

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50 000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

88 ACHENKIRCH

Von ALFRED GRUBER, MICHAEL LOTTER & RAINER BRANDNER

Mit Beiträgen von

GERHARD BIEBER, ILSE DRAXLER, MARIA HEINRICH,
BEATRIX MOSHAMMER, HUGO ORTNER, SEBASTIAN PFLEIDERER,
ALEXANDER RÖMER, DIETHARD SANDERS, THOMAS SAUSGRUBER,
GERHARD SCHUBERT, AXEL SPIELER & CHRISTOPH SPÖTL

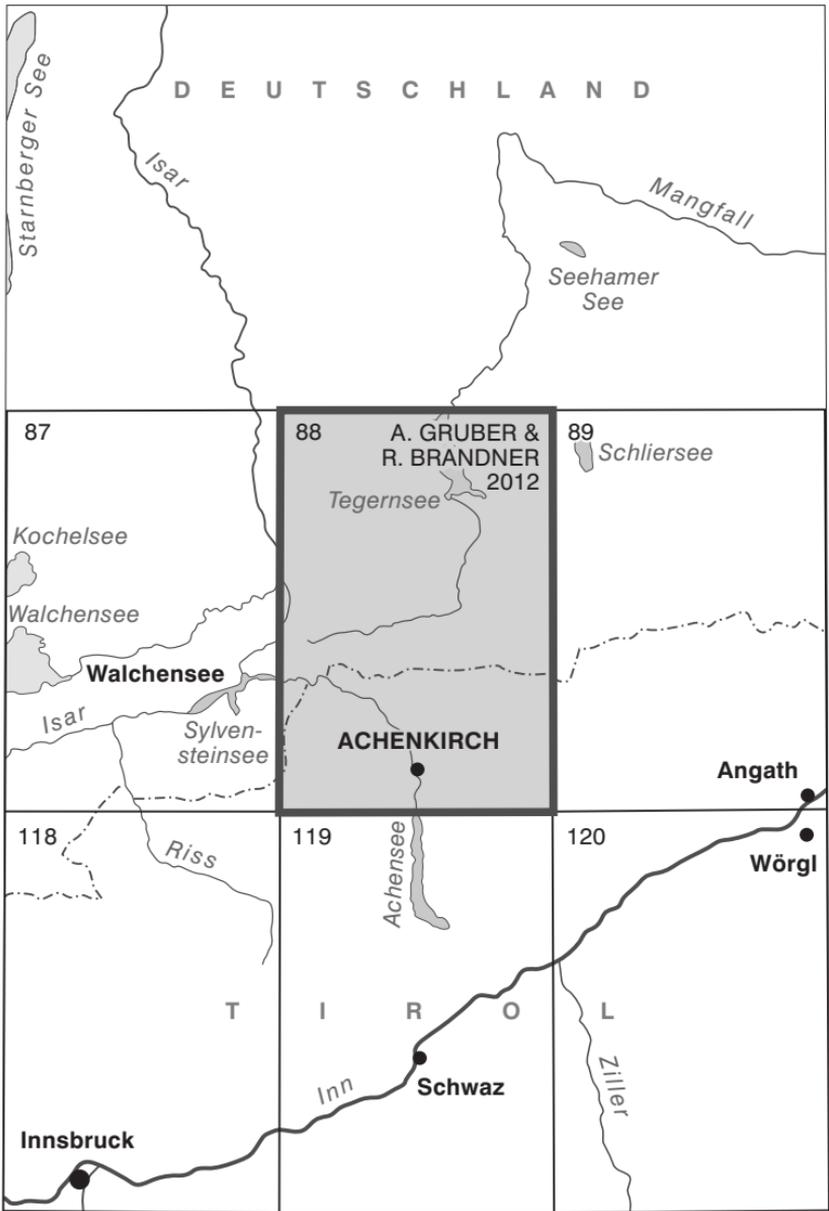
74 Abbildungen, 3 Tabellen, 12 Tafeln, 4 Faltafeln



 **Bundesministerium**
Bildung, Wissenschaft
und Forschung

Wien 2022

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



Blatt 88 Achenkirch
 und seine Nachbarblätter mit Stand der Bearbeitung (Ende 2021)

GEOLOGISCHE KARTE DER REPUBLIK ÖSTERREICH 1 : 50 000

ERLÄUTERUNGEN

zu Blatt

88 ACHENKIRCH

Von ALFRED GRUBER, MICHAEL LOTTER & RAINER BRANDNER

Mit Beiträgen von

GERHARD BIEBER, ILSE DRAXLER, MARIA HEINRICH,
BEATRIX MOSHAMMER, HUGO ORTNER, SEBASTIAN PFLEIDERER,
ALEXANDER RÖMER, DIETHARD SANDERS, THOMAS SAUSGRUBER,
GERHARD SCHUBERT, AXEL SPIELER & CHRISTOPH SPÖTL

74 Abbildungen, 3 Tabellen, 12 Tafeln, 4 Falttafeln



 **Bundesministerium**
Bildung, Wissenschaft
und Forschung

Wien 2022

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

Anschriften der Verfasserinnen und Verfasser

MAG. GERHARD BIEBER, MAG. ALFRED GRUBER, DR. MICHAEL LOTTER, DR. BEATRIX MOSHAMMER,
DR. SEBASTIAN PFLEIDERER, MAG. ALEXANDER RÖMER, DR. GERHARD SCHUBERT
Geologische Bundesanstalt
1030 Wien, Neulinggasse 38

gerhard.bieber@geologie.ac.at, alfred.gruber@geologie.ac.at,
michael.lotter@geologie.ac.at, beatrix.moshammer@geologie.ac.at,
sebastian.pfleiderer@geologie.ac.at, alexander.roemer@geologie.ac.at,
gerhard.schubert@geologie.ac.at

UNIV.-PROF. DR. RAINER BRANDNER,
AO. UNIV.-PROF. DR. HUGO ORTNER,
AO. UNIV.-PROF. DR. DIETHARD SANDERS,
UNIV.-PROF. DR. CHRISTOPH SPÖTL
Universität Innsbruck,
Institut für Geologie
6020 Innsbruck, Innrain 52
rainer.brandner@uibk.ac.at,
hugo.ortner@uibk.ac.at,
diethard.g.sanders@uibk.ac.at
christoph.spoetl@uibk.ac.at

DR. MARIA HEINRICH
1030 Wien, Marxergasse 37/5
maria.heinrich@gmx.at

DR. THOMAS SAUSGRUBER
Wildbach- und Lawinenverbauung,
Stabstelle Geologie
6020 Innsbruck, Wilhelm-Greil-Straße 9
thomas.sausgruber@die-wildbach.at

AXEL SPIELER
CH-4642 Gersau, Talstraße 20

DR. ILSE DRAXLER
2380 Perchtoldsdorf, F.-Mähring-Platz 4
pal.draxler@gmail.com

Zitiervorschlag

Gesamtwerk

GRUBER, A., LOTTER, M. & BRANDNER, R. (Red.) (2022): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 88 Achenkirch. – 296 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Einzelartikel

MOSHAMMER, B., PFLEIDERER, S. & HEINRICH, M. (2022): Mineralische Rohstoffe. – In: GRUBER, A., LOTTER, M. & BRANDNER, R. (Red.): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 88 Achenkirch, 214–218, Geologische Bundesanstalt, Wien.

© Topografie (Abb. 63b, 67–74, Faltafel 1: Fig. 3a): BEV, CC BY 4.0.

Alle Rechte vorbehalten

ISBN-13: 978-3-903252-08-0

Redaktion: Alfred Gruber, Michael Lotter & Andrea Steinbichler

Technische Redaktion: Christoph Janda & Andrea Steinbichler

Lektorat: Christian Cermak

Grafische Umsetzung: Monika Brüggemann-Ledolter

Satz: Jarmila Böhm

Druck: Print Alliance HAV Produktions GmbH, Druckhausstraße 1, 2540 Bad Vöslau

Inhalt

Vorwort.....	5
1. Geografischer Überblick (A. GRUBER).....	7
2. Geologischer Überblick (A. GRUBER, R. BRANDNER, H. ORTNER & M. LOTTER).....	12
2.1. Neuabgrenzung von Tirolisch-Norischem und Bajuvarischem Deckensystem	18
3. Schritte zur Erstellung des aktuellen Kartenblattes (A. GRUBER & M. LOTTER).....	22
4. Geologischer Bau und tektonische Einheiten (A. GRUBER, H. ORTNER, R. BRANDNER & T. SAUSGRUBER).....	24
4.1. Tirolisch-Norisches Deckensystem	24
4.2. Tektonische Großstrukturen des Achensee-Gebietes im Überblick.....	24
4.3. Achentale-Überschiebung.....	26
4.4. Liegendblock der Achentale-Überschiebung.....	29
4.4.1. Karwendel-Synklinale.....	30
4.4.2. Scharfreiter-Antiklinale und nördlich angrenzende Falten.....	31
4.4.3. Dürrach-Aufschiebung	32
4.4.4. Rotwandalm-Störung.....	32
4.4.5. Faltenstrukturen und Aufschiebungen im Demeljoch-Massiv und im Hühnersbachtal	33
4.4.6. Faltenstrukturen und Aufschiebungen zwischen Pitzbach und Dollmannsbach	33
4.4.7. Thiersee-Synklinale	34
4.4.8. Hofjoch- und Roßstand-Antiklinale	37
4.5. Hangendblock der Achentale-Überschiebung („Achentale Schubmasse“).....	38
4.5.1. Guffert-Antiklinale	38
4.5.2. Unnutz-Antiklinale	43
4.6. Altersabfolge der Strukturen.....	48
4.6.1. Jurassische Strukturen.....	48
4.6.2. Kretazische bis neogene Strukturen	49
4.6.3. Genese der Faltenknicke.....	50
5. Entwicklungsgeschichte (A. GRUBER).....	52
5.1. Die Sedimentationsgeschichte der Nördlichen Kalkalpen vom Perm bis in die Unterkreide	52
5.1.1. Kontinentale Rotsedimente des Perm bis Plattform-Becken-Entwicklung der Obertrias	52
5.1.2. Geodynamik und Faziesentwicklung am Übergang Trias-Jura.....	54
5.1.3. Faziesentwicklung im Jura	55
5.1.4. Bächental-Becken und globales anoxic event.....	56
5.1.5. Erste Einengung im Oberjura	56
5.2. Alpidische Gebirgsbildung.....	57
5.2.1. Die Deckenbildung der Nördlichen Kalkalpen (eoalpidische/prägosauische Deformation).....	57
5.2.2. Subduktion des Piemont-Ligurischen-Ozeans und Kontinent-Kontinent-Kollision (Oberkreide bis Eozän)	59
5.3. Tektonisch-morphologische Entwicklung im Oligozän und Miozän	60
5.3.1. Unterinntal-Tertiär, Paläo-Inn und Augenstein-Sedimente	60
5.3.2. Laterale Extrusion.....	61
5.3.3. Inntal-Störung und Exhumierung des Tauern-Fensters	62
5.4. Landschaftsentwicklung im Pliozän und Quartär	62
5.4.1. Morphogenese und Talentwicklung	62

