [...] Angeführt sei, dass an der Oberkante der Harnischwand ein prachtvoller Gletscherschliff aufgedeckt wurde, der ebenfalls als ein seltenes Naturdenkmal zu qualifizieren ist.“ Dieser ist leider durch die natürliche Korrosion weitgehend zerstört worden.



Abb. 30.
Harnischwand am Südufer
des Mondsees (B 154). Ori-
entierung der Harnischfläche
200-210/85-90. Ein undeut-
licher Rest der Striemung im
östlichen Teil ist mit 300/05
orientiert. Vertikale Strei-
fen durch Regenwasser. Im
Hintergrund der Schafberg.
Blickrichtung SE. Foto: D. VAN
HUSEN.

12. Tiefbohrungen der Rohöl-Aufsuchungs AG

(H. SPERL)

Die Bohrungen sind alphabetisch geordnet mit den firmeninternen Kurzbezeichnungen in Klammer. Die Lage der Bohrungen ist in Gauß-Krüger-Koordinaten (GK, Meridian 31, R = Rechtswert, H = Hochwert) und mit der jeweiligen Seehöhe angegeben.

In den Schichtverzeichnissen werden die firmeninternen Namen der Schichtglieder verwendet. Eine Parallelisierung in Bezeichnung und Umfang mit den heute gebräuchlichen Formationen ist durch die Angaben in Kapitel 4.2. möglich.

Baum 1 (BAUM-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 14376 H 5313028
Meereshöhe des Bohrpunktes: 579 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 154 m: Quartär
154– 740 m: Helvetikum
740– 811 m: Flysch (Eozän)
811– 990 m: Haller Serie
990–1.315 m: Helvetikum
1.315–1.739 m: Obere Puchkirchner Serie
1.739–1.783 m: Helvetikum
1.783–2.144 m: Obere Puchkirchner Serie
2.144– o. Ang.: Untere Puchkirchner Serie

Brandham 1 (BHAM-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 13421 H 5313997
Meereshöhe des Bohrpunktes: 541 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 110 m: Quartär
110– 155 m: Vöcklaschichten
155–1.056 m: Haller Serie
1.056–1.108 m: Haller Basisschichten
1.108– o. Ang.: Obere Puchkirchner Serie

Brunwies 1 (BRW-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 1567 H 5318188
Meereshöhe des Bohrpunktes: 551 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 030 m: Quartär
030– 090 m: Kohleführende Süßwasserschichten
090– 501 m: Vöcklaschichten
501–1.198 m: Haller Serie
1.198–1.327 m: Haller Basisschichten
1.327– o. Ang.: Obere Puchkirchner Serie

Egg 1 (EGG-001)*

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 5281 H 5313155

Meereshöhe des Bohrpunktes: 626 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 160 m: Quartär

160– 659 m: Obere Puchkirchner Serie

659– 908 m: Haller Serie

908–1.088 m: Haller Basisschichten

1.088–1.354 m: Rupelium, Eozän und Kreide verschuppt

1.354– o. Ang.: Untere Puchkirchner Serie

Frankenmarkt 1 (F-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 7696 H 5316782

Meereshöhe des Bohrpunktes: 555 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 059 m: Quartär

059– 435 m: Vöcklaschichten

435–1.130 m: Haller Serie

1.130–1.256 m: Haller Basisschichten

1.256–2.050 m: Obere Puchkirchner Serie

2.050–3.110 m: Untere Puchkirchner Serie

3.110–3.246 m: Rupelium Tonmergelstufe

3.246–3.248 m: Eozän Lithothamnienkalk

3.248– o. Ang.: Kristallin

Gampern 1 (GP-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 15839 H 5316846

Meereshöhe des Bohrpunktes: 494 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 047 m: Quartär

047– 394 m: Vöcklaschichten

394–1.093 m: Haller Serie

1.093–1.193 m: Haller Basisschichten

1.193– o. Ang.: Obere Puchkirchner Serie

Hipping 1 (HIPP-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 6347 H 5314191

Meereshöhe des Bohrpunktes: 555 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 120 m: Quartär

120– 265 m: Vöcklaschichten

265–1.211 m: Haller Serie

1.211– o. Ang.: Obere Puchkirchner Serie

Jagdhub 1 (JAHU-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 1021 H 5312707
Meereshöhe des Bohrpunktes: 623 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 029 m: Quartär
029–1.129 m: Flysch Zementmergelerde
1.129–1.444 m: Ultrahelvetikum
1.444–2.530 m: Obere Puchkirchner Serie verschuppt
2.530–3.021 m: Untere Puchkirchner Serie verschuppt
3.021–3.787 m: Rupelium verschuppt
3.787–3.796 m: Lattorfium Fischeschiefer
3.796–3.841 m: Eozän Lithothamnienkalk
3.841–3.870 m: Eozän
3.870– o. Ang.: Permokarbon

Moos 1 (M-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 5652 H 5315379
Meereshöhe des Bohrpunktes: 549 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 070 m: Quartär
070– 380 m: Vöcklaschichten
380–1.189 m: Haller Serie
1.189–1.285 m: Haller Basisschichten
1.285–2.093 m: Obere Puchkirchner Serie
2.093–3.003 m: Untere Puchkirchner Serie
3.003–3.219 m: Rupelium Tonmergelstufe
3.219–3.225 m: Rupelium Basissand

Mühlreith 1 (MLRT-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 9230 H 5314680
Meereshöhe des Bohrpunktes: 565 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 124 m: Quartär
124– 375 m: Vöcklaschichten
375–1.237 m: Haller Serie
1.237–1.297 m: Obere Puchkirchner Serie
1.297–1.909 m: Puchkirchner Serie und Helvetikum verschuppt
1.909–2.325 m: Untere Puchkirchner Serie
2.325–2.442 m: Puchkirchner Serie verschuppt
2.442–3.024 m: Untere Puchkirchner Serie, Rupel und Eozän verschuppt
3.024–3.244 m: Rupelium verschuppt
3.244–3.252 m: Untere Puchkirchner Serie verschuppt
3.252–3.291 m: Untere Puchkirchner Serie und Rupel verschuppt
3.291–3.477 m: Rupelium Tonmergelstufe
3.477–3.488 m: Eozän Lithothamnienkalk
3.488–3.493 m: Eozän Sandsteinstufe

3.493–3.505 m: Eozän Limnische Serie
3.505–3.510 m: Cenomanium
3.510– o. Ang.: Kristallin

Mühlreith 2 (MLRT-002)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 10243 H 5314850
Meereshöhe des Bohrpunktes: 583 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 145 m: Quartär
145– 400 m: Vöcklaschichten
400–1.195 m: Haller Serie
1.195–1.255 m: Haller Basisschichten
1.255– o. Ang.: Puchkirchner Serie verschuppt

Mühlreith 3 (MLRT-003)*

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 8325 H 5315104
Meereshöhe des Bohrpunktes: 550 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 060 m: Quartär
060– 400 m: Vöcklaschichten
400–1.184 m: Haller Serie
1.184–1.268 m: Haller Basisschichten
1.268–1.324 m: Obere Puchkirchner Serie
1.324–1.939 m: Puchkirchner Serie verschuppt
1.939–2.315 m: Untere Puchkirchner Serie
2.315–2.629 m: Puchkirchner Serie, Rupel und Eozän verschuppt
2.629–3.451 m: Rupelium Tonmergelstufe
3.451–3.457 m: Rupelium Bändermergel
3.457–3.463 m: Eozän Lithothamnienkalk
3.463–3.472 m: Eozän Limnische Serie
3.472– o. Ang.: Kristallin

Oberhofen 1 (OBHF-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 390 H 5310523
Meereshöhe des Bohrpunktes: 789 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 005 m: Quartär
005–2.237 m: Flysch und Helvetikum verschuppt
2.237–2.676 m: Obere und Untere Puchkirchner Serie verschuppt
2.676–2.712 m: Rupelium Tonmergelstufe
2.712–2.721 m: Bändermergel
2.721–2.731 m: Heller Mergelkalk
2.731–2.745 m: Lattorfium-Fischschiefer
2.745–2.838 m: Eozän
2.838–2.957 m: Kreide
2.957–3.070 m: Untere Puchkirchner Serie
3.070–3.111 m: Eozän

3.111–3.688 m: Untere Puchkirchner Serie
3.688–4.337 m: Untere Puchkirchner Serie bis Rupelium
4.337–4.391 m: Eozän
4.391–4.597 m (ET): Jura

Puchkirchen 16 (P-016)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 15677 H 5318005
Meereshöhe des Bohrpunktes: 511 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 052 m: Quartär
052– 410 m: Vöcklaschichten
410–1.067 m: Haller Serie
1.067–1.170 m: Haller Basisschichten
1.170– o. Ang.: Obere Puchkirchner Serie

Rilling 1 (RILL-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R -46 H 5313164
Meereshöhe des Bohrpunktes: 700 m

Geologisches Bohrprofil:

000–1.252 m: Flysch Zementmergelserie
1.252–2.604 m: Helvetikum
2.604–3.052 m: Untere Puchkirchner Serie

Rixing 1 (RIX-001)*

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 11239 H 5313261
Meereshöhe des Bohrpunktes: 553 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 142 m: Quartär
142– 815 m: Haller Serie
815– 904 m: Obere Puchkirchner Serie
904–1.110 m: Puchkirchner Serie verschuppt
1.110– o. Ang.: Obere Puchkirchner Serie

Rosenau 4 (ROSE-004)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 20050 H 5314198
Meereshöhe des Bohrpunktes: 497 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 075 m: Quartär
075– 357 m: Vöcklaschichten
357– 973 m: Haller Serie
973–1.628 m: Obere Puchkirchner Serie

Rubensdorf 1 (RUBE-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 15168 H 5314027

Meereshöhe des Bohrpunktes: 561 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 115 m: Quartär

115– 150 m: Vöcklaschichten

150–1.017 m: Haller Serie

1.017– o. Ang.: Obere Puchkirchner Serie

Rubensdorf 2 (RUBE-002)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 14897 H 5314376

Meereshöhe des Bohrpunktes: 564 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 120 m: Quartär

120– 155 m: Vöcklaschichten

155–1.101 m: Haller Serie

1.101– o. Ang.: Obere Puchkirchner Serie

Schmidham 1 (SH-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 11329 H 5314108

Meereshöhe des Bohrpunktes: 559 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 122 m: Quartär

122– 375 m: Vöcklaschichten

375–1.163 m: Haller Serie

1.163– o. Ang.: Obere Puchkirchner Serie

Viehaus 1 (VIE-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 16882 H 5314197

Meereshöhe des Bohrpunktes: 520 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 088 m: Quartär

088– 355 m: Vöcklaschichten

355–1.070 m: Haller Serie

1.070– o. Ang.: Obere Puchkirchner Serie

Walsberg 1 (WALS-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 9063 H 5313830

Meereshöhe des Bohrpunktes: 580 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 135 m: Quartär

135– 220 m: Vöcklaschichten

220–1.123 m: Haller Serie

1.123– o. Ang.: Puchkirchner Serie und Helvetikum verschuppt

Weissenkirchen 1 (WEIS-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 5625 H 5314877

Meereshöhe des Bohrpunktes: 538 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 073 m: Quartär

073– 432 m: Vöcklaschichten

432–1.211 m: Haller Serie

1.211–1.275 m: Haller Basisschichten

1.275–1.315 m: Obere Puchkirchner Serie verschuppt

1.315–1.916 m: Puchkirchner Serie verschuppt

1.916–2.370 m: Puchkirchner Serie

2.370–2.522 m: Untere Puchkirchner Serie und Rupel verschuppt

2.522–3.031 m: Untere Puchkirchner Serie verschuppt

3.031–3.290 m: Untere Puchkirchner Serie und Rupel verschuppt

3.290–3.472 m: Rupelium Tonmergelstufe

3.472–3.496 m: Eozän

3.496– o. Ang.: Kristallin

Wieneröth 1 (WIRT-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 4273 H 5315048

Meereshöhe des Bohrpunktes: 596 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 140 m: Quartär

140– 443 m: Vöcklaschichten

443–1.241 m: Haller Serie

1.241–1.313 m: Haller Basisschichten

1.313– o. Ang.: Obere Puchkirchner Serie

Winkl 2 (WIN-002)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 138 H 5315399

Meereshöhe des Bohrpunktes: 616 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 170 m: Quartär

170– 453 m: Vöcklaschichten

453–1.282 m: Haller Serie

1.282–1.414 m: Haller Basisschichten

1.414– o. Ang.: Obere Puchkirchner Serie

Zagling 1 (ZAG-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 1910 H 5314225

Meereshöhe des Bohrpunktes: 570 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 124 m: Quartär

124– 450 m: Vöcklaschichten

450–1.004 m: Haller Serie

1.004– o. Ang.: Puchkirchner Serie und Helvetikum verschuppt

Zagling 2 (ZAG-002)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 3702 H 5313583

Meereshöhe des Bohrpunktes: 615 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 150 m: Quartär

150– 670 m: Obere Puchkirchner Serie

670–1.084 m: Haller Serie

1.084–1.303 m: Obere Puchkirchner Serie verschuppt

1.303– o. Ang.: Untere Puchkirchner Serie

Zagling Speicher 1 (ZGSP-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 1898 H 5313758

Meereshöhe des Bohrpunktes: 586 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 125 m: Quartär

125– 325 m: Flysch

325– o. Ang.: Obere Puchkirchner Serie Umlagerungszone

Ziegelstadl 1 (ZIEG-001)

Koordinaten des Bohrpunktes: GK (M31) R 8237 H 5313441

Meereshöhe des Bohrpunktes: 554 m

Geologisches Bohrprofil:

000– 125 m: Quartär

125– 290 m: Vöcklaschichten

290– 984 m: Haller Serie

984–1.095 m: Haller Basisschichten

1.095–1.208 m: Puchkirchner Serie verschuppt

1.208–1.906 m: Obere Puchkirchner Serie

1.906– o. Ang.: Untere Puchkirchner Serie

o. Ang. = ohne Angabe

* relevante Informationen von Erweiterungsbohrungen berücksichtigt.