5.4.2. Eisaufbau und Übergang zur Vollvergletscherung des Würm-Hochglazials	64
5.4.3. Würm-Spätglazial	67
5.4.4. Holozän	68
6. Erläuterungen zur Kartenlegende (A. GRUBER, M. LOTTER, R. BRANDNER, T. SAUSGRUBER, A. SPIELER, D. SANDERS & I. DRAXLER).....	70
6.1. Diverse Zeichen	70
6.2. Mitteltrias bis Unterkreide des Tirolikums (Inntal-Lechtal-Decke)	71
6.3. Quartäre Sedimente und Formen	131
6.3.1. Würm-Hochglazial (Pleistozän).....	131
6.3.2. Würm-Spätglazial (Pleistozän).....	145
6.3.3. Holozän	151
7. Ingenieurgeologie – Geogene Naturgefahren (M. LOTTER & A. GRUBER).....	164
7.1. Geotechnische Eigenschaften der Gesteine	164
7.2. Wichtige gravitative Massenbewegungen	169
7.3. Aspekte der Baugeologie und Wildbachverbauung	184
8. Moore (I. DRAXLER, M. LOTTER & A. GRUBER)	188
8.1. Allgemeines zu den Mooren	188
8.2. Moore des Kartenblattes im Naturpark Karwendel	188
8.3. Ramsar-Gebiet Bayerische Wildalm und Wildalmfilz	198
9. Hydrogeologie (G. SCHUBERT, A. GRUBER & M. LOTTER)	202
10. Karstformen und Höhlen (A. GRUBER, M. LOTTER & C. SPÖTL).....	210
11. Mineralische Rohstoffe (B. MOSHAMMER, S. PFLEIDERER & M. HEINRICH).....	214
11.1. Bitumenmergel	214
11.2. Hochreine Karbonatgesteine	216
11.3. Baurohstoffe	216
12. Geoelektrische Erkundungen im Achenal (A. RÖMER, G. BIEBER & A. GRUBER) ..	219
13. Exkursionsvorschläge (A. GRUBER & M. LOTTER)	221
Literatur	243
Farbtafeln.....	279

Vorwort

Genau 100 Jahre nach dem Erscheinen der Geologischen Karte 1:75.000, Blatt 4947 „Achenkirch und Benedictbeuern“ (AMPFERER, 1912a) wurde von dieser Gegend ein neues geologisches Kartenblatt der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 88 Achenkirch, im Maßstab 1:50.000 fertiggestellt (GRUBER & BRANDNER, 2012). In diesem langen Zeitraum hat sich das Wissen um den geologischen Bau des Achensee-Gebietes bedeutend erweitert und verbessert. Die heutzutage verfügbaren topografischen Unterlagen einschließlich moderner digitaler Geländemodelle (Laserscan-Daten) ermöglichen zudem eine detailliertere Erfassung und präzisere Verortung geologischer, tektonischer und geomorphologischer Strukturen.

Angesichts der hervorragenden Aufschlussverhältnisse stand die Region um Achenkirch seit den Anfängen der geologischen Erforschung Mitte des 19. Jahrhunderts im Fokus der stratigrafischen Bearbeitung, insbesondere die Jura-Schichtfolge betreffend. In dem Gebiet erschließen sich des Weiteren wichtige Details zum Verständnis der tektonischen Entwicklung der westlichen Nördlichen Kalkalpen. Hierzu ist auch der geologische „Seitenblick“ auf die angrenzenden Regionen des Karwendel- und Rofangebirges von großer Bedeutung, die Schlüsselstellen für den Deckenbau der Kalkalpen aufweisen. Nicht zuletzt lieferten die Erkenntnisse aus der nahe gelegenen Tiefbohrung Vorderriß (BACHMANN & MÜLLER, 1981) und die Ergebnisse des TRANSALP-Tiefenseismik-Projektes Tegernsee-Treviso (ORTNER et al., 2006; TÖCHTERLE, 2005) entscheidende Fakten und neue Einblicke in den Deckenbau. Die ausführliche geologische Erforschungsgeschichte zu diesem Kartenblatt ist als eigene Publikation (GRUBER & LOTTER, 2019) im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt erschienen.

Die geologische Neuaufnahme des Kartenblattes 88 Achenkirch im Kartierungsmaßstab 1:10.000 begann ab den 1980er Jahren unter der wissenschaftlichen Leitung von RAINER BRANDNER (Universität Innsbruck), der zunächst AXEL SPIELER und später THOMAS SAUSGRUBER mit umfangreichen stratigrafisch-strukturellen Untersuchungen betraute sowie zahlreiche Kartierungsübungen abhielt. Mit der Übernahme der Projektleitung für das Kartenblatt an der Geologischen Bundesanstalt durch ALFRED GRUBER im Jahr 2005 wurde in den nachfolgenden Jahren gemeinsam mit RAINER BRANDNER und MICHAEL LOTTER verstärkt an der Aufnahme und Fertigstellung des Blattes gearbeitet. Dabei konnten auch neuere Kartierungen, Manuskripte, Beschreibungen und Diskussionsbeiträge wichtiger regionaler Bearbeiter wie JOHANN GRUBER, LUKAS WISCHOUNIG, DIETHARD SANDERS, KLAUS DOBEN, THOMAS HORNING, HUGO ORTNER und JÜRGEN M. REITNER übernommen und eingearbeitet werden. Weitere Autoren geowissenschaftlicher Beiträge sind dem Tagungsband zur Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt in Achenkirch (GRUBER, 2011) zu entnehmen.

Die Geländearbeiten und der umfangreiche Informationsaustausch unter der beteiligten Expertenschaft erfolgte unter Anwendung aktueller Bearbeitungsstandards und moderner Aufnahmekriterien für die Fest- und Lockergesteine sowie die Reliefentwicklung. Insbesondere wurde auch Wert auf eine möglichst vollständige Erfassung und Analyse der tektonischen Strukturen sowie der quartären Landschaftsentwicklung einschließlich der Ausbildung gravitativer Massenbewegungen gelegt. Ebenso fanden die Neuerkenntnisse der lithostratigrafischen Gliederung der kalkalpinen Schichtfolge (gemäß PILLER et al., 2004) und neue wissenschaftliche Arbeiten zu diesem Thema im Raum Achensee-Karwendel (GSSP Trias/Jura am Kuhjoch) eine adäquate Berücksichtigung.

In bewährter Weise konnte für diesen Erläuterungsband auf den Input von ILSE DRAXLER (Moore), GERHARD SCHUBERT (Hydrogeologie), MARIA HEINRICH, BEATRIX MOS-

HAMMER und SEBASTIAN PFLEIDERER (mineralische Rohstoffe) sowie von ALEXANDER RÖMER und GERHARD BIEBER (geoelektrische Erkundungen) zurückgegriffen werden. Damit wurde neben dem Thema Massenbewegungen die Einbeziehung weiterer angewandt-geowissenschaftlicher Themen für das Kartenblatt ermöglicht.

Für die Verbesserung der Texte zur Entwicklungsgeschichte und zu den quartären Sedimenten und Formen sorgten dankenswerterweise RALF SCHUSTER und JÜRGEN M. REITNER. Wertvolle Informationen für die Beschreibung des Karstformenschatzes kamen von CHRISTOPH SPÖTL. Für die brillanten grafischen Darstellungen zeichnet MONIKA BRÜGGEMANN-LEDOLTER verantwortlich. Besonderer Dank für das kritische Review und das konstruktive Lektorat gebührt ANDREA STEINBICHLER und CHRISTIAN CERMAK sowie THOMAS HOFMANN und CHRISTOPH JANDA für unzählige Verbesserungsvorschläge und insbesondere ihre Geduld und Ausdauer im Fertigstellungsprozess.

Die nachfolgenden Ausführungen gehen zwecks besseren Verständnisses regionaler Zusammenhänge teilweise über den Kartenblattrand hinaus und erreichen somit einen gewissen Umfang. Dies geschieht im Lichte der Tatsache, dass es bis dato seitens der Geologischen Bundesanstalt keine modernen Kartenwerke und Erläuterungen der umgebenden Kartenblätter gibt.

Alle Höhenangaben, auch jene auf deutschem Staatsgebiet, beziehen sich entsprechend der Kartengrundlage des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (BEV) auf Meter über Adria (Pegel von Triest).

ALFRED GRUBER, MICHAEL LOTTER & RAINER BRANDNER

1. Geografischer Überblick

(A. GRUBER)

Das Gebiet des Blattes 88 Achenkirch (österreichischer Anteil) hat in topografischer Hinsicht, gemäß der Gebirgsgruppengliederung von GRASSLER (1984), Anteil an drei Gebirgsgruppen der Ostalpen: Das Gebiet westlich der Seeache und des Achensees gehört zum Karwendel, jenes östlich und südöstlich der Linie Achensee–Seeache–Ampelsbach–Filzmoosbach–Sattelbach zu den Brandenberger Alpen (Untergruppen: Unnutz- und Guffert-Massiv). Der Zwickel zwischen Seeache, Ampelsbach, Filzmoosbach und Sattelbach ist Teil der Bayerischen Voralpen (Untergruppe: Mangfallgebirge bzw. dessen Westteil Tegernseer Berge) (Abb. 1). Es gibt sieben charakteristische Landschaftsräume, die sich nur zum Teil an die Abgrenzung der genannten Gebirgsgruppen halten: 1. das Bächental, 2. der Kamm Schreckenspitze–Juifen–Demeljoch, 3. das Achental, 4. die Blauberger und die südlichen Vorberge Hofjoch, Roßstand, Natterwand, Schneidjoch, 5. das Guffert-Massiv, 6. das Unnutz-Massiv und schließlich 7. das Talbecken von Steinberg am Rofan (im weiteren Text nur mehr „Becken von Steinberg“). Den zentralen Teil nimmt das breite Achental ein, das vom Achensee–Nordspitz (930 m) bis zum Sylvenstein-speicher (750 m, westlicher Blattrand zu ÖK 87) im Isartal reicht.

Das Bächental ist ein weitverzweigtes Wald- und Almental im nördlichen Karwendel (Abb. 2). Es ist von einem Kranz knapp über 2.000 m hoher Berge umgeben (z.B. Mondscheinspitze, 2.106 m, ÖK 119; Scharfreiter, 2.102 m, ÖK 87) und mündet mit einer kilometerlangen Schlucht bei Fall (773 m, ÖK 87) in das Isartal. Breite Übergänge führen nach Westen und Süden in das Risstal (Baumgarten- und Grasbergsattel, 1.554 m bzw. etwa 1.550 m, ÖK 118), nach Südosten in das Gerntal und zum Achensee (Schleimssattel, 1.556 m, ÖK 119) und nach Osten und Nordosten in das Achental (Gröbner Hals, ca. 1.654 m; Rotwandalmsattel, ca. 1.510 m).



Abb. 1. Schrägluftaufnahme des Achensees und Achentales nach Nordnordwesten, mit Unnutz-Massiv rechts, Karwendel links und Grenzkeamm (Tegernseer Berge) zwischen Tirol und Bayern in der Bildmitte hinten (Foto: A. GRUBER, 2011).

Den Südwestteil des Kartenblattes (Abb. 1, 2) beherrscht ein bis rund 2.000 m aufragender, nach Westen und Osten steil abfallender, grasiger Bergkamm des nördlichen Karwendels. Dieser Kamm zieht parallel zum Achenental im Bogen nach Nordwesten, wo er über dem Sylvensteinspeicher endet. Der breite Gröbner Hals (ca. 1.654 m) im Süden, das Joch (ca. 1.725 m) westlich der Lämpereralm und die tiefe Einsattelung (ca. 1.510 m) beim Rotwandalm-Hochleger segmentieren den Kamm in mehrere Abschnitte. Der südliche Abschnitt trägt die Schreckenspitze (2.022 m) und die Sonntagsspitze (1.926 m), der mittlere Teilkamm den Rether Kopf (1.926 m), den Kafell (1.906 m) und die Marbichlerspitze (1.898 m) sowie den kurzen Seitenkamm mit den Auftragungen des Rether Jochs (ca. 1.905 m), des Markkops (1.776 m) und des Rether Horns (1.656 m). Der Juifen (1.988 m) bildet einen eigenen kleinen Gebirgsstock. Der nordwestliche Kammabschnitt gipfelt im Demeljoch (1.924 m) und endet im weiten Bogen nach Nordosten am Hühnerberg (1.330 m), das Hühnersbachtal umschließend. Die Ostabdachung des Hauptkammes ist durch mehrere Zweigkämme mit vorgelagerten Gipfeln unterteilt. Von Süden nach Norden bzw. Nordwesten sind dies der Christlumkopf (1.758 m), die Hochplatte (1.813 m), der Schulterberg (1.686 m), der Pitzkopf (1.670 m) und der Halskopf (1.406 m).

Der südliche Abschnitt des bis zu einem Kilometer breiten Achenales wird im Osten vom wenig gegliederten Steilabfall des Unnutz-Massivs geprägt, wohingegen die Westseite sanft zu den voranstehend genannten Vorgipfeln und zuletzt steil zum Kamm Schreckenspitze–Juifen ansteigt. An der Einmündung des Ampelsbaches (Abb. 3) macht das Achenental einen Schwenk nach Nordwesten und führt abwechselnd mit Talverengungen und Talweitungen (Achenwald) zum Sylvensteinspeicher (Stauhöhe etwa 750 m) im Isartal. Der Achenpass (940 m) verbindet das Achenental mit dem Weißbach- und Tegernseer Tal (Bayern).

Das Unterau- und Oberaual (Abb. 1) münden von Westen mit flachen Schwemmfächern fast gleichsöhlig in das Achenal. Die Seitentäler weiter talabwärts enden durchwegs in tiefen Schluchten und Klammern (Blaserbach-, Dollmannsbach-,

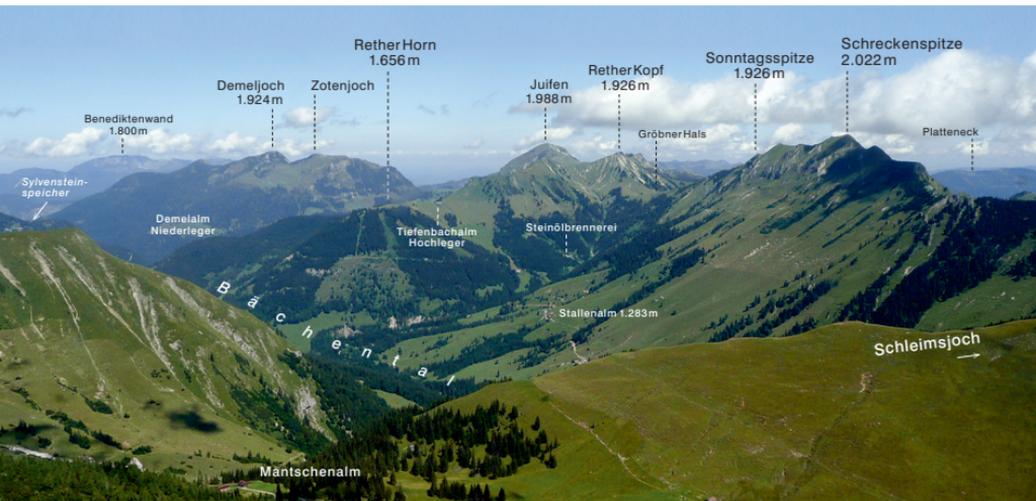


Abb. 2. Schrägluftaufnahme nach Norden in das hintere Bächental mit dem Westgrat des Schleimsjochs (1.809 m) im Vordergrund (ÖK 119), Stallenal (1.283 m) sowie Tiefenbachalm-Hochleger in der Bildmitte; rechts im Bild die Schreckenspitze (2.022 m), im Hintergrund Demeljoch (1.924 m, links) und Juifen (1.988 m, Bildmitte) (Foto: A. GRUBER, 2011).

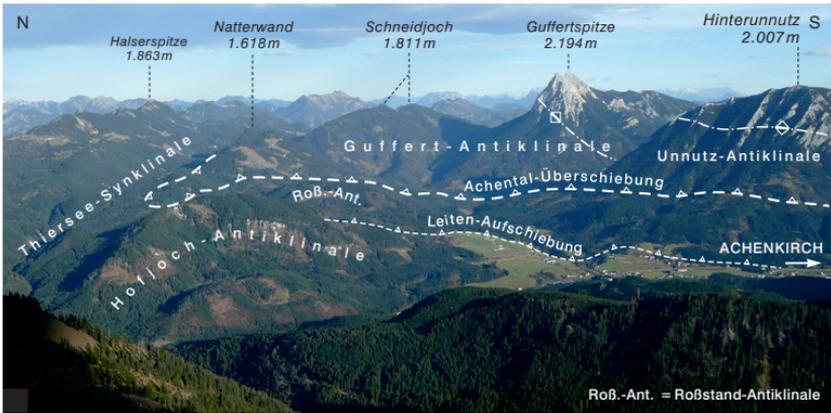


Abb. 3.

Blick von den Südwesthängen des Juifen (1.988 m) über das Achenal hinweg nach Osten auf die Brandenberger Alpen mit den wichtigsten tektonischen Strukturen. Die „Achentaler Schubmasse“ wird durch die Guffert- und Unnütz-Antiklinale repräsentiert (siehe Kap. 4; Falltafel 3: Karte) (Foto: A. GRUBER, 2010).

Taschbach-, Hühnersbachtal). Nach Norden wird das Einzugsgebiet des Achenales mit dem Ost-West streichenden Kamm der Blaubeerge (Tegernseer Berge, Bayerische Voralpen) gegen das bayerische Weißbachtal abgegrenzt (Abb. 1, 3). Wichtigste Erhebungen entlang der Staatsgrenze im Kammverlauf sind Reitberg (1.455 m), Reitstein (1.516 m), Schildenstein (1.613 m) und Halserspitze (1.863 m). Das Weißbachtal verläuft vom Achenpass (940 m) parallel zum Gebirgsstreichen nach Ostnordosten, schwenkt auf der Höhe von Wildbad Kreuth (798 m) in Süd-Nord-Richtung um und endet am Tegernsee (726 m). Südlich der Blaubeerge verlaufen etwa in West-Ost-Richtung das Klammbach-, Filzmoosbach- und Sattelbachtal, die durch niedrigere Wasserscheiden voneinander getrennt sind. Die Südumrahmung von Klammbach- und Mahmoosbachtal bilden Waldrücken wie Hoffjoch (1.341 m), Roßstand (1.267 m), Mahmooskopf (1.336 m) und Rotmöserkopf (1.522 m).

Ungefähr 1,5 km nördlich von Achenkirch mündet von Nordosten das breite Tal des Ampelsbaches ein (Abb. 3). Es verzweigt sich am Köglboden in den nordöstlichen Ast des Filzmoosbaches, der die Einhänge der Natterwand (1.618 m), der Halserspitze (1.863 m), des Schneidjochs (1.811 m) und die Nordwestseite der Guffertspitze (2.194 m) entwässert, sowie in den südöstlichen Ast des Schwarzenbaches, der in den steilen nordostseitigen Karen des Unnütz-Massivs seinen Ursprung hat. Diese Talfurche trennt das Guffert-Massiv im Nordosten vom Unnütz-Massiv im Südwesten und leitet mit dem nur 1.050 m hohen Sattel westlich des Obinger Moores in das Becken von Steinberg über (Abb. 4). Landschaftlicher Blickfang ist die schroff aufragende Guffertspitze mit ihrem langen Westgrat – die höchste Erhebung auf dem Kartenblatt. Südöstlich der Guffertspitze erstreckt sich ein ausgedehntes Plateau in 1.800 bis 1.900 m Höhe, das im Guffertstein (1.963 m) gipfelt (Abb. 4). Ostwärts davon besteht das Guffert-Massiv aus einem einförmigen Kamm mit dem Sandegg (1.849 m) als höchster Auftragung. Das Unnütz-Massiv (Abb. 1, 3, 4) bildet einen eigenen Gebirgsstock mit drei Kulminationspunkten, dem Hinter- (2.007 m), Hoch- (2.075 m) und Vorderunnutz (2.078 m). Den ungegliederten imposanten Westabstürzen steht am Ostabfall eine Reihe von Karen und vorstehenden Felsrücken (Schlagkopf, 1.688 m, Zwölfkopf, 1.513 m, Hangartkopf und Gfaßköpfe, 1.279 m) gegenüber.



Abb. 4.

Blick vom Rofangebirge nach Norden auf das Becken von Steinberg mit der Guffertspitze (2.194 m) in der Bildmitte sowie nach Nordwesten auf das Unnütz-Massiv, das Achental und den Kamm Schreckenspitze–Juifen (Foto: A. GRUBER, 2013).

Zwischen dem Guffert-Massiv im Norden, dem Unnütz-Massiv im Westen und dem Rofangebirge (Hochiss, 2.299 m, ÖK 119) im Süden breitet sich das weite Becken von Steinberg auf rund 1.000 m Seehöhe aus (Abb. 4). Der nach Osten zur Brandenberger Ache entwässernde Talkessel ist von den Klammern und Schluchten der Steinberger Ache und ihrer Seitenbäche (tiefster Punkt auf etwa 830 m Höhe) tief zerschnitten.

Die verschiedenen Landschaftsformen sind über weite Bereiche ein Abbild der Lithologie des Untergrundes und insbesondere des tektonischen Baues. Die Karwendel- und Thiersee-Synklinale sowie die „Achentaler Schubmasse“ pausen sich im Streichen der Täler und Gebirgskämme sehr deutlich durch (Abb. 3; Kap. 2).

Im Zentrum des Achentales liegt das langgezogene Dorf Achenkirch (Kirche: 911 m) als dessen politischer und wirtschaftlicher Mittelpunkt mit ausgeprägtem Winter- und Sommertourismus und bedeutender Forst- und Almwirtschaft (STAUDIGL-JAUD, 1980; GEMEINDE ACHENKIRCH, 2014). Eine ähnliche Wirtschaftsstruktur weist auch die 10 km östlich des Achentales gelegene, kleine Streugemeinde Steinberg am Rofan (Kirche: 1.010 m) auf (RÖDER, 1988).