Literatur

- ABEL, O. & GEYER, G. (1922): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Bl. 4851 Gmunden und Schafberg. – Geol. B.-A., Wien.
- AUER, M., SCHLAGINTWEIT, F. & GAWLICK, H.-J. (2010): The Drei Brüder klippen structure – part of the major Trisselwand allochthonous unit (Salzkammergut / central Northern Calcareous Alps. – Pangeo 2010 Abstracts. – J. Alp. Geol., **52**, 84–85, Wien.
- BECKE, M. (1993): Hydrogeologische Erkundungen zum Zwecke einer Schongebietsfestlegung im Weißenbachtal. – ÖGG-Exkursionsführer, **14**, 50–53, Österr. Geol. Ges., Wien.
- BEHBEHANI, A.R. (1984): Sedimentologische Untersuchungen im südlichen Teil des Attersees. – Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Göttingen, 137 S., Göttingen
- BENISCHKE, R. & ZOJER, H. (1984): Endbericht „Hydrogeologie der Nördlichen Kalkvorpalen Schafberg-Höllengebirge“, Teil III/1983–84. – Unpubl. Projektber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-008b/83, 52 S., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05842-R, Forschungsges. Joanneum, Graz.
- BENISCHKE, R. & ZOJER, H. (1985): Endbericht „Hydrogeologie der Nördlichen Kalkvorpalen, Höllengebirge-Schafberg“, Teil IV (Detailprogramm 1984). – Unpubl. Projektber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-008b/84, 21 S., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 06141-R, Forschungsges. Joanneum, Graz.
- BENISCHKE, R. & ZOJER, H. (1986): Endbericht „Hydrogeologie der Nördlichen Kalkvorpalen, Höllengebirge-Schafberg“, Teil V (Teilprogramm 1985). – Unpubl. Projektber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-008b/85, 49 S., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 06509-R, Forschungsges. Joanneum, Graz.
- BENISCHKE, R. & ZOJER, H. (1988): Endbericht über das Projekt „Hydrogeologie der Nördlichen Kalkvorpalen, Höllengebirge-Abschluß (Teil VI). – Unpubl. Projektber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-008b/86, 41 S., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 07818-R, Forschungsges. Joanneum, Graz.
- BENISCHKE, R., GAMERITH, W. & ZOJER, H. (1982): Endbericht „Hydrogeologie der Nördlichen Kalkvorpalen: Schafberg-Höllengebirge“, Teil I/1981–82. – Unpubl. Projektber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-008b/81, 37 S., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05545-R, Forschungsges. Joanneum, Graz.
- BENISCHKE, R., GAMERITH, W. & ZOJER, H. (1983): Endbericht „Hydrogeologie der Nördlichen Kalkvorpalen: Schafberg-Höllengebirge“, Teil II/1982–83. – Unpubl. Projektber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-008b/81, 80 S., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 12890-R, Forschungsges. Joanneum, Graz.
- BENISCHKE, R., SCHUBERT, G. & ZOJER, H. (2005): Die hydrogeologischen Verhältnisse im Höllengebirge, OÖ. – In: WEIDINGER, J.T. & SPITZBART, I. (Hrsg.): Gmundner Geo-Studien 3, Beiträge zur Geologie des Gmundner Bezirks, 7–12, Erkudok@Institut/Stadtmuseum Gmunden, Gmunden.
- BEV – BUNDESAMT FÜR EICH- UND VERMESSUNGSWESEN & IMG – INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND GEOPHYSIK, UNIVERSITÄT WIEN (2006): Österreichische Schwerekarte.
- BIEBER, G., MOTSCHKA, K., RÖMER, A. & SLAPANSKY, P. (2011): Geophysikalische Untersuchungen der Geologischen Bundesanstalt in Oberösterreich. – In: RUPP, CH., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red.): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000, Erläuterungen, 191–200, Wien.
- BITTNER, A. (1890): Brachiopoden der alpinen Trias. – Abh. Geol. R.-A., **14**, 1–320, Wien.
- BITTNER, A. (1894): Neue Koninckiniden des alpinen Lias. – Jb. Geol. R.-A., **43**, 133–144, Wien.
- BLEIL, U. & POHL, J. (1976): The Berchtesgaden Magnetic Anomaly. – Geol. Rundschau, **65**, 756–767, Stuttgart.

- BOBEK, M. & SCHMIDT, R. (1975): Pollenanalytische Untersuchung von Seebohrkernen des nordwestlichen Salzkammergutes und Alpenvorlandes. – *Linzer Biol. Beitr.*, **7.1**, 5–34, Linz.
- BOBEK, M. & SCHMIDT, R. (1976): Zur spät- und mittelpostglazialen Vegetationsgeschichte des nordwestlichen Salzkammergutes und Alpenvorlandes (Österreich). Mit Berücksichtigung der Pinus-Arten. – *Linzer Biol. Beitr.*, **8.1**, 95–133, Linz.
- BOEHM, G. (1883): Die Bivalven der Stramberger Schichten. – *Palaeontographica*, Suppl., **2**, 4, 493–680, Cassel.
- BOHADSCH, J.B. (1782): Bericht über seine auf allerhöchsten Befehl im Jahr 1763 unternommene Reise nach dem oberösterreichischen Salzkammerbezirk. – *Abhandlungen einer Privatgesellschaft in Böhmen*, **5**, 91–227, Prag (Gerlische Buchhandlung).
- BÖSE, E. (1897): Die mittelliasische Brachiopodenfauna der östlichen Nordalpen. Nebst einem Anhang über die Fauna des unteren Dogger im bayrischen Innthale. – *Palaeontographica*, **44**, 145–224, Stuttgart.
- BRANDECKER, H. (1968): Baugeologie der Autobahn Mondsee-Seewalchen. – 45 S., Amt der OÖ. Landesreg., Landesbaudir., Linz.
- BRANDS, M. (2006): Die „Moosalm“ – Oberösterreichs neuestes Naturschutzgebiet. – *Informativ*, **4**, 9–10, Linz.
- BRAUNSTINGL, R. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im Flysch auf Blatt 65 Mondsee. – *Jb. Geol. B.-A.*, **128**, 259–260, Wien.
- BRAUNSTINGL, R. (1986): Bericht 1985 über geologische Aufnahmen auf Blatt 65 Mondsee. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129**, 402–403, Wien.
- BRAUNSTINGL, R. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen im Flysch auf Blatt 65 Mondsee. – *Jb. Geol. B.-A.*, **130**, 269–271, Wien.
- BRAUNSTINGL, R. (2004): Brunnen-WG Loibichl, Geologisches Gutachten. – 5 S., Archiv Gemeinde Innerschwand.
- BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Red.) (1980): Erdöl und Erdgas in Österreich (1. Auflage). – Veröff. Naturhist. Museum Wien, N.F. **19**, XVI + 312 S., Wien.
- BRIX, F. & SCHULTZ, O. (Red.) (1993): Erdöl und Erdgas in Österreich (vollständig überarbeitete und erweiterte 2. Auflage). – Veröff. Naturhist. Museum Wien, N.F. **19** (2. Auflage), XXIV + 688 S., Wien.
- BUCHA, V. (1994): Geomagnetic Anomalies and the Crystalline Basement of the Vienna Basin. – In: BUCHA, V. & BLIŽKOVSKÝ, M.: *Crustal Structure of the Bohemian Massif and the West Carpathians*, 207–212, Praha.
- BURNETT, J.A. (1998): Upper Cretaceous. – In: BOWN, P.R. (Ed.): *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. – *British Micropalaeontological Society*, 132–199, London.
- CARMICHAEL, R.S. (1989): Magnetic properties of minerals and rocks. – In: CARMICHAEL, R.S. (Ed.): *Practical handbook of physical properties of rocks and minerals*, 299–358, Boca Raton (CRC Press).
- ČERMÁK, V., BALLING, N., DELLA VEDOVA, B., LUCAZEAU, F., PASQUALE, V., PELLIS, G., SCHULZ, R. & VERDOYA, M. (1992): Heat-flow density. – In: BLUNDELL, D., FREEMANN, R. & MUELLER, S. (Eds.): *A continent revealed. The European Geotraverse*. – *Atlas of compiled data*, 49–57, Cambridge.
- CHONDROGIANNI, CH. & SCHMIDT, H. (1984): Sedimentologische Untersuchungen im Attersee-Nordbecken. – Unveröff. Dipl.-Arb., 208 S., Univ. Göttingen.
- DECKER, K. & JARNIK, M. (1992): Structural analysis of the Late Cretaceous Gosau Group of Rigaus, Fahrenberg and Nussensee (Northern Calcareous Alps, Salzburg, Upper Austria): Tertiary deformation during lateral extrusion illustrated. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **38**, 93–106, Wien.

- DINGES, W. (Red.) (2009): Fachbereich Wasser. Direktion Umwelt und Wasserwirtschaft. Tätigkeitsbericht 2007/2008. – 70 S., Amt der OÖ. Landesreg., Linz.
- DRAXLER, I. (1977): Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Einzugsgebiet der Traun. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 131–163, Wien.
- DRESCHER-SCHNEIDER, R. (2000): Die Vegetations- und Klimaentwicklung im Riß/Würm-Interglazial und im Früh- und Mittelwürm in der Umgebung von Mondsee. Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., **12**, 39–92, Wien.
- DUNIKOWSKY, E. v. (1882): Die Spongien, Radiolarien und Foraminiferen der unterliassischen Schichten vom Schafberg bei Salzburg. – Denkschriften k. Akad. d. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., 2. Abth., **45**, 163–194, Wien.
- DÜRBAUM, H.-J. & FRITSCH, J. (1985): Gravimetrie. – In: BENDER, F. (Hrsg.): Angewandte Geowissenschaften, Bd. **II**, 1–53, Stuttgart.
- EGGER, H. (1989): Zur Geologie der Flyschzone im Bundesland Salzburg. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 375–395, Wien.
- EGGER, H. (1992): Zur Geodynamik und Paläogeographie des Rhenodanubischen Flysches (Neokom-Eozän) der Ostalpen. – Zeitschr. Deut. Geol. Ges., **143**, 51–65, Hannover.
- EGGER, H. (1993): Zur Nannoplankton-Stratigraphie der Seisenburger Schichten (Coniac? – frühes Campan) in der Rhenodanubischen Flyschzone (Ostalpen) östlich des Inn. – Zitteliana, **20**, 59–65, München.
- EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Altlenzbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – Neues Jb. f. Geologie u. Paläontologie: Abhandlungen, **196**, 69–91, Stuttgart.
- EGGER, H. (Red.) (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Bl. 66 Gmunden. – Geol. B.-A., Wien.
- EGGER, H. (1997): Das sinistrale Innsbruck-Salzburg-Amstetten-Blattverschiebungssystem: ein weiterer Beleg für die miozäne laterale Extrusion der Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **140**, 47–50, Wien.
- EGGER, H. (Red.) (2007): Erläuterungen zu Blatt 66 Gmunden. – 66 S., Geol. B.-A., Wien.
- EGGER, H. (2013): Neue stratigrafische Ergebnisse aus dem Kahlenberg-Gebiet und ihre Bedeutung für die Interpretation des Deckenbaus im Wienerwald. – In: GEBHARDT H. (Red.): Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt. Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk 23.–27. September 2013, 167–174, Wien.
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (Red.) (2003): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Bl. 64 Straßwalchen. – Geol. B.-A., Wien.
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Bl. 67 Grünau im Almtal. – Geol. B.-A., Wien.
- EGGER, H. & PERESSON, H. (1997): The 300km-long Innsbruck-Salzburg-Amstetten (ISAM) fault system: A major displacement line in the northern Eastern Alps. – Przegląd Geologiczny (Pancardi), 1072–1073, Krakow.
- EGGER, H. & SCHWERD, K. (2008): Stratigraphy and sedimentation rates of Upper Cretaceous deep-water systems of the Rhenodanubian Group (Eastern Alps, Germany). – Cretaceous Research, **29**, 405–416, Amsterdam.
- EGGER, H., HOMAYOUN, M. & SCHNABEL, W. (2002): Tectonic and climatic control of Paleogene sedimentation in the Rhenodanubian Flysch Basin (Eastern Alps, Austria). – Sedimentary Geology, **152**, 147–162, Amsterdam.
- EGGER, H., VAN HUSEN, D. & LOBITZER, H. (2007): Erläuterungen zur Kartenlegende. – In: EGGER, H.: Erläuterungen zu Blatt 66 Gmunden, 15–41, Geol. B.-A., Wien.

- EGGER, H., VAN HUSEN, D., GEBHARDT, H., HEINRICH, M., HOFMANN, TH., MOSHAMMER, B., PAVUZA, R., RÖGL, F., RUPP, CH., SCHUBERT, G., SLAPANSKY, P., STUMMER, G., WAGNER, L., WESSELY, G. & WIMMER-FREY, I. (2009): Erläuterungen zu Blatt 64 Straßwalchen. – 87 S., Geol. B.-A., Wien.
- EPPENSTEINER, W., VAN HUSEN, D. & KRZEMIEN, R. (1973): Beobachtungen an pleistozänen Driftblöcken des Marchfeldes. – Verh. Geol. B.-A., **1973**, 331–336, Wien.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H. (1970): Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, 52–141, Wien.
- FINK, J. (Red), FISCHER, H., KLAUS, W., KOCI, A., KOHL, H., KUKLA, V., PIFFL, L. & RABEDER, G. (1976): Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., **1**, 1–113, Wien.
- FINK, J. (Red), FISCHER, H., KLAUS, W., KOCI, A., KOHL, H., KUKLA, V., PIFFL, L. & RABEDER, G. (1978): Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., Ergänzung zu Band **1**, 1–31, Wien.
- FLÖGL, H. (1970): Wasserwirtschaftliches Grundsatzgutachten Vöckla-Ager-Traun-Alm. März 1970. – 1. Band, 174 S., Amt der OÖ. Landesreg., Abt. Wasserbau- Hydrograph. Dienst, Linz.
- FLÖGL, H. (1983): Wasserwirtschaftliches Grundsatzgutachten Traun-Enns-Platte. – BM f. Land- u. Forstwirtsch., Wasserwirtschaftskataster. Technischer Bericht Mittlere und Östliche Traun-Enns-Platte, 77 S., Wien.
- FRASL, G., & FLÜGEL, E. (1987): Clasts from the Haunsberg Wildflysch (N of Salzburg) – Implications on the northern border zone of the Rhenodanubian Flysch through. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 70–84, Wien (Deuticke).
- FREH, W. (1949): Der Eisenbergbau im Lande ob der Enns. – Oberösterreich. Heimatbl., **3/3**, 193–205, Linz.
- FRUHWIRTH, R.K., SCHMID, CH. & BECKE, M. (1993): Seismik Weißenbach. – 9 S., Regionalarchiv Nr. 1337, Wasserwirtschaftliche Planung Land Oberösterreich.
- FUGGER, E. (1904): Die oberösterreichischen Voralpen zwischen Irrsee und Traunsee. – Jb. Geol. R.-A., **53**, 295–350, Wien.
- FÜRLINGER, W. (1997): Rohstoffsicherungskonzept Steine Erden Industriemineralien Salzburg. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-018/F, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 11248-R, 18 Bl., Salzburg.
- FÜRLINGER, W.L., KLEBERGER, J., WEBER, H. & PIRKL, H. (Projektl.) (1989): Rohstoffsicherungskonzept für Steine, Erden und Industriemineralien im Bundesland Salzburg: Flachgau, Tennengau. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-018/88, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 07575-R, 15 S., Salzburg.
- GAMERITH, H., HAUSER, E., OTT, C., THURNER, B., SCHEIBER, G. & WEISSMAIER, W. (2007): Raumeinheit Mondseer Flyschberge. – Natur und Landschaft – Leitbilder für Oberösterreich, **28**, 92 S. Amt der OÖ-Landesregierung, Linz.
- GAMERITH, W. & KOLLMANN, W. (1976): Zur Hydrogeologie des Schaf- und Leonsberggebietes sowie des Höllengebirges. – In: HEHENWARTER, E.: Attersee. Vorläufige Ergebnisse des OECD-Seeneutrophierungs- und des MaB-Programms, 29–42, Gmunden.
- 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.
- GAWLICK, H.-J. & SCHLAGINTWEIT, F. (2010): The drowning sequence of Mount Bürgl in the Salzkammergut area (Northern Calcareous Alps, Austria): Evidence for a diachronous Late Jurassic to Early Cretaceous drowning of the Plassen carbonate platform. – Austrian J. Earth Sc., **103/1**, 58–75, Wien.

- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & MISSONI, S. (2007): Das Ober-Jura Seichtwasser-Karbonat Vorkommen der Drei Brüder am Wolfgangsee (Österreich): das westlichste Vorkommen der Wolfgangsee-Karbonatplattform südlich der Brunnwinkl-Schwelle am Nordrand des Tauglboden-Beckens. – *J. Alp. Geol.*, **48**, 83–100, Wien.
- GEYER, G. (1893): Die mittelliasische Cephalopoden-Fauna des Hinter-Schafberges in Oberösterreich. – *Abh. Geol. R.-A.*, **15/4**, 1–76, Wien.
- GEYER, G. & ABEL, O. (1922): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Oesterreich: Grunden und Schafberg. – 42 S., Geol. B.-A., Wien.
- 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.
- GÓCZÁN, F., GROOT, J.J., KRUTZSCH, W. & PAČLTOVA, B. (1967): Die Gattungen des „Stemma Normapolles PFLUG 1953“ (Angiospermae). – *Paläont. Abh. B*, **2.3**, 427–633, Berlin.
- GOLEBIEWSKI, R. (1990): The Alpine Kössen Formation, a Key for European Topmost Triassic Correlations. A Sequence- und Ecostratigraphic Contribution to the Norian-Rhaetian Discussion. – *Albertiana*, **8**, 25–35, Utrecht.
- GÖTZINGER, G. (1936): Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich, Teil 1. – 148 S. Geol. B.-A., Wien.
- GÖTZL, G. (2007): Geothermie in Österreich. – In: HOFMANN, TH. & SCHÖNLAUB, H.P. (Hrsg.): *Geoatlas Österreich*, 66–67, Wien (Böhlau).
- GRADSTEIN, F., OGG, J.G., SCHMITZ, M.D. & OGG, G.M. (Eds.) (2012): *The Geologic Time Scale 2*. – 1142 S., Elsevier, Amsterdam.
- GRAENGER, R. (1954): Regionale magnetische Untersuchungen in den Berchtesgadener Kalkalpen und ihrem Vorland. – *Diss. Naturwiss. Fak. Ludwig-Maximilians-Univ. München*, 62 S., München.
- GRAUL, H. (1937): Untersuchungen über Abtragung und Aufschüttung im Gebiet des unteren Inn und des Hausruck. – *Mitt. Geograph. Ges. München*, **30**, 179–259, München.
- GROTTENTHALER, W. (1978): Die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzach und Pyhrnpaß (Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **25**, 11–33, Wien.
- GÜNTHER, W. & TICHY, G. (1980): Kohlevorkommen und -schurfbaue im Bundesland Salzburg. – *Mitt. Ges. Sbg. Landeskunde*, **119**, 383–410, Salzburg.
- GUTDEUTSCH, R. & SEIBERL, W. (1987): Die aeromagnetische Vermessung Österreichs. – *Endbericht, Inst. f. Meteor. u. Geophys. Univ. Wien*, 32 S., Wien.
- HAUG, E. (1906): Les nappes de charriage des Alpes Septentrionales. – *Bull. Soc. Geol. France*, **6**, 359–422, Paris.
- HEINRICH, M. (2012): Festgesteine. – In: WEBER, L. (Hrsg.): *Der Österreichische Rohstoffplan*. – *Archiv f. Lagerstättenf.*, **26**, 146–169, Geol. B.-A., Wien.
- HEINRICH, M., REITNER, H., LIPIARSKI, P. & UNTERSWEIG, TH. (2004): Voruntersuchungen des Bundes als Basis für überregionale und regionale Rohstoff-Vorsorgekonzepte (Lockergesteine) unter schwerpunktmäßiger Betrachtung des natürlichen Angebotes: Bericht über die Arbeiten für die Projektjahre 1999 und 2000 mit Schwerpunkt Kärnten und Oberösterreich. – *Unveröff. Ber., Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-043, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 13539-R, 47 Bl.*, Wien.
- HEINRICH, M., UNTERSWEIG, TH. & LIPIARSKI, P. (Red.), GRÖSEL, K., KREUSS, O., LIPIARSKA, I., MOSHAMMER, B., MOSTLER, H., POSCH-TRÖZMÜLLER, G. & RABEDER, J. (2013): Digitale Arbeitskarte zur Verbreitung von Lockergesteinen in Österreich 1:50.000 unter Verwendung publizierter und unpublizierter geologischer Karten. – *Unveröff. digitaler Datensatz VLG-Proj. Bundesweite Vorsorge Lockergesteine, Geol. B.-A. / FA Rohstoffgeol.*, Wien.

- HEINZ, H. (1989): Aeromagnetic measurements in the Eastern Alps: the Area east of the Tauern Window. – *Tectonophysics*, **163**, 25–33, Amsterdam.
- 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. (1987): Aeromagnetische Vermessung des Bundeslandes Oberösterreich. – Unveröff. Ber., Projekt OC-1c/84, 15 S., Wien.
- HELBIG, J. (1987): Sedimentologische Kartierung im Mondsee und Untersuchungen zur Phosphor-Rücklösung an Sedimenten des Mondsees und des Obertrumer Sees. – Unveröff. Dipl.-Arb., 102 S., Univ. Göttingen.
- HESSE, R. (1975): Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins. – *Sedimentology*, **22**, 387–416, Oxford.
- HINSCH, R. (2013): Laterally varying structure and kinematics of the Molasse fold and thrust belt of the Central Eastern Alps: Implications for exploration. – *AAPG Bulletin*, **97/10**, 1805–1831, Tulsa.
- HOFMANN, TH. & KAPL, S. (2011): Naturdenkmale und Geotope in Oberösterreich. – In: RUPP, CH., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red.): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Erläuterungen, 219–222, Geol. B.-A., Wien.
- HORSTHEMKE, E. (1986): Sedimentologische Untersuchungen zum Problem von Seespiegelschwankungen im Bereich der neolithischen Siedlung der Station See im Mondsee (Salzkammergut, Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb., 113 S., Univ. Göttingen.
- HRADECKÁ, L., LOBITZER, H., OTTNER, F., SACHSENHOFER, R.F., SIEGL-FARKAS, Á., ŠVÁBENICKÁ, L. & ZORN, I. (1999): Biostratigraphy and Palaeoenvironment of the marly marine transgression of Weißenbachalm Lower Gosau-Subgroup (Upper Turonian-Lower Santonian Grabenbach Formation, Northern Calcareous Alps, Styria). – In: LOBITZER, H. & GRECALA, P.: Geologie ohne Grenzen – Festschrift 150 Jahre Geologische Bundesanstalt. – *Abh. Geol. B.-A.*, **56/2**, 475–517, Wien.
- 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**, 129–132, Wien.
- HRADECKÁ, L., KVAČEK, J., LOBITZER, H. & SVOBODOVÁ, M. (2008): Bericht 2008 über paläobotanische Untersuchungen in der Gosau-Gruppe des Kohlbachgrabens nördlich von St. Gilgen auf Blatt 65 Mondsee. – *Jb. Geol. B.-A.*, **148**, 275–276, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1977): Zur Facies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – *Jb. Geol. B.-A.*, **120**, 1–130, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1987): Die Entwicklung des Traungletschers während des Würm-Glazials. – *Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss.*, **7**, 19–35, Wien.
- HUSEN VAN, D. (Red.) (1989): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Bl. 65 Mondsee. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- HUSEN VAN, D. (1997): LGM and Late-Glacial Fluctuations in the Eastern Alps. – *Quaternary International*, **38/39**, Oxford (Elsevier).
- HUSEN VAN, D. (2000a): Die paläogeographische Situation des Mondsees im Rib/Würm Inter-glazial und Frühwürm. – *Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss.*, **12**, 9–12, Wien.
- HUSEN VAN, D. (2000b): Geological Processes during the Quaternary. – *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **92**, 135–156, Wien.
- HUSEN VAN, D. (2006): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – *Jb. Geol. B.-A.*, **146**, 77–78, Wien.
- HUSEN VAN, D. (2007): Quartär. – In: EGGER, H. (Red.): Erläuterungen zu Blatt 66 Gmunden, 28–41, *Geol. B.-A.* Wien.