Die vielfältige Orografie spiegelt sich auch in der Hydrografie wider. Der natürliche Abfluss des Achentales, des Achensees (924 m) und der ihm tributären Karwendeltäler erfolgt über die Seeache (in Bayern Walchen) in den Sylvensteinspeicher und damit in die Isar. Auch die Dürrach entwässert das Bächental südlich von Fall in den Sylvensteinspeicher. Die Blauberger bilden die Wasserscheide zwischen der Seeache im Süden und der Weißbach im Norden, die bei Rottach-Egern in den Tegernsee (726 m) mündet (Einzugsgebiet der Mangfall, die bei Rosenheim in den Inn mündet). Alle Gebiete östlich der Linie Vorderunnutz–Guffertspitze–Schneidjoch–Halserspitze fallen in das Einzugsgebiet der Steinberger Ache, der Weißache und der Bairache, die alle westseitige Zuflüsse der Brandenberger Ache sind. Letztere fließt bei Kramsach in den Inn.



Die Hydrologie des Achen- und Bächentales wurde durch den Bau des Achensee-Kraftwerkes mit mehreren Ausbaustufen in den 1920er bzw. 1940er bis 1950er Jahren nachhaltig verändert (Kap. 7.3). Der Ampelsbach, der Unteraubach sowie die Dürrach und der Kesselbach im Bächental wurden in den als Naturspeicher fungierenden Achensee bei- bzw. übergeleitet und der natürliche Seeabfluss, die Seeache, mit einer Wehranlage abgesperrt. Das Wasser des Achensees wird seitdem zur Elektrizitätsgewinnung über einen Druckstollen mit 390 m Fallhöhe nach Jenbach und damit zum Inn „abgearbeitet“. Der Seespiegel ist daher jahreszeitlich künstlichen Schwankungen bzw. Absenkungen von einigen Metern ausgesetzt. Der Achensee ist mit einer Fläche von 6,8 km² und einer Tiefe von 133 m der größte und tiefste natürlich entstandene See Tirols. Weitere Informationen zum Achensee und seinen Kraftwerksbauten finden sich in Kapitel 7.3.

2. Geologischer Überblick

(A. GRUBER, R. BRANDNER, H. ORTNER & M. LOTTER)

Das Blatt 88 Achenkirch zeigt einen Ausschnitt der mesozoischen Schichtfolge des Westabschnittes der oberostalpinen Nördlichen Kalkalpen. Gemäß den aktuellen Überlegungen zur Neuabgrenzung der Decken in den westlichen Kalkalpen (BRANDNER, 2013, 2019; ORTNER, 2016; MANDL et al., 2017; KILIAN & ORTNER, 2019) ist das Kartenblatt nunmehr vollständig innerhalb des Tirolisch-Norischen Deckensystems gelegen, das westlich der Inntal-Störung (vgl. HINTERSBERGER et al., 2017) von der Inntal-Decke vertreten wird (AMPFERER, 1912b; siehe auch Tektonische Übersichtskarte 1:400.000 am Kartenblatt). Die Inntal-Decke wird im Neuentwurf auf Kosten der ehemaligen Lechtal-Decke (Bajuvarisches Deckensystem) bis an den Nordrand der Nördlichen Kalkalpen ausgeweitet. Auf Anregung von RAINER BRANDNER wird in MANDL et al. (2017) die Neubezeichnung Inntal-Lechtal-Decke vorgeschlagen (vgl. BRANDNER, 2019). ORTNER (2016) sowie KILIAN & ORTNER (2019) sprechen sich für den neuen Begriff Karwendel-Decke aus (Abb. 5; Kap. 2.1). Die alte Zuordnung zum Bajuvarischen Deckensystem (Lechtal-Decke) findet sich noch auf der Geologischen Karte 1:25.000 „Geologie des nördlichen Achenseeraumes – ÖK 88 Achenkirch“ (GRUBER & BRANDNER, 2011).

Der zeitliche Umfang der Schichtabfolge am Kartenblatt (Abb. 6) reicht von der Mitteltrias bis in die höhere Unterkreide (Barremium). Die Mitteltrias und ältere Obertrias (Karnium) wird von mächtigem Wettersteinkalk und Wettersteindolomit in Riff-, Vorriff- und Lagunenfazies (50–47) des flachmarinen Tethys-Schelfs repräsentiert. Der Wettersteinkalk/-dolomit baut die zwei wuchtigen Massive der Unnutz und des Guffert auf und bildet den Untergrund des Beckens von Steinberg.

Die Obertrias (Karnium) besteht aus Nordalpinen Raibler Schichten (46–43), die mit einer Wechselfolge von Ton- und Sandsteinen (46), Kalken (45), Dolomiten und Rauwacken (44) eine abwechselnd terrigen-klastische und karbonatische Sedimentation (Lunzer und Opponitzer Fazies) eines flachmarinen Ablagerungsmilieus darstellen. Dieses Schichtglied tritt als mehr oder weniger breiter Saum, häufig in überkippter Lagerung, am Nordwest- und Nordrand des Guffert- und Unnutz-Massivs auf. Der darüber folgende Hauptdolomit (41) besteht hier vorwiegend aus monotonen strukturlosen feinkristallinen Dolospariten des Subtidals. Mitunter sind bituminöse Lagen eingeschaltet, die Folge von lokal begrenzten Senkungszonen innerhalb der Plattform mit eingeschränkter Zirkulation. Aus dem Hauptdolomit entwickelt sich allmählich der Plattenkalk (40) mit dickbankigen, ebenflächigen, fossilführenden, bioturbaten Kalken als Ausdruck eines besser durchlüfteten, subtidalen Milieus. Beide Schichtglieder sind auf dem Kartenblatt weit verbreitet und bilden die „harten Außenränder“ von Karwendel- und Thiersee-Synklinale. Das Rhätium ist in Beckenfazies (Kössen-Formation, 39) im Westabschnitt und in Becken- und Riffazies (Oberrhätkalk, 38) im Ostabschnitt des Kartenblattes entwickelt. Die Kössen-Formation besteht aus einer Abfolge von Mergeln, Schill-, Korallen- und Brachiopodenkalken. In der unteren Einheit, der Hochalm-Subformation, herrschen Flachwasserkarbonate vor. In der oberen Einheit, der Eiberg-Subformation, überwiegen Kalke und Mergel einer seichten Beckenfazies, wobei diese Subformationen in der Geologischen Karte nicht ausgewiesen sind. Die Kössen-Formation tritt vorzugsweise in den Synklinalen auf.

Der Unterjura (Lias) ist auf dem Kartenblatt faziell vielfältig und mit großen Mächtigkeitsunterschieden ausgebildet. Nach dem endtriassischen Massensterben, welches das Ertrinken (*drowning*) der Karbonatplattformen nach sich gezogen hat, folgt eine Faziesdifferenzierung durch Blockverkipnungen während einer Ex-

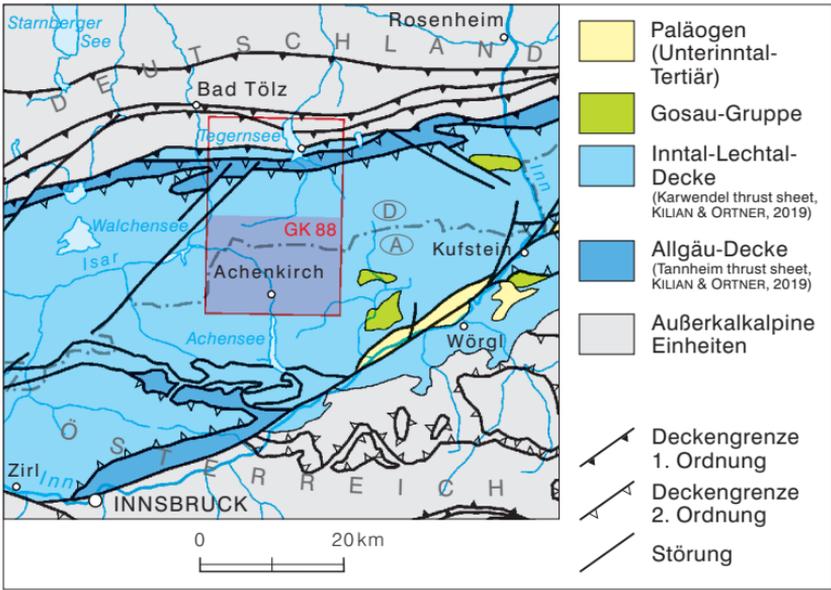


Abb. 5.

Ausschnitt aus der Geologischen Karte von Österreich 1:1.500.000 (SCHUSTER et al., 2019), vereinfacht, mit Neugliederung der Decken der westlichen Nördlichen Kalkalpen im Abschnitt zwischen Kufstein und Seefeld in Tirol unter Verwendung der Unterlagen von BRANDNER (2013, 2019), ORTNER (2016), MANDL et al. (2017) und KILIAN & ORTNER (2019).

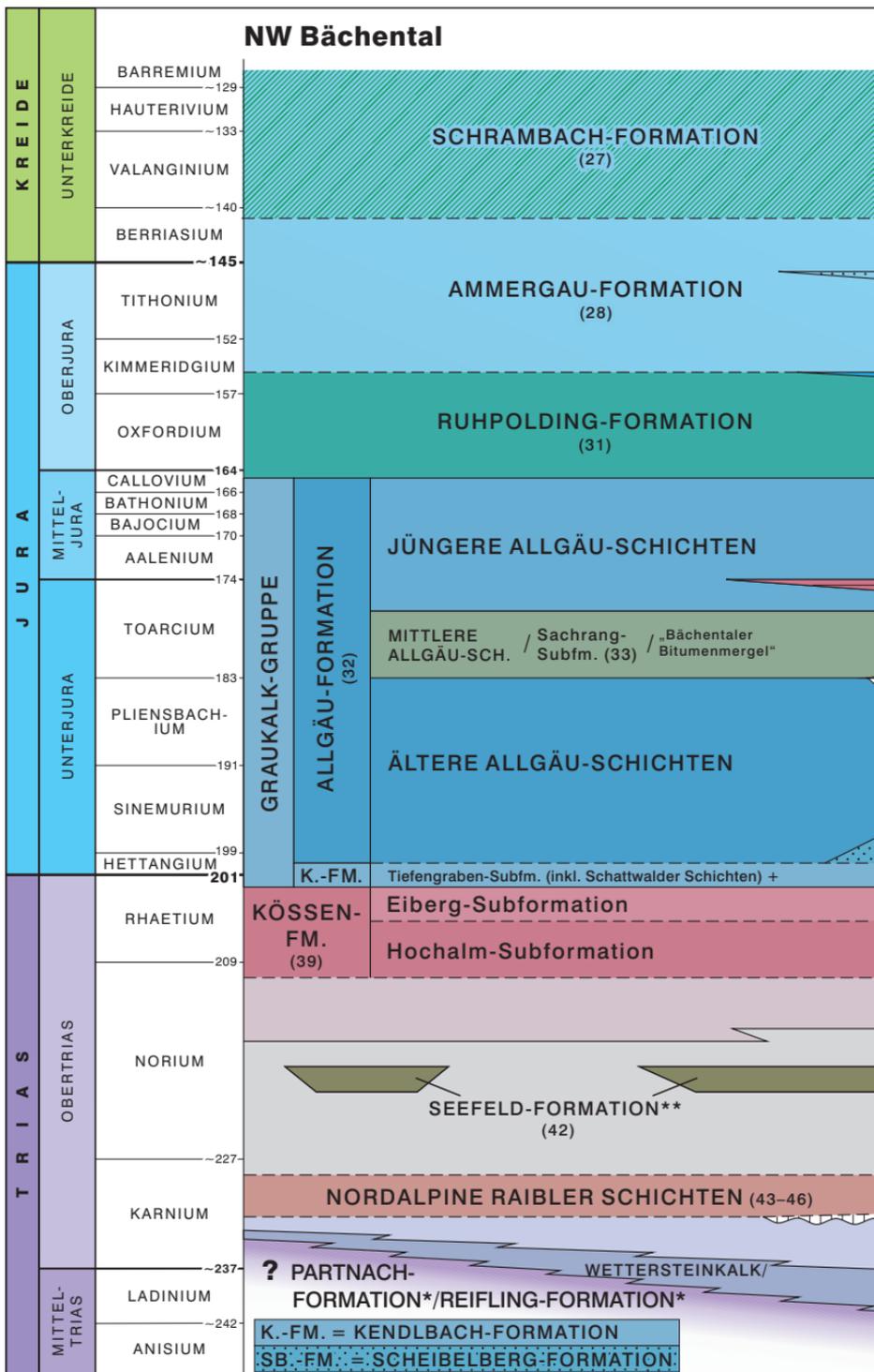
tensionstektonik, verbunden mit Spaltensystemen und Abschiebungen (SPIELER & BRANDNER, 1989). Parallel dazu findet eine Absenkung des flachmarinen Sedimentationsraumes in generell tiefere marine Areale statt. Es bilden sich (Tief-)Schwellen-, Becken- und Hangfaziesbereiche heraus, die sich anfänglich noch aus der Verteilung von Plattform- und Beckenbereichen im Rhätium durchpausen.

Über den ehemaligen Oberrhätalk-Arealen stellt sich, markiert durch einen litho- und chronostratigrafischen Hiatus, im Unterjura generell die Rotkalkfazies ein. Charakteristische Sedimentgesteine hierfür sind geringmächtige, kondensierte, ammoniten- und bivalvenreiche ockergelbe Kalke (Kendlbach-Formation, im Kartenblatt integriert in Scheibelberg-Formation, **37** bzw. Allgäu-Formation, **32**), Crinoiden-Spatkalke (Hierlatzkalk, **36**) sowie mikritische, teils kieselige rote knollige Kalke und Mergel (Adnet-Formation, **34**), die typischerweise auf Tiefschwellen gebildet werden. An Skelettnadeln von Kieselschwämmen (Spiculae) reiche Kalke mit wenigen Kieselknauern (Scheibelberg-Formation, **37**) repräsentieren die Hangfazies der Tiefschwellen zum Becken.

Über den ehemaligen oberrhätischen Becken der Kössen-Formation (**39**) findet man sehr fossilarme, dunkelgraue, rote und gelbe siltige Tonmergel der Tiefengraben-Subformation (inklusive Schattwalder Schichten) der Kendlbach-Formation (in **37** bzw. **32**). Diese Sedimentgesteine sind Ausdruck des globalen Massensterbens

Abb. 6.

Stratigrafisches Schema der kalkalpinen Schichtfolge im Achensee-Gebiet (Rofan, Achenental, Bächental), unter Verwendung der Unterlagen von WENDT (1969), BRANDNER (1978), SCHÜTZ (1979), BRANDNER & POLESCHINSKI (1986), GOLEBIOWSKI (1991), CHANNEL et al. (1992), SAUSGRUBER (1994a), MANDL (2000), PILLER et al. (2004), HILLEBRANDT & KMEN (2009), BRANDNER & GRUBER (2011), GAWLICK et al. (2011) und HILLEBRANDT et al. (2013). ▶

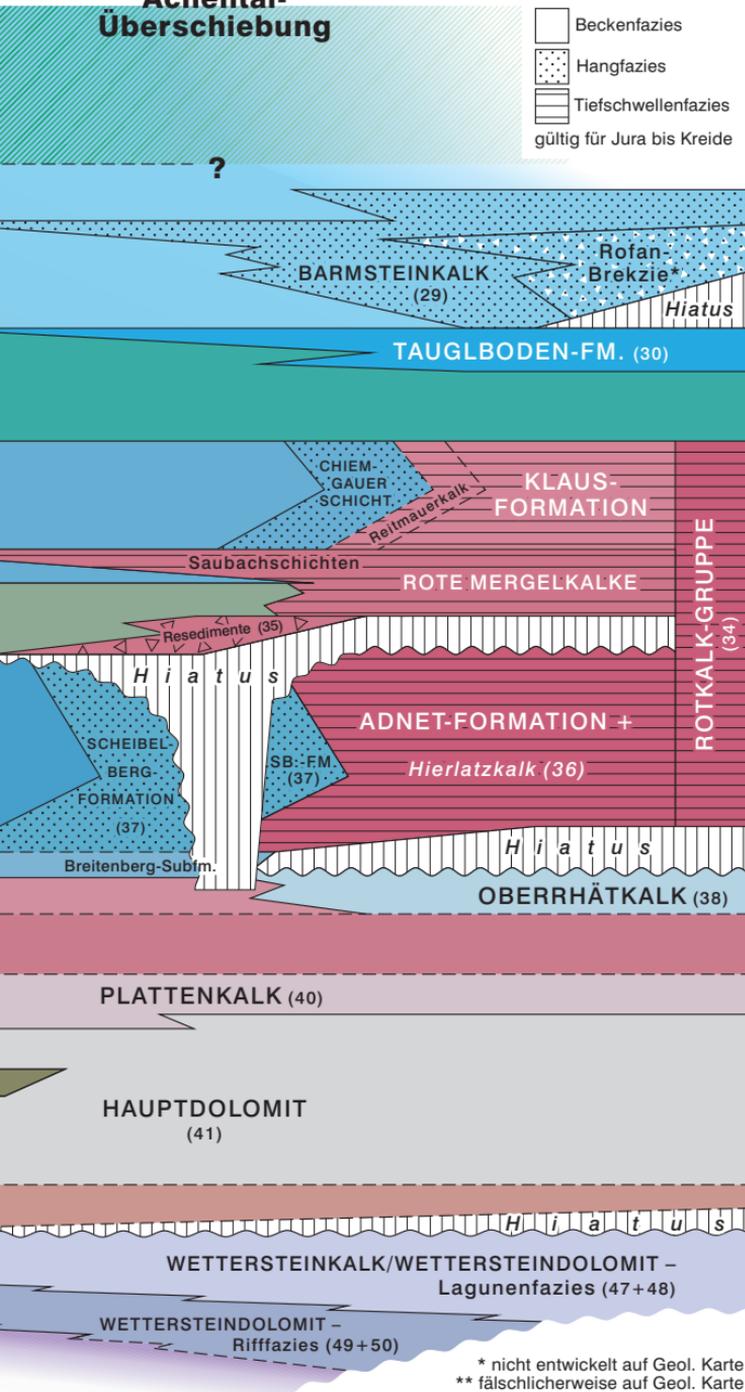


Bereich der Achantal-Überschiebung

Rofan SE

-  Beckenfazies
 -  Hangfazies
 -  Tiefschwellenfazies
- gültig für Jura bis Kreide

Geodynamische Ereignisse



← Schließung des Meliata-Ozeans mit **Transpression** im oberostalpinen Vorland

← Übergang **Rifting/ Seafloor-spreading** des Penninischen Ozeans mit **Schollenkipung** am ostalpinen Kontinentalrand

← **Rifting** mit sinistraler **Transension** und **Transpression** am ostalpinen Kontinentalrand des Penninischen Ozeans („Alpine Tethys“ sensu HANDY et al., 2010)

← Exposition und **Drowning** der Karbonatplattformen. Faunen- und Environmentwechsel

Subsidenz
← am Rand des zukünftigen Penninischen Ozeans

Karn-Event, tektonische Hebungen verbunden mit Klima-

← wechsell (verstärkter terrigener Eintrag), Environment- und Faunenwechsel

Subsidenz
← am Rand des Meliata-Hallstatt Ozeans

* nicht entwickelt auf Geol. Karte
** fälschlicherweise auf Geol. Karte

knapp unterhalb der Trias-Jura-Grenze. Die Rückkehr der Lebewelt spiegelt sich in den glaukonitisch-arenitischen Schillkalken der Breitenberg-Subformation (ebenfals in **37** und **32** integriert, siehe oben) wider. Darüber kann sich mit bioturbaten Kalk-Mergel-Zyklen (Fleckenmergel) die Beckenfazies der Allgäu-Formation (**32**, Ältere Allgäu-Schichten), beispielsweise im vorderen Ampelsbach-Gebiet, oder die Hang- und Tiefschwellenfazies, zum Beispiel im Bächental, entwickeln. Am Juifen-Nordgrat und im Kesselbachgraben ist die Schichtfolge durch ausgeprägte submarine Gleitschollen-, Schuttstrom- und Trübestrom-Ablagerungen (Komponenten aus Kössen-Formation, **39**, Scheibelberg-Formation, **37** und Gesteinen der Rotkalk-Gruppe, **34**) gekennzeichnet, begleitet von Crinoidenschuttkalken. Diese Resedimente (**35**) werden in ein lokal begrenztes Becken (Bächental-Becken, bisher in der Literatur als Bächentaler Becken bezeichnet) geschüttet, in dem sich im bathymetrisch tiefsten Bereich (Lokalität der Tiefenbachalmen) im Toarcium unter dysaeroben bis anoxischen Bedingungen die lokale Sonderfazies der „Bächentaler Bitumenmergel“ (Sachrang-Subformation, **33**, Äquivalent der Mittleren Allgäu-Schichten) herausentwickelt. Diese ist durch laminierte, bitumenreiche, Radiolarien führende Mergel charakterisiert.

Die Faziesheteropie mit dem Nebeneinander von Graufazies und Rotfazies kennzeichnet zum Teil auch noch den Mitteljura (Dogger), wobei durch fortschreitende Extension die Faziesbereiche in Raum und Zeit wandern. Der Mitteljura ist in Beckenfazies in Form der dunklen Kalk-Mergel-Wechselfolgen der Allgäu-Formation (**32**, Jüngere Allgäu-Schichten) vertreten. Gleichzeitig kommen in der Hangfazies graue, plattige Kieselkalke (Spiculite, Chiemgauer Schichten sensu TOLLMANN, 1976a, subsumiert unter **32**) zur Ablagerung, die sich mit roten, kondensierten Knollenkalken im Schwellenbereich (Klaus-Formation, subsumiert unter Rotkalk-Gruppe, **34**) verzahnen. Dies beobachtet man insbesondere im Gebiet des unteren Ampelsbaches.