- HUSEN VAN, D. & REITNER, J. (2011): Klimagesteuerte Terrassen- und Lössbildung auf der Traun-Enns-Platte und ihre zeitliche Stellung (Das Profil Wels/Aschet). – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., **19**, 1–12, Wien.
- JANIK, C.V. (1969): Die Pfahlbausiedlung See/Mondsee im Blickfeld landschaftlicher Forschung. – Jb. O.Ö. Musealverein, **124**, 181–200, Linz.
- JANOSCHEK, W. (1964): Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee. – Jb. Geol. B.-A., **107**, 161–214, Wien.
- JANOSCHEK, W. (1970): Bericht 1969 über Aufnahmen am Kalkalpennordrand auf Blatt 65 (Mondsee). – Verh. Geol. B.-A., **1970**, A33–A34, Wien.
- JARITZ, W. (1995): Massenbewegungen am Attersee Ostufer zwischen Seefeld und Weyregg. Ursachen und Entwicklung in Abhängigkeit vom geologischen Aufbau und der Gletsergeschichte. – Unveröff. Dipl.-Arb., 125 S., Univ. Wien.
- JOCHUM, B., BIEBER, G. & RÖMER, A. (2004): Bodengeophysikalische Vermessung bei Unterach am Attersee / OÖ. – Unveröff. Ber., Auftragsforschung Geol. B.-A., 3 S., Wien.
- KAISER, K. (1992): Ein schützenswertes floristisches Kleinod im Salzkammergut – die Moosalm bei St. Wolfgang. – ÖKO-L, **14/3**, 9–15, Linz.
- KIESLINGER, A. (1964): Die nutzbaren Gesteine Salzburgs. – 436 S., Salzburg–Stuttgart (Das Bergland-Buch).
- KIESLINGER, A. (1972): Die Steine der Wiener Ringstrasse. – 665 S., Wiesbaden (Franz Steiner).
- KLAUS, W. (1953): Mikrosporen-Stratigraphie der ostalpinen Salzberge. – Verh. Geol. B.-A., **1953**, 161–175, Wien.
- KLAUS, W. (1975): Das Mondsee-Interglazial, ein neuer Florenzfundpunkt der Ostalpen. – Jb. OÖ. Musealverein, **120**, 315–344, Linz.
- KLAUS, W. (1987): Das Mondsee-Profil: R/W-Interglazial und vier Würm-Interstadiale in einer geschlossenen Schichtfolge. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., **7**, 3–18, Wien.
- KOHL, H. (1978): Das Riß/Würm-Interglazial von Mondsee: Vorläufige geologische Ergebnisse aus der Grabung 1975. – In: FINK, J. (Red.), FISCHER, H., KLAUS, W., KOCI, A., KOHL, H., KUKLA, V., PIFFL, L. & RABEDER, G. (1978): Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., Ergänzung zu Band **1**, 1–5, Wien.
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. Abriss einer Quartärgeologie von Oberösterreich. – Schriftenreihe des OÖ Mus. Ver., **17**, 487 S., Linz.
- KÖNIG, A. (1907): Geologische Beobachtungen in der Umgebung des Attersees. – Jb. OÖ Musealverein, **65**, 1–47, Linz.
- KÖNIG, A. (1908): Der Südabhang des Hausruck und die Altmoränen des Atterseeegletschers. – Jb. OÖ Musealverein, **66**, 1–17, Linz.
- KÖNIG, A. (1910): Schotter und Konglomerate zwischen Traun und Inn. – Jb. OÖ Musealverein, **68**, 117–144, Linz.
- KRENMAYR, H.G. (2000): Sedimentologie der letztinterglazialen bis mittelwürmzeitlichen Seesedimente bei Mondsee. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., **12**, 13–38, Wien.
- KRENMAYR, H.G. & SCHNABEL, W. (2006): Geologie der Österreichischen Bundesländer: 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**, 298 S., Linz.
- KRÖLL, A., MEURERS, B., MOTSCHKA, K., 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.
- KRÖLL, A., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D. (2006c): Geologische Karte der Molassebasis 1:200.000. – Molassezone Salzburg-Oberösterreich. – Geol. B.-A., Wien.
- KÜGLER, U., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., GAWLICK, H.-J. (2003): Stratigraphie und Fazies des höheren Mittel- bis Ober-Jura im Bereich des Falkensteinzuges am Wolfgangsee, Salzkammergut (Österreich) mit besonderer Berücksichtigung der Plassen-Formation (Kimmeridgium). – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I.: Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. – Gmünder Geo-Studien, **2**, 97–106, Gmunden.
- KÜHN, O. (1947): Zur Stratigraphie und Tektonik der Gosauschichten. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl., I. Abt., **156**, 181–200, Wien.
- KÜHN, O. (1967): Rudistenhorizonte als ökologische und stratigraphische Indikatoren. – Geol. Rundschau, **56**, 186–189, Stuttgart.
- KVAČEK, J. & LOBITZER, H. (2010): First records of *Dammarites albens* PRESL in STERNBERG (Pinopsida?) from the Cretaceous of Austria. – J. of the National Museum, Natural History Series, **179**, 131–137, Prague.
- LANZA, R. & MELONI, A. (2006): The Earth's Magnetism. An Introduction for Geologists. – XI + 278 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer).
- LAWISZUS, B. (2000): Methodische Untersuchungen zu magnetischen Eigenschaften geologischer Körper (Minerale, Gesteine, Erze). – Diss. Math.-Naturwiss. Fak. Tech., Clausthaler geowissenschaftliche Dissertationen, **58**, V + 147 S., Clausthal-Zellerfeld.
- LEISCHNER, W. (1959): Geologische Neuaufnahme in der Umgebung von Bad Ischl (Ischl- und unteres Rettenbachtal). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **10**, 63–94, Wien.
- LEISCHNER, W. (1960): Stratigraphie und Tektonik des Wolfgangseegebietes in den Salzburger Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **53**, 177–208, Wien.
- LETOUZÉ-ZEZULA, G., GRUM, W., KOHL, H., PASCHER, G., REHBERGER, S. & REITNER, H. (1990): Weiterführung und Detaillierung der Massenrohstoffhebungen im o.ö. Donaubereich und Alpenvorland zum Zwecke einer integrierten Landes-Umweltvorsorge. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-001f/87, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 07740-R, 88 Bl., Wien.
- LETOUZÉ-ZEZULA, G., KOČIJA, A., LIPIARSKI, P., PFLEIDERER, S. & REITNER, H. (1999–2000): Massenrohstoffsicherung OÖ. Beiträge zur Baurohstoff-Vorsorge in OÖ. – Unveröff. Endber., Bund-/Bundesländer-Rohstoffprojekte O-C-010/95 und O-C-010a/1997, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 11894-R, 87 S., Wien.
- LICHTENECKER, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. – Verh. III. Internat. Quartärkonferenz, 141–147, Wien.
- LILL VON LILIENBACH, C. (1833): Ein zweiter Durchschnitt aus den Alpen. Eine geognostische Parallele zu dem Durchschnitte der Salzburgischen Alpen im ersten Jahrgange des Jahrbuches. – N. Jb. f. Min., Geogn., Geol. u. Petrefaktenk., **1833/1**, 1–33, Stuttgart.
- LINDNER, H., MILITZER, H. & WALACH, G. (1984): Angewandte Gravimetrie. – In: MILITZER, H. & WEBER, F. (Hrsg.): Angewandte Geophysik, Band 1: Gravimetrie und Magnetik, 64–126, Berlin-Wien-New York.
- LOBITZER, H., TATZREITER, F., DAURER, A., KIESL, W. & ZIMMER, W. (1981): Bestandsaufnahme der Vorkommen von Kalk und Dolomit im Bundesland Salzburg. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-011/80, 44 S., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05363-R, Wien.
- MANDL, G.W. (2012): 56 Adneter Kalk (A), Hierlatzkalk (H) (Lias); Klauskalk (K) (Dogger). – In: MANDL, G.W., HUSEN VAN, D. & LOBITZER, H. (Red.): Erläuterungen zu Blatt 96 Bad Ischl, 69–72, Geol. B.-A., Wien.

- MEIXNER, H. (1974): Die Erz- und Mineralschätze Salzburgs. – Berg- und Hüttenmänn. Mh., **119/12**, 503–512, Wien.
- MERRILL, R.T. & McELHINNY, M.W. (1983): The Earth's Magnetic Field: its History, Origin and Planetary Perspective. – International geophysics series, **32**, XI + 401 S., London (Academic Press).
- MEURERS, B. & RUESS, D. (2007): Compilation of a new Bouguer gravity data base in Austria. – Österr. Zeitsch. f. Vermessung & Geoinformation, **95/2**, 90–94, Wien.
- MILITZER, H. & SCHEIBE, R. (1981): Grundlagen der angewandten Geomagnetik. – Freiburger Forschungshefte, **C 352**, 314 S., Leipzig.
- MOJSISOVICS, E. v. (1862): [Lagerung der Hierlatz-Schichten]. – Jb. Geol. R.-A., **12/4**, Verh. 291–292, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1866): Ueber die Gliederung der Trias zwischen dem Hallstätter und Wolfgang-See. – Jb. Geol. R.-A., **16/4**, Verh. 160–164, Wien.
- MOJSISOVICS, E. v. (1883): Ueber die geologischen Detailaufnahmen im Salzkammergute. – Verh. Geol. R.-A., **1883**, 290–293, Wien.
- MONEGATO, G., RAVAZZI, C., DONEGANA, M., PINI, R., CALDERONI, G. & WICK, L. (2007): Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). – Quatern. Res., **68**, 284–302, Amsterdam.
- MOSHAMMER, B. (1999): Vorkommen von hochreinen und weißen Karbonatgesteinen in Österreich. Zusammenfassender Ber., Projekt Ü-LG-038/94-98. – Ber. Geol. B.-A., **48**, 33 S., Wien.
- MOSHAMMER, B. & LEUPRECHT, M. (2005): Zur Stratigraphie, Fazies und Geochemie des Schwarzenemarmors (Lias, Schafberg-Tirolikum, Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **145/1**, 79–106, Wien.
- MOSHAMMER, B. & MALECKI, G. (1994): Systematische Untersuchung von Rohstoffvorkommen zur Optimierung der Wertschöpfung. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-025/88-93, Geol. B.-A. / FA Rohstoffgeol., Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 10244-R, 27 Bl., Wien.
- MOTSCHKA, K. & SLAPANSKY, P. (2006): Kompilierte geomagnetische Karte und strukturelle Interpretation. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich, 4–8, Wien.
- MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (2006): Magnetische Karte – Isanormalen der Totalintensität (ΔT). – Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.
- MÜLLER, P.J. (1982): Erfassung ausgewählter Schottervorkommen im Flachgau-Nord zwischen den Linien - Nockstein/Hof bei Salzburg/Schober und Obertrum/Neumarkt am Wallersee. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-016f/81, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05417-R, 18 Bl., Salzburg.
- MÜLLER, P.J. (1983): Erfassung ausgewählter Schottervorkommen im Flachgau-Nord zwischen den Linien - Nockstein/Hof bei Salzburg/Schober und Obertrum/Neumarkt am Wallersee. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-016f/82, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05799-R, 38 Bl., Salzburg.
- MÜLLER, P.J., BECHTOLD, D. & KLEBERGER, J. (1982): Erfassung ausgewählter Schottervorkommen im Nördlichen Flachgau (Salzburg). – Arch. f. Lagerst. forsch., **2**, Proj. S-A-016f/81-82, 137–142, Wien.
- NEUHUBER, S., WAGREICH, M., WENDLER, I. & SPÖTL, C. (2007): Turonian oceanic red beds in the Eastern Alps: Concepts for palaeoceanographic changes in the Mediterranean Tethys. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **251**, 222–238, Amsterdam.
- NIESSEN, H.G. (1981): Sedimentologische Untersuchungen vor dem Weißenbach-Delta im Südbecken des Attersees. – Unveröff. Dipl.-Arb., 124 S., Univ. Göttingen.