Im unteren Oberjura (Oxfordium) sinkt mit der Öffnung des Piemont-Ligurischen Ozeans der gesamte ostalpine Kontinentalrand in tiefmarine Bereiche ab. Dies drückt sich in der Bildung von überwiegend dünnbankigen kieselig-kalkigen Sedimentgesteinen aus, die sich fast nur aus dunkelgrünen und roten Radiolariten und Radiolarienmikriten zusammensetzen (Ruhpolding-Formation, **31**). In den vormaligen Beckenbereichen wie im Bächental, am Juifen, im Südschenkel der Thiersee-Synklinale und im Liegendschenkel der „Achtentaler Schubmasse“ im Bereich Natterwand-Schneidjoch lagert der Radiolarit auf dunklen Hornsteinkalken mit wenigen Mergelzwischenlagen (Allgäu-Formation, **32**). In den vormaligen Schwellengebieten im Nordschenkel der Thiersee-Synklinale lagert der Radiolarit auf Chiemgauer Schichten (integriert in Allgäu-Formation, **32**) und weiter östlich (z.B. Sattelbachtal/Sattelkopf) auf stark kondensierten roten Knollenkalken mit Eisen-Mangan-Krusten (Rotkalk-Gruppe, **34**).

Der mittlere Oberjura (Kimmeridgium) ist durch eine der Ruhpolding-Formation (**31**) ähnliche Tiefseeablagerung gekennzeichnet, die kleinräumig im Südteil des Kartenblattes (Moosental), großflächiger auf dem südlich angrenzenden Kartenblatt ÖK 119 Schwaz (hinteres Bächental, Oberautal und Rofangebirge) vorkommt. Neben roten Radiolariten treten häufig Radiolarien führende Tonsteine und Mergel sowie Brekzien-Einschaltungen auf. Letztere bestehen aus fein- bis grobklastischen Aufarbeitungsprodukten älterer Gesteine und aus oberjurassischem Flachwasserdetritus. In Analogie zu den oberjurassischen Sedimentgesteinen der Salzburger Kalkalpen (Osterhorngruppe) werden diese Gesteine als Tauglboden-Formation (**30**) bezeichnet. Im höheren Oberjura setzt verstärkt planktonische Karbonatproduktion ein. Dies schlägt sich in der Ablagerung von sehr dichten, mikritischen, Radiolarien führenden Kalken nieder (Ammergau-Formation, **28**), die in der Karwendel- und Thiersee-Synklinale weit verbreitet sind.

In die Ammergau-Formation (**28**) sind allodapische, meist dickbankige und Hornstein führende Kalke und Kalkbrekzien eingeschaltet. Die Schüttungen erfolgen von einer Hochzone aus dem Sedimentationsraum des Rofengebirges in das Ammergau-Becken nach Norden und Westen. Die Kalke mit proximalen Schüttungen sind in der Karte als Barmsteinkalk (**29**) ausgeschieden. Die distalen Schüttungen, die der Oberalm-Formation (PLÖCHINGER, 1976) entsprechen, sind unter Ammergau-Formation (**28**) subsumiert. Neben Lithoklasten enthalten diese Schuttkalke reichlich Riffdetritus sowie Ooide und Pelloide, die im Flachwasser einer heute nicht mehr vorhandenen Karbonatplattform des Oberjura (Tithonium) gebildet wurden, vergleichbar den Plassenkalk-Plattformen des Salzkammergutes (RASSER & FENNINGER, 2003; GAWLICK et al., 2009, 2010, 2012). Die Abfolge der Barmsteinkalke (**29**) erreicht im Rofengebirge und im Südostteil der Karwendel-Synklinale, im hintersten Bächental, große Mächtigkeiten (v.a. auf ÖK 119).

Die Entwicklung pelagischer Mikrite reicht noch in die Unterkreide und wird durch Zunahme des feinklastischen Eintrages (Tonsteine, Siltsteine) schließlich siltig-mergelig. Dies sind die feinschichtigen, graugrünen Mergel der Schrambach-Formation (**27**). Diese Mergel führen örtlich auch kalkreiche und turbiditische Sandsteineinschaltungen. Die Schrambach-Formation (**27**) ist das jüngste auf dem Geologischen Kartenblatt Achenkirch vertretene Festgesteinsschichtglied. Sie bildet den Kern der Karwendel- und der Thiersee-Synklinale sowie kleinerer Synklinalen im Liegendblock der Achenal-Überschiebung. Auf dem Kartenblatt reicht die Schrambach-Formation (**27**) zeitlich bis in das Barremium (SCHÜTZ, 1975), auf dem östlich angrenzenden Kartenblatt ÖK 89 Angath wurde auch noch ein Aptium-Alter nachgewiesen (ZEIL, 1956; WILMERS, 1971; HARLOFF, 1988, 1989).

Als jüngere Sedimente sind nur Ablagerungen des Quartärs überliefert. Hierbei handelt es sich um Bildungen des Jungpleistozäns und Holozäns. Aufgrund des mehrmaligen Wechsels von Kaltzeiten (Eiszeiten) und Warmzeiten (Zwischeneiszeiten) kommt es im Gebiet des Kartenblattes Achenkirch zu großen Landschaftsveränderungen mit hohen Erosionsraten und enormen Akkumulationen glazialer, fluvioglazialer und glaziolakustriner Sedimente. Von den mindestens vier Eiszeiten des alpinen Raumes im Pleistozän sind nur die Spuren und Ablagerungen aus der letzten Eiszeit, dem Würm-Glazial, überliefert.

Das sehr kleinräumige Vorkommen von Flusskonglomeraten (subsumiert unter Sedimente der Vorstoßphase, **23**) an der Grundache stellt mit einem Alter von rund 30.000 Jahren (30 ka) die ältesten datierten Quartärablagerungen auf dem Kartenblatt dar. Die fluviatile bis glaziolakustrine Vorstoßsequenz zum Würm-Hochglazial ist durch mächtige basale Bachkiese (**23**), Bänderschlufler und Sande (**25**) mit Dropstones metamorpher Gesteine und mit Deltakiesen belegt. Zur Vorstoßsequenz gehören auch Wechsellagerungen von Konglomeraten, Sanden und Schluffen, sowohl mit lokaler kalkalpiner, als auch mit zentralalpin-kristalliner Klastenzusammensetzung, sowie Murschuttbrekzien (**24**). Diese Sedimente werden von Würm-hochglazialer Grundmoräne (**22**) überlagert und sind in den Schluchten der Steinberger Ache und in einigen Seitentälern des Achentales weit verbreitet.

Ausgedehnte Grundmoränenvorkommen (**22**) mit charakteristischen kristallinen Leitgeschieben aus den Zentralalpen (Gneis, Amphibolit, Eklogit) bezeugen das Vordringen eines Ablegers des Inngletschersystems in den Kalkalpenkorridor des Achentales (Achenalgletscher) und des angrenzenden Brandenberger Tales. Kristallinfreie Grundmoränen (**22**) im Großteil des Bächentales, in den höheren Anteilen der Hangflanken des Achentales und nördlich des Guffert-Massivs (v.a. nördlich des Schneidjochs) belegen die Würm-hochglaziale Vergletscherung abseits der Ferneisströme (im Kartenblatt nicht differenziert).

Kies- und Sandkörper, untergeordnet Schluffe, zum Teil als Delta- und Murschutt-ablagerungen, zeigen in erhöhten Positionen am Rand der Haupttäler (Achen- und Bächental), am Ausgang der meisten Seitentäler und im Becken von Steinberg häufig Terrassierung und dokumentieren fluviale und lakustrine Sedimentationsprozesse am Rande der abschmelzenden, hochglazialen Eismassen (Staukörper am Eisrand, **16**) in einer frühen Phase des Würm-Spätglazials.

Des Weiteren finden sich in höher gelegenen Seitentälern und Karen Relikte von Moränenablagerungen, meist mit Wallformen (Seiten- und Endmoränenablagerungen, **21**), die Ausdruck von Vorstößen von Lokalgletschern aufgrund von klimatisch kühleren Phasen des Würm-Spätglazials (Stadiale) sind. Weitflächige Hang- (**8**) und Blockschutt- (**9**), Mur- und Bachschutt- (**3**), Muren- und Schwemmkegel- (**7**) sowie Auenablagerungen (**2**) zeigen Sedimentationsprozesse vom Würm-Spätglazial bis rezent an. Der Schwerpunkt der Sedimentation liegt dabei im Würm-Spätglazial und im frühen Holozän bei zum Teil periglazialen Verhältnissen und noch spärlicher Vegetation. In dieser Zeit kommt es vermutlich auch zur Bildung erster gravitativer Massenbewegungen (**10, 11**), die auf Blatt 88 Achenkirch hauptsächlich an die mechanisch inkompetente Kössen-Formation (**39**) gebunden sind.

Die Moore (**6**) auf dem Kartenblatt bilden sich ebenso ab dem Würm-Spätglazial in Mulden und Senken, vorzugsweise auf den wasserstauenden, tonig-mergeligen Schichten der Kössen- (**39**), Allgäu- (**32**), Ammergau- (**28**) und Schrambach-Formation (**27**), aber auch auf Grundmoräne (**22**) und unlöslichen Rückständen der Verkarstung des Plattenkalks (**40**).

Aufgrund der stark zunehmenden Wiederbewaldung am Beginn des Holozäns sind aktive Erosions- und Akkumulationsprozesse seither hauptsächlich auf Gebiete über der Waldgrenze und in Talgerinnen (**3**), auf Muren- und Schwemmkegeln (**7**) sowie auf Talböden (**2**) reduziert worden. Das Beispiel einer großen Felsgleitung (**11, 12, 13**) im Kesselbach, welche in die frühe Neuzeit datiert werden kann, beweist hingegen eindrucklich, dass flächenhafte Hangabtragung in Form bestimmter gravitativer Massenbewegungen auch im bewaldeten Bereich rezent erfolgt. Entscheidend für die verantwortlichen Gleit- und Fließprozesse sind in erster Linie lithologische und strukturelle Faktoren (geologische Grunddisposition), die Vegetationsbedeckung hat hier nur einen sehr nachrangigen Einfluss. Massive fluviale Sedimentumlagerungen fanden zuletzt während des Hochwassers von 2005 entlang der meisten Fließgewässer auf dem Kartenblatt statt.

Der Mensch hinterließ in jüngster Zeit Ablagerungen (**1**) in Form von Deponien, Halden, Dämmen, Aufschüttungen, Gebäuden, Straßen, Infrastrukturen, Leitungs- und Flussbauwerken. Einen Sonderfall stellt die künstliche Umleitung der Grundache im Jahr 1941 in den vormals untersten Abschnitt des Gaismoosbaches dar: Die Sprengung eines beide Bäche trennenden Konglomeratriegels hatte das rückschreitende Einschneiden der Grundache in die eigenen Sedimentablagerungen und deren weitreichende Umlagerung bis in den Mündungsbereich der Brandenberger Ache bei Kramsach zur Folge.

2.1. Neuabgrenzung von Tirolisch-Norischem und Bajuvarischem Deckensystem

Gemäß der bisherigen Deckengliederung der westlichen Nördlichen Kalkalpen (AMPFERER & HAMMER, 1911; AMPFERER, 1912b, 1914b; AMPFERER & HEISSEL, 1950a, b; SPENGLER, 1953; HEISSEL, 1957; TOLLMANN, 1970, 1976b, 1985; BRANDNER, 1980; EISBACHER & BRANDNER, 1995, 1996; ORTNER, 2003; SCHUSTER et al., 2019) lag der geologische Ausschnitt von Blatt 88 Achenkirch vollständig in der Lechtal-Decke des

Hochbajuvarikums (Falttafel 1: Fig. 1). Die Grenze zur Inntal-Decke des Tirolikums verlief seit AMPFERER (1902a), der von der „großen Karwendel-Überschiebung“ sprach, etwas südlich außerhalb des Kartenblattes, vom Inntal am Südrand des Rofangebirges (Schichthals, 1.603 m, ÖK 119) über Pertisau (ÖK 119) und das Engtal (ÖK 118) quer durch die Nördliche Karwendelkette bis Mittenwald (ÖK 117) nach Westen. Doch diese Deckengrenzziehung bereitete wegen des komplexen tektonischen Baues und jüngerer tektonischer Überprägungen von Beginn an große Probleme. Die tektonische Interpretation von HEISSEL (1978) und DONOFRIO et al. (1980) führte zur Ausscheidung der „Karwendel-Schuppenzone“ (ÖK 118, 119) in den kritischen Abschnitten. Bei näherem Studium dieser Arbeiten kann die Erkenntnis gewonnen werden, dass diese Schuppen eigentlich eine strukturelle wie auch fazielle Übergangszone zwischen Inntal-Decke und Lechtal-Decke darstellen. Auch über die Deckenzugehörigkeit des Wettersteingebirges (Lechtal-Decke oder Inntal-Decke) sowie die tektonischen Zusammenhänge mit der „Puitental-Zone“ und dem Mieminger Gebirge (Inntal-Decke) gab es bisher in der geologischen Fachwelt keine Einigung: Parautochthonistischen, also generell den Deckenbau ablehnenden Sichtweisen (REIS, 1911; LOESCH, 1914; MYLIUS, 1916; LEUCHS, 1923, 1930, 1935; SCHNEIDER, 1953, 1962; VIDAL, 1953; BÖGEL, 1958; MILLER, 1962, 1963a; vgl. auch KRAUSS, 1949, 1957), stehen die eindeutigen Deckenbefürworter, namentlich SCHLAGINTWEIT (1912, „Inntal-Wettersteindecke“ mit den Lechtal-Decke-Halbfenstern der Puitental- und Wamberg-Zone) sowie RICHTER & STEINMANN (1927, das Wettersteingebirge und ein Lappen westlich der Loisach sind Teil der Inntal-Decke, die Nordgrenze verläuft nördlich Garmisch über den Walchensee nach Osten) gegenüber. RICHTER (1929, 1930) dehnt die Inntal-Decke östlich der Loisach schließlich bis zum Alpenrand aus und setzt deren Nordgrenze mit jener der bisherigen Lechtal-Decke gleich. AMPFERER (1905a, 1912b, 1914a, b) nimmt eine differenziertere Position dazwischen ein: Das Mieminger Gebirge entspricht der Inntal-Decke, das faziell ähnliche Wettersteingebirge der Lechtal-Decke, die Puitental-Zone ist eine tiefere Schuppe dieser. Diesem Konzept folgen später größtenteils auch FERREIRO MÄHLMANN & MORLOK (1992) sowie EISBACHER & BRANDNER (1995, 1996), die vor allem Faziesunterschiede und daraus zu fordernde Lateralverschiebungen als Trennungsgrund zwischen beiden Gebirgen anführen. Die Nordbegrenzung der „Wettersteinscholle“ bzw. „Wettersteindecke“, unabhängig von deren Zugehörigkeit zur Lechtal- oder Inntal-Decke, ist allen Bearbeitenden unklar.

Neue stratigrafische, fazielle und insbesondere strukturgeologische Untersuchungen in der strittigen „Karwendel-Schuppenzone“ (BRANDNER, 2013, 2019; KILIAN, 2013; KILIAN & ORTNER, 2019) und im Wettersteingebirge (Zugspitze-Massiv; ORTNER, 2016) führten zu einer Ablehnung der alten Deckengrenzen im Sinne Ampferers und Tollmanns und zu deren Neuinterpretation durch Weiterentwicklung des Deckenkonzeptes von RICHTER & STEINMANN (1927) sowie RICHTER (1929, 1930), die nachfolgend dargelegt wird.

Nach RICHTER (1929, 1930), BRANDNER (2013, 2019), KILIAN (2013), MANDL et al. (2016, 2017), ORTNER (2016) und KILIAN & ORTNER (2019) zeigen in den südlichen Seitentälern des Rissales (Engtal, Laliderer Tal und Johannestal, ÖK 118) die aus mächtigen Triaskarbonaten aufgebaute bisherige Inntal-Decke (z.B. aufgeschlossen in den Nordwänden der Karwendel-Hauptkette) und die liegende, teils eng verfaltete bisherige Lechtal-Decke (obertriassische bis unterkretazische Schichtfolge) zusammen eine riesige N-vergente Faltenstruktur, die „Eng-Antiform“ (EISBACHER & BRANDNER, 1995, 1996; BRANDNER, 2019). Dadurch weist die liegende bisherige Lechtal-Decke in E-W-Richtung einen fensterförmigen Aufbruch im Kern der Antiform auf, wobei die Deckengrenze zur Inntal-Decke im Norden steil abtaucht. Diese Grenze wird durch jüngere durchreifende Überschiebungen überprägt (Überschiebung der

Lechtal-Decke aus dem Antiklinalern heraus nach N auf die Inntal-Decke). Die Lechtal-Decke taucht – entgegen bisherigen Ansichten – jedoch auf längere Erstreckung nach Norden nicht mehr auf. In der Tiefbohrung Vorderriß I (BACHMANN & MÜLLER, 1981, 2011; ÖK 87) liegt die Deckengrenze zwischen Inntal- und Lechtal-Decke nach BRANDNER (2013, 2019) demnach in nahezu 4.200 m Tiefe. Sie streicht erst im Gebiet der Benediktenwand (1.800 m, ÖK 87) bei Lenggries wieder an der Oberfläche aus (Faltdafel 1: Fig. 2). Um missverständliche Bezeichnungen wie „bisherige Lechtal-Decke“ oder „Inntal-Decke neu“ zu vermeiden, bezeichnet BRANDNER (2013, 2019) diese neu definierten tektonischen Einheiten im darin vorgestellten Alpenprofil allgemein als „Bajuvarikum“ und „Tirolikum“.

Aufgrund der neuen strukturellen Ergebnisse im Karwendel, der lateralen Begrenztheit und kurzen Überschiebungsweiten von wenigen Kilometern, ergeben sich für den strukturellen Rahmenbau des Kartenblattes Achenkirch (Faltdafel 2) nunmehr folgende Konsequenzen: Die Eben-Überschiebung im Rofan (am Schichtals, 1.603 m, ÖK 119), die Überschiebung zwischen Pertisau und dem Engtal (ÖK 118, 119) sowie die Achenal-Überschiebung (ÖK 88, 119) kommen hiermit nicht mehr als Deckengrenzen, sondern als Schuppengrenzen innerhalb der Inntal-Decke/Tirolikum infrage. Folglich gehören die nördlich bis in das Voralpengebiet anschließenden großen E–W streichenden Faltenstrukturen (z.B. unnutz-Antiklinale und Guffert-Pending-Antiklinale – in weiterer Folge vereinfacht nur als Guffert-Antiklinale bezeichnet –, Karwendel-Synklinale und Thiersee-Synklinale, Wamberg-Antiklinale und Valepp-Antiklinorium sowie das Bayerische Synklinorium; Faltdafel 2) auch zum Tirolisch-Norischen Deckensystem.

Wenn nun die Thiersee-Synklinale Teil des Tirolisch-Norischen Deckensystems und die sie im Osten begrenzende Inntal-Störung eine nachgewiesene junge (ab Obereozän) Scherzone ist (ORTNER, 2003; ORTNER et al., 2006; ORTNER & GRUBER, 2013), kann der Abschnitt der Kalkalpen, der nördlich der Inntal-Störung und östlich des Inntaldurchbruches zwischen Niederdorf (500 m) und Nußdorf am Inn (487 m, ÖK 90) liegt, folgerichtig auch nur zum Tirolisch-Norischen Deckensystem gehören. Zu dieser Lösung gelangt bereits RICHTER (1929). Der sogenannte „Tirolische Bogen“ der Staufen-Höllengebirge-Decke (sensu HAHN, 1912) stellt somit keine Deckengrenze i.e.S. als Folge der eoalpidischen kretazischen Gebirgsbildung mehr dar, sondern ist im Zuge der neoalpidischen Phase im Paläogen/Neogen durch nordöstliches Vorspringen an der sinistralen Inntal-Störung entstanden („Laterale Extrusion“ sensu RATSCHBACHER et al., 1991; vgl. ORTNER et al., 2006).

Aufgrund der Westfortsetzung der Karwendel-Synklinale in der Wetterstein-Synklinale (RICHTER & STEINMANN, 1927; RICHTER, 1929) steht auch die Zugehörigkeit letzterer zur Inntal-Decke/Tirolikum außer Frage. In weiterer Folge muss sich das zusammenhängende Lechtal-Decken-Areal/Bajuvarikum im Karwendel (ÖK 117, 118, 119) in den Kleinstfenstern bei Scharnitz und in der Puitental-Zone fortsetzen. Nach den neuen Deckengliederungskonzepten von ORTNER (2016), MANDL et al. (2017) und KILIAN & ORTNER (2019) würde die neue Westbegrenzung des Tirolisch-Norischen Deckensystems mit der bisherigen Grenze Lechtal-Decke über Allgäu-Decke im Sinne von AMPFERER & HAMMER (1911) bzw. TOLLMANN (1970) zusammenfallen.

Die neue Deckengliederung erfordert auch eine Anpassung der Deckennomenklatur: BRANDNER (2013, 2019) und MANDL et al. (2017) belassen es bei der klassischen Nomenklatur Bajuvarikum/Tirolikum. Der Ausweitung der Inntal-Decke auf Kosten des Großteils der bisherigen Lechtal-Decke (im Sinne von TOLLMANN, 1976b, 1985) wird auf Vorschlag BRANDNERS (2019) mit der ergänzenden Bezeichnung **Inntal-Lechtal-Decke** Rechnung getragen. Der Teil der ehemaligen Lechtal-Decke, der nun im Liegenden der neuen Inntal-Lechtal-Decke auftritt, wird informell als Bajuvarikum bezeichnet (Faltdafel 1: Fig. 2). ORTNER (2016) sowie KILIAN & ORTNER

(2019) hingegen verwerfen die bisherigen Deckenbezeichnungen und führen für das Tirolisch-Norische Deckensystem westlich der Innthal-Störung den Namen „*Karwendel thrust sheet*“ (Karwendel-Decke) ein, wobei – wie erwähnt – die gesamte bisherige Lechtal-Decke mit Ausnahme der Puitental-Zone und des Streifens der Lechtal-Decke am Nord-, Ost- und Südrand des Karwendel (Inntal) von diesem Begriff „geschluckt“ wird. Das Verbreitungsgebiet der bisherigen Allgäu-Decke wird zusammen mit diesen Ausnahmen zur neuen „*Tannheim thrust sheet*“ (Tannheim-Decke) zusammengefasst (Abb. 5).