- OEGL, K. & UNTERFRAUNER, H. (2000): Die Pflanzenreste des Rib/Würm-Interglazials und des Würmglazials von Mondsee. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., **12**, 93–122, Wien.
- OFFENBERGER, J. (1985): Investigations of an underwater excavation and a detailed survey within the neolithic settlement of See/Mondsee. – In: DANIELOPOL, D., SCHMIDT, R. & SCHULZE, E. (Ed.): Contributions to the paleolimnology of the Trumer Lakes (Salzburg) and the Lake Mondsee, Attersee and Traunsee, 132–135, Mondsee.
- OLHOEFT, G.R. & JOHNSON, G.R. (1989): Densities of Rocks and Minerals. – In: CARMICHAEL, R.S. (Ed.): Practical handbook of physical properties of rocks and minerals, 139–176, Boca Raton (CRC Press).
- OPPEL, A. (1861): Ueber die Brachiopoden des untern Lias. – Zeitschrift Deutsch. Geol. Ges., **13**, 529–550, Berlin.
- PAVLIK, W. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 65 Mondsee. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 271–272, Wien.
- PAVLIK, W. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 65 Mondsee. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 421, Wien.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 1. Bd., 393 S., Leipzig.
- PERESSON, H. (1992): Kinematische Analyse der Wolfgangseestörung (Kalkalpen, Oberösterreich). – Frankfurter Geowiss. Arb., Ser. A, **11**, 277–279, Frankfurt.
- PERESSON, H. & DECKER, K. (1997): The Tertiary dynamics of the northern Eastern Alps (Austria): changing palaeostresses in a collisional plate boundary. – Tectonophysics, **272**, 125–157, Amsterdam.
- PFLEIDERER, S., REITNER, H., HEINRICH, M. & UNTERSWEIG, TH. (2012): Kiessande. – In: WEBER, L. (Hrsg.) (2012): Der Österreichische Rohstoffplan. – Archiv f. Lagerst. forsch., **26**, 99–145, Geol. B.-A., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1964): Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **107**, 11–69, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1972): Geologische Karte des Wolfgangseegebietes 1:25.000. – Geol. B.-A., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1973): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes (Salzburg, Oberösterreich) 1:25.000. – 91 S., Geol. B.-A., Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1989): Bericht über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 65 Mondsee. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 547–548, Wien.
- PLÖCHINGER, B., KOLLMANN, H.A., KOLLMANN, W., SCHÄFER, G. & VAN HUSEN, D. (1982): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Bl. 95 St. Wolfgang. – Geol. B.-A., Wien.
- POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1989): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung. Teil 2: Massenbewegungen am Rand des Systems „hart auf weich“. – Felsbau, **7**, 16–20, Essen.
- POSCH-TRÖZMÜLLER, G., HEINRICH, M., LIPIARSKA, I., LIPIARSKI, P. & UNTERSWEIG, TH. (2005): Bundesweite Vorsorge Lockergesteine – Bericht über die Arbeiten für das Projektjahr 2002 mit Schwerpunkt Salzburg. – Unveröff. Ber., Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-043, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 13801-R, 80 Bl., Wien.
- POSCHER, G. (1993): Geochemisch-technische Eigenschaften von Karbonatgesteinen der Nördlichen Kalkalpen Oberösterreichs. – Arch. f. Lagerst. forsch., **16**, 83–102, Geol. B.-A., Wien.
- POSCHER, G., STINGL, V., ASTL, C., HARTLEITNER, K., SANDERS, D., TESSADRI, R. & MOSTLER, H. (1987): Karbonatrohstoffe in OÖ. Proj. OA 19/1 Endbericht mit Beilagenband. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-019/86, 72 Bl., Innsbruck.

- PREY, S. (1950): Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **94/1**, 93–165, Wien.
- PREY, S. (1973): Der südöstlichste Teil der Flyschzone in Wien, ausgehend von der Bohrung Flötzersteig 1. – Verh. Geol. B.-A., **1973**, 67–94, Wien.
- PREY, S. (1980): Die Geologie Österreichs in ihrem heutigen geodynamischen Entwicklungsstand sowie die geologischen Bauteile und ihre Zusammenhänge. – In: OBERHAUSER, R.: Der Geologische Aufbau Österreichs, 81–117, Wien (Springer).
- PREY, S. (1983): Das Ultrahelvetikum-Fenster des Gschlifegrabens südöstlich von Gmunden (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 95–127, Wien.
- 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.
- RADINGER, A. (1996): Estimate of salt deposits in the Alpine area by the use of gravimetry. – Publikationen Zentralanstalt Meteorologie Geodynamik, **373** (Österr. Beitr. Met. Geoph., **14**), 73–78, Wien.
- REISNER, M. (1988): Ein Beitrag zur Komplexinterpretation für den Kohlenwasserstoffaeschluss in den Nördlichen Kalkalpen. – Dipl.-Arb. Montanuniv. Leoben, 82 S., Leoben.
- REITNER, H. & HEINRICH, M. (1992): Bundesweite Übersicht zum Forschungsstand der Massenerohstoffe Kies, Kiessand, Brecherprodukte und Bruchsteine für das Bauwesen hinsichtlich der Vorkommen, der Abbaubetriebe und der Produktion sowie des Verbrauches – Oberösterreich. Teilbericht Projekt Ü-LG-026/90 – Ber. Geol. B.-A., **26**, 55 S., Wien.
- REUSS, A.E. (1854): Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosauthale und am Wolfgangsee. – Denkschr. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Cl., 1. Abt., **7**, 1–156, Wien.
- RICEK, E.W. (1983): Das Egelseemoor bei Mising im Attergau (Oberösterreich). – Verh. zool.-bot. Ges. Österr., **121**, 57–74, Wien.
- RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, G. (1940): Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Obb.) und der Enns (Oberdonau). – Z. Dt. Geol. Ges., **92**, 416–430, Hannover.
- ROTHPLETZ, A. (1886/1887): Geologisch-palaeontologische Monographie der Vilsener Alpen, mit besonderer Berücksichtigung der Brachiopoden-Systematik. – Palaeontographica, Beiträge zur Naturgeschichte der Vorzeit, **33**, 1–180, Stuttgart.
- RUPP, CH. (2008): Erläuterungen zu Blatt 47 Ried im Innkreis. – 100 S., Geol. B.-A., Wien.
- RUPP, CH. & VAN HUSEN, D. (2008): Erläuterungen zur Kartenlegende. – In: RUPP, CH.: Erläuterungen zu Blatt 47 Ried im Innkreis, 9–52, Geol. B.-A., Wien.
- RUPP, CH., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red.) (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geol. B.-A. Wien.
- SACHSENHOFER, R.F. (2001): Syn- and post-collisional heat flow in the Cenozoic Eastern Alps. – Geol. Rundschau, **90**, 579–592, Stuttgart.
- SANDERS, D., KOLLMANN, H. & WAGREICH, M. (1997): Sequence development and biotic assemblages on an active continental margin: The Turonian-Campanian of the Northern Calcareous Alps, Austria. – Bull. Soc. Géol. France, **168**, 351–372, Paris.
- SANDERS, D., BARON-SZABO, R. & PONS, J.M. (1999): Short description of the largest coral reef of the Eastern Alps (Theresienstein Formation *nom. nov.*), and a newly recognized coral-rudist buildup (Billroth Formation *nom. nov.*), Salzburg Austria. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbr., **24**, 1–16, Innsbruck.
- SCHADLER, J. (1958): Autobahnbauwerk S 18a. Hangbrücke Pichlerhang. Geologisches Gutachten. – 14 S., Archiv OÖ Bodenprüfstelle, Linz.

- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., LIPIARSKI, P. & RABEDER, J. (2001): Systematische Erhebung von Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet („Bergbau-/Haldenkataster“) – Bundesland Salzburg (Jahresendber. Proj. ÜLG 40/99). – Unveröff. Ber. (Lagerst. Archiv d. Geol. B.-A.), 130 S., Wien.
- SCHINDLBAUER, G. & KAPL, S. (2006): Geologische Naturdenkmale – Geschichte aus Stein. – Informativ, **43**, 12–14, Linz.
- SCHLAGINTWEIT, F. & GAWLICK, H.-J. (2008): The occurrence and role of microencruster frameworks in the Late Jurassic to Early Cretaceous platform margin deposits of the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Facies*, **54**, 207–231, Heidelberg.
- SCHMID, ST., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogeny. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **97**, 93–117, Basel.
- SCHMIDT, R. (1981): Grundzüge der spät- und postglazialen Vegetations- und Klimageschichte des Salzkammergutes (Österreich) aufgrund palynologischer Untersuchungen von See- und Moorprofilen. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., **3**, 96 S., Wien.
- SCHNEIDER, J., MÜLLER, J. & STURM, M. (1987): Die sedimentologische Entwicklung des Attersees und des Traunsees im Spät- und Postglazial. – Mitt. Komm. Quartärforsch. Österr. Akad. Wiss., **7**, 51–78, Wien.
- SCHOBER, CH. (2003): Baulos Kienbergwand. Geologisch-geotechnisches Gutachten. – 80 S., Amt d. Salzburger Landesreg., Straßenbau, Salzburg.
- SCHÖN, J. (1983): Petrophysik: Physikalische Eigenschaften von Gesteinen und Mineralen. – 405 S., Berlin (Akademie-Verlag).
- SCHRAMM, J.-M. (1985): Erfassung ausgewählter Schottervorkommen südlich der Linie Nockstein – Hof bei Salzburg – Schober/Fuschl (Salzburg), Projektstufe II. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-016e/83, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 06048-R, 53 Bl., Salzburg.
- SCHRAMM, J.-M. (1986): Erfassung ausgewählter Schottervorkommen südlich der Linie Nockstein – Hof bei Salzburg – Schober/Fuschl (Salzburg). – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-016e/84, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 06484-R, 14 Bl., Salzburg.
- SCHRAMM, J.-M., ANDORFER, G. & BECHTOLD, D. (1983): Erfassung ausgewählter Schottervorkommen südlich der Linie Nockstein – Hof b. Salzburg – Schober/Fuschl (Salzburg). Projektstufe I. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-016e/81, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05800-R, 18 Bl., Salzburg.
- SCHUBERT, G. (2007): Hydrogeologie. – In: EGGER, H. (Red.): Erläuterungen zu Blatt 66 Gmunden, 44–48, Geol. B.-A., Wien.
- SCHUBERT, G. & BERKA, R. (2007): Hydrogeologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.
- SEIBERL, W. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1.000.000 (Isanomalien der Totalintensität, Epoche 1977.7). – Geol. B.-A., Wien.
- SEIBERL, W., HEINZ, H. & GNOJEK, I. (1993): Wiener Becken und angrenzende Gebiete: Kompilierte geomagnetische Karte und qualitative Interpretation. – In: KRÖLL, A., GNOJEK, I., HEINZ, H., JIŘÍČEK, R., MEURERS, B., SEIBERL, W., STEINHAUSER, P., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über den Untergrund des Wiener Beckens und der angrenzenden Gebiete, 4–7, Wien.
- SEIBERL, W., KOVÁCSVÖLGYI, S., ŠEFARA, J. & SZABÓ, Z. (2000): Magnetic Anomalies. – In: CSÁSZÁR, G. (Ed.): Danube Region Environmental Geology Programme DANREG – Explanatory Notes. – Jb. Geol. B.-A., **142**, 555–560, Wien.
- SIBLIK, M. (2009): Bericht 2009 über Untersuchungen unterjurassischer Brachiopoden auf Blatt 65 Mondsee. – Jb. Geol. B.-A., **149/4**, 522, Wien.
- SIBLIK, M. (2012): Bericht 2012 über Untersuchungen von unterjurassischen Brachiopoden auf Blatt 65 Mondsee. – Jb. Geol. B.-A., **152**, 237, Wien.

- SIBLIK, M. & LOBITZER, H. (2005): Karnische Brachiopoden im Mitterweissenbachtal bei Bad Ischl (Salzkammergut, Oberösterreich). – In: WEIDINGER, J.T. & SPITZBART, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Gmundner Bezirks. Aus der Praxis der Geologen im Salzkammergut. – Gmundner Geo-Studien, **3**, 43–46, Gmunden (Erkudok©Institut/Stadtmuseum Gmunden).
- SIMONY, F. (1850): [Panorama vom Schafberg]. – Jb. Geol. R.-A., **1**, 374–375, Wien.
- SOFFEL, H.C. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus. – XI + 276 S., Berlin.
- SPENGLER, E. (1911): Die Schafberggruppe. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **4**, 181–275, Wien.
- SPENGLER, E. (1956): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen. Teil II: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., **99**, 1–74, Wien.
- SPEHL, H. (1984): Geologie und Sedimentologie des Quartär im Attergau/O.Ö. – Unveröff. Diss., Geol. Inst., Formal- u. Naturwiss. Fak., Univ. Wien, 251 S., Wien.
- STEINER, G.M. (1992): Österreichischer Moorschutzkatalog. – Grüne Reihe des Bundesministeriums für Umwelt, Jugend und Familie, 509 S., Graz.
- STEINER, G.M. (2001): Österreichische Moordatenbank. – Department für Vegetation, Ökologie und Naturschutz, Univ. Wien.
- STEUER, T. (2001): Strontium isotope stratigraphy of Turonian – Campanian Gosau-type rudist formations in the Northern Calcareous and Central Alps (Austria and Germany). – Cretaceous Res., **22**, 429–441, Amsterdam.
- STEUER, T. (2003): Strontium isotope stratigraphy of Cretaceous hippuritid rudist bivalves: rates of morphological change and heterochronic evolution. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **200**, 221–243, Amsterdam.
- STEUER, T. (2004): Turonian–Campanian Plagiptychidae (Mollusca: Hippuritoidea) of Gosau-type rudist formations of the Alps (Austria). – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **106 A**, 103–121, Wien.
- STEUER, T. & SCHLÜTER, M. (2012): Strontium isotope stratigraphy of Upper Cretaceous rudist bivalves: Biozones, evolutionary patterns and sea-level change calibrated to numerical ages. – Earth-Science Reviews, **114**, 42–60, Amsterdam.
- STOJASPAL, F. & LOBITZER, H. (1976): Bericht 1975 über stratigraphische Untersuchungen in der Gosau des Wolfgangsee-, Ischl- und Traungebietes auf Blatt 95, St. Wolfgang. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, A115–A116, Wien.
- STOLICZKA, F. (1861): Über die Gastropoden und Acephalen der Hierlatzschichten. – Sitzber. k. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Cl., 1. Abth., **43**, 157–204, Wien.
- STRACKENBROCK, I. (1985): Sedimentologische Untersuchungen im Mittleren Teil Des Attersees. – Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Göttingen, 89 S., Göttingen.
- STRAKA, W. (2001): Quartärgeologie des Weissenbachtals (Oberösterreich). – Unveröff. Dipl. Arb., Univ. Wien, Formal- u. Nat.-wiss. Fak., 141 Bl., Wien.
- STURM, M. (1968): Die Geologie der Flyschzone im Westen von Nußdorf/Attersee in Oberösterreich. – Unpubl. Diss., phil. Fak. Univ. Wien, 302 S., Wien.
- Suess, E. (1854): Über die Brachiopoden der Kössener Schichten. – Denkschr. k. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Cl., 2. Abt., **7**, 29–65, Wien.
- SUMMESBERGER, H. & KENNEDY, W.J. (1996): Turonian ammonites from the Gosau Group (Upper Cretaceous; Northern Calcareous Alps; Austria) with a revision of *Barroisicerus habermanneri* (HAUER, 1866). – Beitr. zur Paläont., **21**, 105–177, Wien.
- SVODOVÁ, M., ŠVÁBENICKÁ, L. & LOBITZER, H. (2012): Turonian and Coniacian palynoflora and calcareous nannofossils in the sediments of the Lower Gosau Subgroup, Northern Calcareous Alps, Austria. – Geoscience Research Reports for 2011, 232–238, Prague (in Czech with English abstract).

- SZENTE, I., BARON-SZABO, R., HRADECKÁ, L., KVAČEK, J., SVOBODOVÁ, M., ŠVÁBENICKÁ, L., SCHLAGINTWEIT, F. & LOBITZER, H. (2010a): The Lower Gosau Subgroup of the Kohlbachgraben and "Station Billroth" North of St. Gilgen (Turonian-?Coniacian, Salzburg, 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**, 135–154, Wien.
- SZENTE, I., LOBITZER, H. & SCHLAGINTWEIT, F. (2010b): A short Note on the Occurrence of the Upper Triassic Oyster *Umbostrea? montiscaprilis* (KLIPSTEIN, 1843) (Mollusca: Bivalvia) in the Northern Alpine Raibl Beds of the Schafberg, Salzburg, 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**, 27–33, Wien.
- TATZREITER, F. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen im kalkalpinen Anteil auf Blatt 65 Mondsee. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 260, Wien.
- TELFORD, W.M., GELDART, L.P., SHERIFF, R.E. & KEYS, D.A. (1976): Applied Geophysics. – XV + 860 S., Cambridge.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. – 710 S., Wien (Deuticke).
- UNGER, F. (1867): Kreidepflanzen aus Österreich. – Sitzber. k. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Cl., 1. Abth., **55**, 642–654, Wien.
- UNTERSWEIG, TH., LIPIARSKI, P. & HEINRICH, M. (2008): Die digitale Karte quartärer Sedimentgesteine in Österreich: Ein „Spin-off“ rohstoffgeologischer Bearbeitung. – Abh. Geol. B.-A., **62**, 117–122, Wien.
- UNTERSWEIG, TH., LIPIARSKI, P. & HEINRICH, M. (2013): Verbesserung der rohstoffgeologischen Grundlagen durch Aufarbeitung der im Zuge der Bewertungen für den Österreichischen Rohstoffplan gewonnenen neuen Erkenntnisse mit Schwerpunkt auf den Lockergesteinsvorkommen II: Mächtigkeiten der Sande und Kiessande. – Unveröff. Ber., VLG-Projekt Ü-LG-060/2011-2012, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv. Nr. A 17932-R, 3 + 53 Bl., Wien.
- VÖRÖS, A., SZABÓ, J., DULAI, A., SZENTE, I., EBLI, O. & LOBITZER, H. (2003a): Ein Beitrag zur Fauna (Gastropoden, Bivalven, Brachiopoden) und zur Fazies des Lias im Schafberg-Gebiet (Salzkammergut, Österreich). – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I.: Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. – Gmundner Geo-Studien, **2**, 123–126, Gmunden.
- VÖRÖS, A., SZABÓ, J., DULAI, A., SZENTE, I., EBLI, O. & LOBITZER, H. (2003b): Early Jurassic fauna and facies of the Schafberg area (Salzkammergut, Austria). – Fragmenta Palaeontologica Hungarica, **21**, 51–82, Budapest.
- WAGNER, L., KUCKELKORN, K. & HILTMANN, W. (1986): Neue Ergebnisse zur alpinen Gebirgsbildung Oberösterreichs aus der Bohrung Oberhofen 1 – Stratigraphie, Fazies, Maturität und Tektonik. – Erdöl, Erdgas, Kohle, **102/1**, 12–19, Wien.
- WAGREICH, M. (1998): Lithostratigraphie, Fazies und Sequenzstratigraphie der Gosau Gruppe von Bad Ischl und Strobl am Wolfgangsee (Oberturon-Maastricht, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **141**, 209–234, Wien.
- WAGREICH, M. (2003a): Die Entwicklung des Gosaubeckens während der Kreidezeit. – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I.: Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. – Gmundner Geo-Studien, **2**, 21–28, Gmunden.
- WAGREICH, M. (2003b): A slope-apron succession filling a piggyback basin: the Tannheim and Losenstein Formations (Aptian - Cenomanian) of the eastern part of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Mitt. Österr. Geol. Ges., **93**, 31–54, Wien.
- WAGREICH, M., PAVLISHINA, P. & MALATA, E. (2006): Biostratigraphy of the lower red shale interval in the Rhenodanubian Flysch Zone of Austria. – Cretaceous Research, **27**, 743–753, Amsterdam.

- WAGREICH, M., LUKENEDER, A. & EGGER, H. (2008a): Cretaceous History of 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. – Ber. Geol. B.-A., **74**, 12–30, Wien.
- WAGREICH, M., NEUHUBER, S., EGGER, H., WENDLER, I., SCOTT, R., MALATA, E. & SANDERS, D. (2008b): Cretaceous oceanic red beds (CORBS) in the Austrian Eastern Alps: Passive-margin vs. active-margin depositional settings. – Society for Sedimentary Geology Spec. Publ., **91**, 69–84, Tulsa.
- WEINBERGER, L. (1955): Exkursion durch das österreichische Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel der Irrsee- und Attersee-Zweige des Traungletschers. – Verh. Geol. B.-A., SH D, **1955**, 7–34, Wien.
- WELZEL, B. (1988): Sedimentologische Kartierung im Mondsee und ein Versuch zur Datierung der Sedimente anhand von Phosphorgehalten unter Berücksichtigung der Sanierungsmaßnahmen am Mondsee (Österreich). – Unveröff. Dipl.-Arb., 89 S., Univ. Göttingen.
- WILLVONSEDER, K. (1966): Eine bronzezeitliche Moorsiedlung in Gerlham bei Seewalchen. – Jb. OÖ. Musealver., **111**, 154–160, Linz.
- WIMMER, F.X. (1996): Pollenanalytische und stratigraphische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte am Nordrand der östlichen Kalkalpen. – Beitr. Naturk. Oberösterreich., **4**, 337–425, Linz.
- WINKLER, K. (1996): Massenbewegungen am Attersee Ostufer zwischen Kammerl und Weyregg. Ursachen und Entwicklung in Abhängigkeit vom geologischen Aufbau und der Gletschergeschichte. – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Wien, 59 S., Wien.
- WOLDRICH, J.N. (1868): Versuchbau auf Kohle in St. Gilgen am Wolfgangsee. – Verh. Geol. R.-A., **1868**, 66–67, Wien.
- WORTMANN, U.G., HERRLE, J.O. & WEISSERT, H. (2004): Altered carbon cycling and coupled changes in early Cretaceous weathering patterns: Evidence from integrated carbon isotope and sandstone records of the western Tethys. – Earth a. Planet. Sc. Lett., **220**, 69–82, Amsterdam.
- ZEZULA, G., BRÜGGEMANN, H., HEINRICH, M. & PESTAL, G. (1981): Bestandsaufnahme der Lockersedimente in Oberösterreich. – Unveröff. Ber., Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-A-001a/80, Bibl. Geol. B.-A. / Wiss. Archiv Nr. A 05245-R, 17 Bl., Wien.
- ZITTEL, K.A. v. (1873): Die Gastropoden der Stramberger Schichten. – Palaeontographica, Suppl. **3**, 311–491, Cassel.
- 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 ÖMV Aktiengesellschaft in Österreich und ihre geologisch-geophysikalische Interpretation. – Archiv f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A., **9**, 155–175, Wien.
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2006a): Schwerekarte (Isanomalien der Bouguerschwere). – Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.
- ZYCH, D. & MEURERS, B. (2006b): Schwerekarte. – In: KRÖLL, A., MEURERS, B., MOTSCHKA, K., OBERLERCHER, G., SEIBERL, W., SLAPANSKY, P., WAGNER, L., WESSELY, G. & ZYCH, D.: Erläuterungen zu den Karten über die Molassebasis Salzburg – Oberösterreich, 8–14, Wien.

Fototafeln

Fototafel 1

Abb. I: Hierlatzkalkbrekzie am Weg vom Mönichsee nach Auerriesen (SE Schafberg). Foto: H. EGGER.

Abb. II: Crinoiden- und Brachiopoden führender Hierlatzkalk mit Geopetalgefügen (Wasserwaagen; siehe Pfeil), Bergstation der Zahnradbahn am Schafberg. Foto: H. LOBITZER.



Fototafel 2

Abb. III: Untere Bunte Schiefer am Nordabhang des Hochplettrückens südlich von Oberaschau. Foto: H. EGGER.

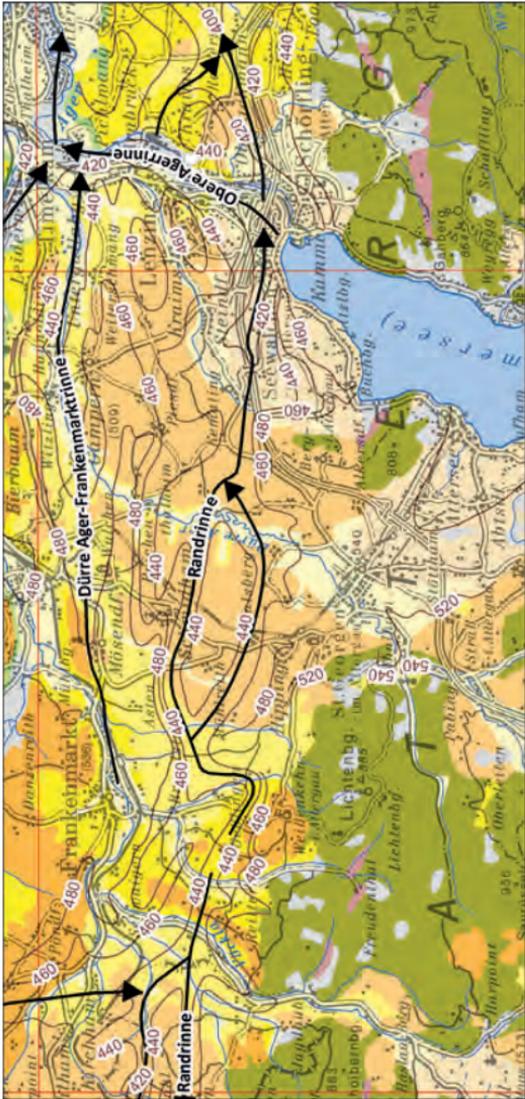
Abb. IV: Obere Bunte Schiefer (Seisenburg-Formation) am Nordabhang des Hochplettrückens östlich von Loibichl. Foto: H. EGGER.





Fototafel 3

Nordrand der Kalkalpen. Schafberg (1), Drachenwand (2), Hochpletzspitz (3), Mondsee (4), Position der Barriere im Eem und Früh-Würm (strichlierte Linie). Flugaufnahme mit Blickrichtung W. Foto: D. VAN HUSEN.



Quartär

- Alluvium und Holozän i.A.
- Niederterrasse und Würm i.A.
- Würmmoräne
- Hochterrasse und Riß i.A.
- Rißmoräne
- Deckenschotter und Äquivalente, lokal Schotter des obersten Neogens bis Altpleistozäns
- Mindelmoräne, lokal Günzmoräne

Neogen

- Otnangium i.A. (Schlier, Sandeinschaltungen)

Flyschzone

- Rhenodanubikum (Sandstein, Pelit; Maastrichtium bis Paleozän)
- Ultrahelvetikum (Mergel; Albium bis Eozän)
- Oberkante Schlier bzw. Flysch (in Meter über Adria)
- ÖK50-Blattschnitt

Fototafel 4

Verlauf der bedeutendsten, von quartären Sedimenten erfüllten Erosionsrinnen im Norden des Kartenblattes nach FLOGL (1970).

Fototafel 5

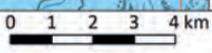
Bedeutende Wasserentnahmen auf Blatt 65 Mondsee nach den Wasserbüchern der Bezirksverwaltungsbehörden; die Nummern entsprechen den Zeilen in Tabelle 3 im Text; Geologie nach KRENMAYR & SCHNABEL (2006).



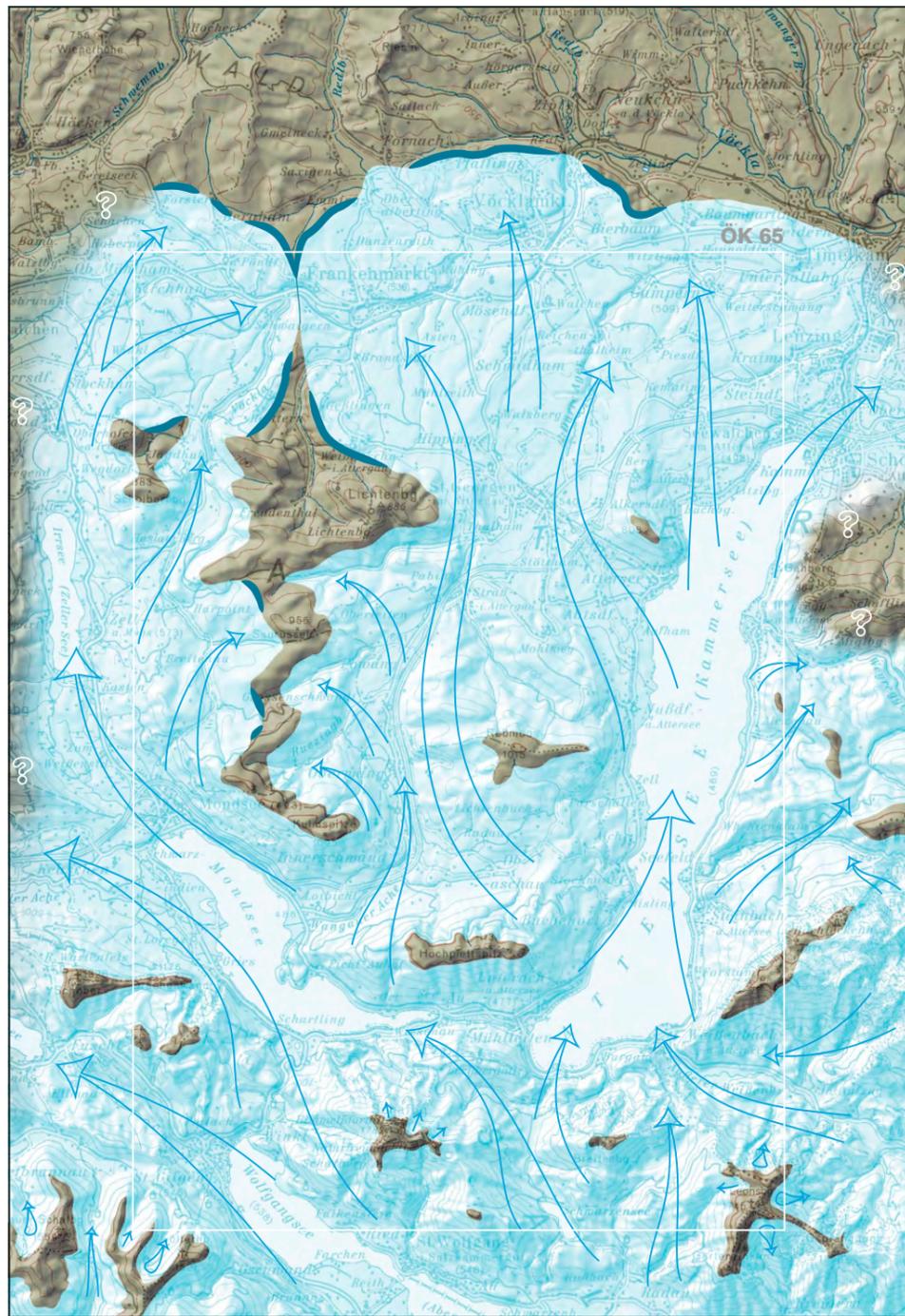
- Quartär**
- Alluvium und Holozän i.A.
 - Niederterrasse und Würm i.A.
 - Würmmoräne
 - Hochterrasse und Riß i.A.
 - Rißmoräne
 - Deckenschotter und Äquivalente, lokal Schotter des obersten Neogens bis Altpleistozäns
 - Mindelmoräne, lokal Günzmoräne
- Neogen**
- Ottungium i.A. (Schlier, Sandeinschaltungen)

- Flyschzone**
- Rhenodanubikum (Sandstein, Pelit; Maastrichtium bis Paleozän)
 - Ultrahelvetikum (Mergel; Albium bis Eozän)
- Nördliche Kalkalpen**
-

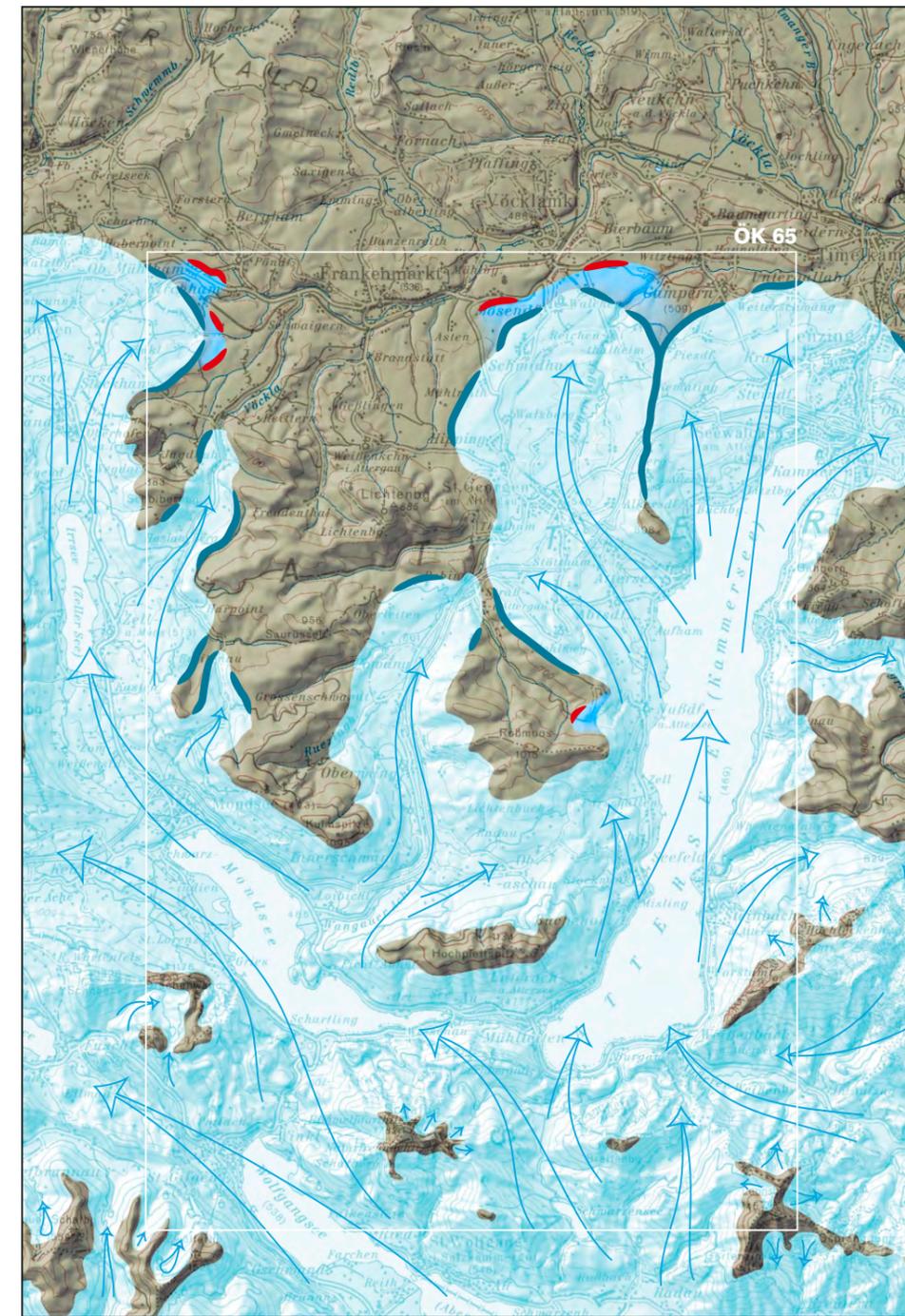
- Wasserentnahmen**
(langfristiger Konsens bzw. durchschnittl. Schüttung)
- Brunnen bis 15,7 l/s
 - Brunnen 30-60 l/s
 - Brunnen 150 l/s
 - Quelle bis 14 l/s
 - Quelle 51,5 l/s



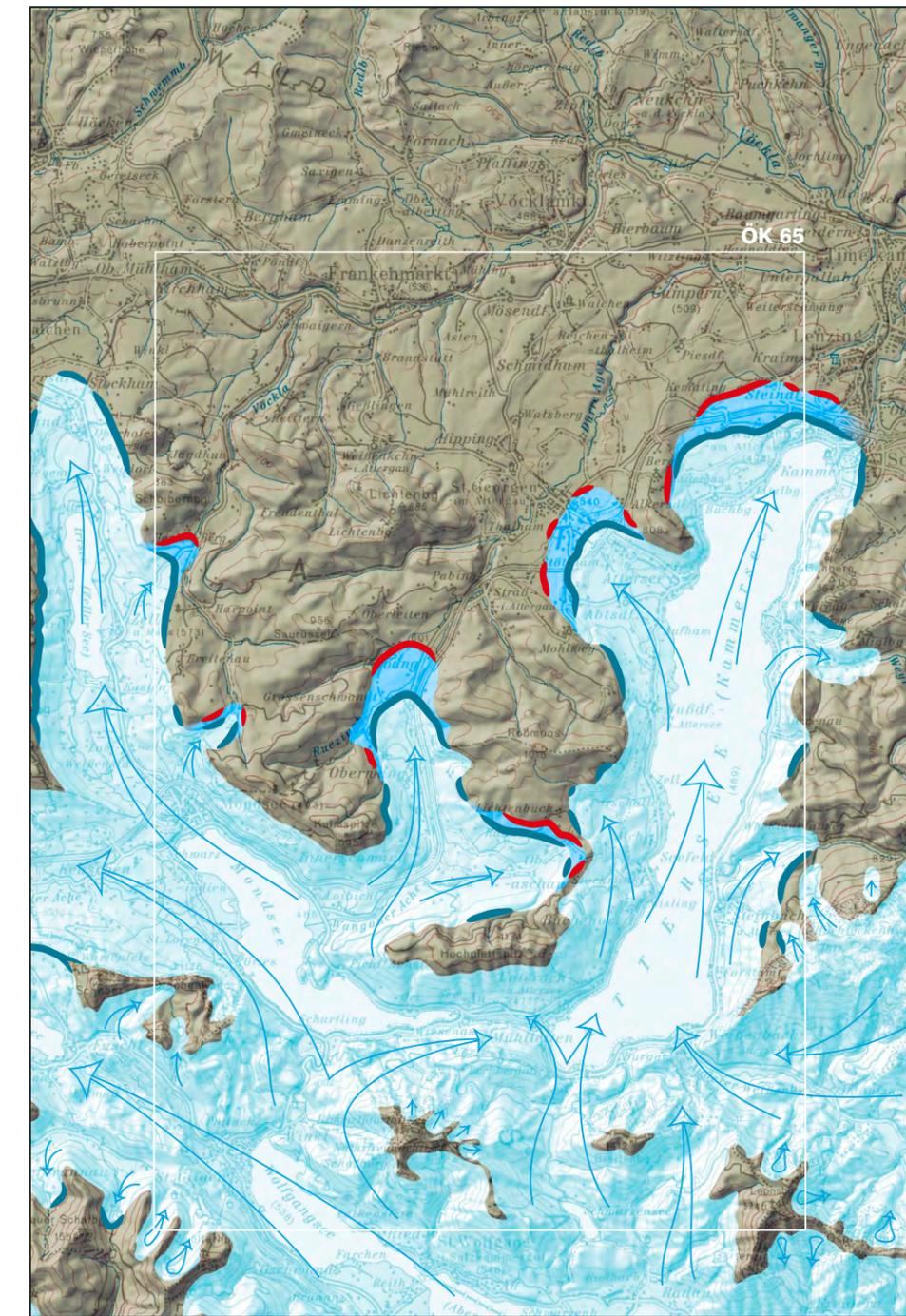
— ÖK50-Blattschnitt



Mindel



Riß



Würm



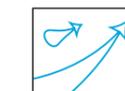
Geschlossener Eisrand
(Riß und Würm: Gletscherhöchststand),
Moränenwall



Vereinzelte Moränen des Maximalstandes,
Moränenwall



Ausdehnung nicht nachgewiesen



Karraum,
Fließrichtung des Eisstromes

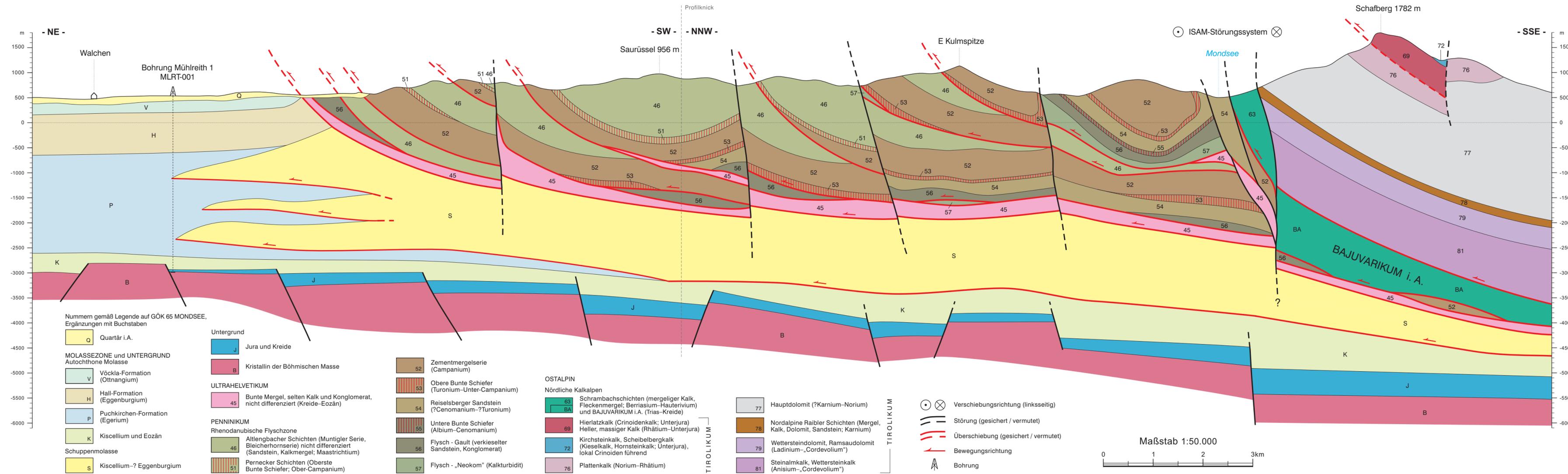


Eisfreier Bereich,
innerhalb des Eisstromnetzes heraus-
ragende Nunataker und Firnkämme

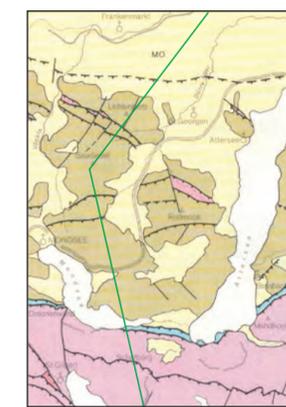
Maßstab



Topographie: BEV – 2014, vervielfältigt mit Genehmigung des BEV – Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, T2014/110060.



Lage des Profilschnitts
1:400 000



- Quartär
- Tirolikum
- Bajuvarikum
- Rhenodanubischer Flysch
- Ultrahelvetikum und Flysch (Wolfgangseefenster)
- Ultrahelvetikum
- MO Molasse (unter Quartärbedeckung)

- Störungsfläche (gesichert/vermutet)
- Überschiebungsfläche (gesichert/vermutet)
- Lage des Profils

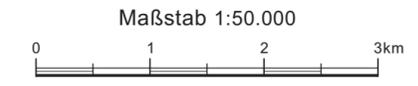
- Nummern gemäß Legende auf GÖK 65 MONDSEE, Ergänzungen mit Buchstaben
- Q Quartär i.A.
- MOLASSEZONE und UNTERGRUND
Autochthone Molasse
- V Vöckla-Formation (Ottangium)
 - H Hall-Formation (Eggenburgium)
 - P Puchkirchen-Formation (Egerium)
 - K Kiscellium und Eozän
- Schuppenmolasse
- S Kiscellium-? Eggenburgium
- Untergrund
- J Jura und Kreide
 - B Kristallin der Böhmisches Masse
- ULTRAHELVETIKUM
- 45 Bunte Mergel, selten Kalk und Konglomerat, nicht differenziert (Kreide-Eozän)
- PENNINIKUM
Rhenodanubische Flyschzone
- 46 Alltengbacher Schichten (Muntigler Serie, Bleicherhornserie) nicht differenziert (Sandstein, Kalkmergel; Maastrichtium)
 - 51 Pernecker Schichten (Oberste Bunte Schiefer; Ober-Campanium)

- 52 Zementmergelserie (Campanium)
- 53 Obere Bunte Schiefer (Turonium-Unter-Campanium)
- 54 Reiselsberger Sandstein (?Cenomanium-?Turonium)
- 55 Untere Bunte Schiefer (Albium-Cenomanium)
- 56 Flysch - Gault (verkieserter Sandstein, Konglomerat)
- 57 Flysch - „Neokom“ (Kalkturbidit)

- OSTALPIN
Nördliche Kalkalpen
- 63 Schrambachschichten (mergeliger Kalk, Fleckenmergel; Berriasium-Hauterivium) und BAJUVARIKUM i. A. (Trias-Kreide)
 - 69 Hierlatzkalk (Crinoidenkalk; Unterjura), Heller, massiger Kalk (Rhätium-Unterjura)
 - 72 Kirchsteinkalk, Scheibelbergkalk (Kieselkalk, Hornsteinkalk; Unterjura), lokal Crinoiden führend
 - 76 Plattenkalk (Norium-Rhätium)

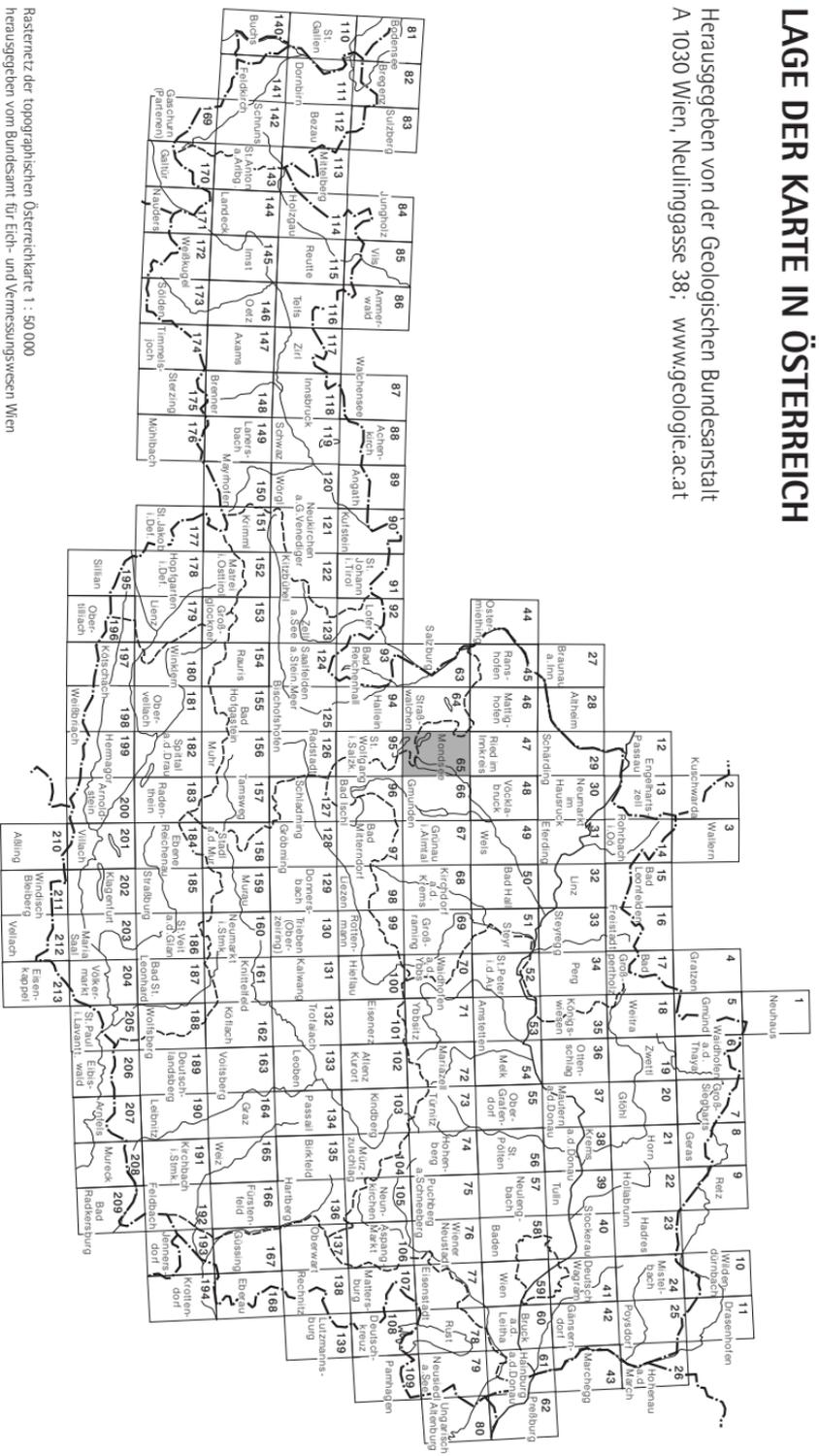
- TIROLIKUM
- 77 Hauptdolomit (?Karnium-Norium)
 - 78 Nordalpine Raibler Schichten (Mergel, Kalk, Dolomit, Sandstein; Karnium)
 - 79 Wettersteindolomit, Ramsaudolomit (Ladinium-, Cordevolium)
 - 81 Steinalmkalk, Wettersteinkalk (Anisium-, Cordevolium)

- ⊙ ⊗ Verschiebungsrichtung (linkssseitig)
- — — Störung (gesichert / vermutet)
- — — Überschiebung (gesichert / vermutet)
- Bewegungsrichtung
- ⊕ Bohrung



LAGE DER KARTE IN ÖSTERREICH

Herausgegeben von der Geologischen Bundesanstalt
 A 1030 Wien, Neulinggasse 38; www.geologie.ac.at



Rasternetz der topographischen Österreichkarte 1 : 50 000
 herausgegeben vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen Wien