Für die Erläuterungen von Blatt Achenkirch wird den Begrifflichkeiten nach BRANDNER (2013, 2019) und MANDL et al. (2017) gefolgt (Abb. 5; Faltafel 1: Fig. 2). Nur auf das Kartenblatt bezogen, bedeutet dies im Vergleich zur Interpretation von ORTNER (2016), dass sich außer der Ersetzbarkeit des Begriffes Innthal-Lechtal-Decke durch den Begriff „*Karwendel thrust sheet*“ die tektonischen Großelemente (Achenental-Überschiebung, verschiedene Syn- und Antiklinalstrukturen) weder in ihrer Zuordnung noch in ihrer Charakteristik ändern.

3. Schritte zur Erstellung des aktuellen Kartenblattes

(A. GRUBER & M. LOTTER)

Die Geologische Karte 88 Achenkirch im Maßstab 1:50.000 (GRUBER & BRANDNER, 2012) deckt die Geologie des österreichischen Anteils des topografischen Blattschnitts und deren grenznahe Fortsetzung auf deutschem Staatsgebiet ab. Eine detaillierte Gebietskarte für den österreichischen Anteil im Maßstab 1:25.000 ist vorab für die Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt erstellt worden (GRUBER & BRANDNER, 2011). Diese Karte basiert zum Großteil auf Geländeaufnahmen im Maßstab 1:10.000, die ab den 1990er Jahren durchgeführt wurden. Den Grundstein hierfür legten die modernen stratigrafisch-strukturellen Aufnahmen von AXEL SPIELER und THOMAS SAUSGRUBER in den 1980er und 1990er Jahren, die im Rahmen einer Dissertation bzw. einer Diplomarbeit am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck unter der wissenschaftlichen Leitung von RAINER BRANDNER durchgeführt wurden. Themen dieser Arbeiten waren die räumlichen und zeitlichen Änderungen der Fazies im Jura und die strukturelle Entwicklung der „Achtentaler Schubmasse“ sowie der Karwendel- und Thiersee-Synklinale im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung (Kreide bis Paläogen).

Die Kartierung von SAUSGRUBER (1994a, b) deckt das zentrale Viertel des Blattes, die Gebiete zwischen Seeache, Ampelsbach, Filzmoosbach und Staatsgrenze, sowie im Süden beide Talflanken des Achantales ab. Das Gebiet westlich und südwestlich davon bis zur Blattgrenze nahm SPIELER (1994, 1995) auf.

ALFRED GRUBER kartierte von 2005 bis 2011 das Gebiet östlich der Linie Filzmoosbach–Ampelsbach–Unnutz-Massiv sowie jenes nördlich des Schulterberges (1.686 m), des Juifen (1.988 m) und den Großteil westlich der Linie Rotwandalm-Hochleger–Tiefenbachalm-Hochleger (GRUBER, 2007, 2008a, b, 2013, 2014). Die großflächigen, in der Geologischen Karte abgebildeten gravitativen Massenbewegungen des gesamten Blattbereiches erarbeitete er gemeinsam mit MICHAEL LOTTER schwerpunktmäßig von 2009 bis 2011 (GRUBER et al., 2010; LOTTER & GRUBER, 2011).

Größere Teilkartierungen führte JOHANN GRUBER zwischen „Im Sattel“ (1.286 m) und Guffertütte (1.465 m) nördlich des Filzmoosbaches sowie an den Nord- und Nordwestabhängen des Schulterberges (1.686 m), Pitzkopfs (1.670 m), Juifen (1.988 m) und Zotenjochs durch (GRUBER, 2009).

RAINER BRANDNER bearbeitete 2010 und 2011 das zentrale Wettersteinkalk-/dolomitareal an den Südabhängen des Guffert- und an den Nordostabhängen des Unnutz-Massivs. Darüber hinaus wirkte er als wissenschaftlicher Betreuer für das Kartenblatt während der gesamten Zeit der Geländeaufnahmen.

Weiters wurden Ergebnisse einer Diplomarbeit zum Quartär des Beckens von Steinberg (WISCHOUNIG, 2006; betreut von DIETHARD SANDERS, Universität Innsbruck) und von Kartierungsübungen der Universität Innsbruck von 2004 im Abschnitt Unteraul–Oberaul in die Karte eingearbeitet. Die quartären Ablagerungen wurden von ALFRED GRUBER auf großen Teilen des Kartenblattes unter Betreuung von JÜRGEN REITNER (Geologische Bundesanstalt) im Zeitraum 2005 bis 2012 neu bearbeitet oder in Teilbereichen kontrolliert.

Für den bayerischen Anteil im Nordwesteck der Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 88 Achenkirch, wurde die Kartierung für die Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8435 Fall, herangezogen, die von 2010 bis 2012 von THOMAS HORNING auf Basis einer Manuskriptvorlage von DOBEN (1996) überarbeitet wurde (HORNING & GRUBER, submit.). Der restliche Anteil des bayerischen Staatsgebietes, der auf Blatt Achenkirch zwecks Abrundung des geologischen Baues abgebildet

ist, wurde – mit geringfügigen Anpassungen der Grenze Hauptdolomit (**41**)/Plattenkalk (**40**, Blauberge), der Tektonik und der Quartärablagerungen – von den bereits gedruckten Blättern 8335 Lenggries und 8336/8436 Rottach-Egern (DOBEN, 1991, 1995) übernommen.

4. Geologischer Bau und tektonische Einheiten

(A. GRUBER, H. ORTNER, R. BRANDNER & T. SAUSGRUBER)

4.1. Tirolisch-Norisches Deckensystem

Das **Tirolisch-Norische Deckensystem (Tirolikum)** ist nach HAHN (1912), TOLLMANN (1970, 1976b), SCHMID et al. (2004), MANDL et al. (2017) und SCHUSTER et al. (2019) eine der drei tektonischen Großeinheiten der Nördlichen Kalkalpen. Es setzt sich im Westabschnitt des Oberostalpins aus einem variszisch metamorphen, paläozoischen Basement (ehemals Grauwackenzone) und einer Sedimentauflage, die vom Oberkarbon bis in die Unterkreide (Albium) reicht, zusammen. Darüber liegen diskordant Gesteine der Gosau-Gruppe und des Unterinntal-Tertiärs. Im Grenzbereich Albium/Cenomanium wurde das Tirolisch-Norische Deckensystem zum Teil von seinem Basement abgesichert und auf die Tannheim-/Losenstein- bzw. Lech-Formation des künftigen Bajuvarischen Deckensystems (Bajuvarikum) überschoben. Der tektonische Kontakt wird ab dem Cenomanium durch die Branderfleck-Formation und in weiterer Folge durch die Gosau-Gruppe überdeckt. Der deckeninterne Schuppenbau wurde vielerorts ab dem Paläogen durch weitere N-S-Einengung angelegt. Dies belegen die verfalteten und überschobenen Sedimentgesteine der Gosau-Gruppe und der inneralpinen Paläogen- und Neogen-Becken. Von diesen Bewegungen wurde in den westlichen Nördlichen Kalkalpen (Karwendel, Lechtaler und Allgäuer Alpen) auch das liegende Bajuvarische Deckensystem miterfasst, das streckenweise wieder auf Tirolische Einheiten auf- bzw. überschoben wurde. Auf dem Tirolisch-Norischen Deckensystem liegt in den mittleren und östlichen Kalkalpen das Juvavische Deckensystem (Juvavikum), das zweiphasig, während des Jura und in der Unterkreide, durch Eingleiten in die Tirolischen Sedimentbecken bzw. durch Überschiebung auf selbige in seine Position gebracht wurde.

Nach der neuesten Interpretation des Deckenbaues der westlichen Nördlichen Kalkalpen (BRANDNER, 2013, 2019; ORTNER, 2016; MANDL et al., 2017; KILIAN & ORTNER, 2019) wird das Tirolikum östlich der Inntal-Störung von der Staufen-Höllengebirge-Decke, westlich davon einzig von der **Inntal-Lechtal-Decke** aufgebaut. Diese Neubezeichnung wird in Anbetracht der Erweiterung des Tirolikums (betreffend die vormalige Inntal-Decke) bis an den Alpenrand auf Kosten der ehemaligen Lechtal-Decke (Bajuvarisches Deckensystem) gewählt. ORTNER (2016) sowie KILIAN & ORTNER (2019) sprechen sich für den größtenteils deckungsgleichen (nicht im Westen), neuen Begriff „*Karwendel thrust sheet*“ (Karwendel-Decke) aus (Kap. 2.1).

4.2. Tektonische Großstrukturen des Achensee-Gebietes im Überblick

Das bisher innerhalb der ehemaligen Lechtal-Decke gelegene Kartenblatt Achenkirch liegt gemäß der Neugliederung nunmehr vollständig innerhalb der neuen **Inntal-Lechtal-Decke**. Innerhalb dieser Decke erstrecken sich über das Kartenblatt zwei große Schuppen, die durch die **Achental-Überschiebung** getrennt sind. Die Liegendschuppe bzw. der Liegendblock der Achental-Überschiebung setzt sich aus einer Reihe von Großfaltenstrukturen zusammen, deren wichtigste die **Karwendel-** und die **Thiersee-Synklinale** sind. Dazu kommen im Liegendblock weitere nennenswerte Überschiebungen und Seitenverschiebungen vor. Die Hangendschuppe bzw. der Hangendblock der Achental-Überschiebung wird seit QUENSTEDT (1933) als „**Achentaler Schubmasse**“ bezeichnet. Sie setzt sich aus den großen, komplex gebauten, überkippten bis liegenden Antiklinalen des Unnutz- und Guffert-

Massivs (**Unnutz-Antiklinale**, **Guffert-Antiklinale**), aus Erosionsresten (Klippen) der Liegendschenkel dieser Antiklinalen und aus einer Reihe sekundärer Falten- und Überschiebungsstrukturen zusammen (Faltable 2).

Die **Achental-Überschiebung** ist die bedeutendste Störung auf dem Kartenblatt. Sie weist eine laterale Erstreckung von mehr als 20 km und Mindestüberschiebungsweiten von 5 km auf. Die Überschiebung reicht nach Westen in die Karwendel-Synklinale und im Osten in die Thiersee-Synklinale hinein (Faltable 2) und läuft nach derzeitigem Kenntnisstand in beiden Synklinalen aus. Die Achental-Überschiebung fungiert deswegen als Transferzone zwischen zwei Synklinalen (ORTNER, 2003; ORTNER & GRUBER, 2011).

Die „**Achentaler Schubmasse**“ ist eine der eigenartigsten Strukturen in der Inntal-Lechtal-Decke (ORTNER & GRUBER, 2011). Schon SPENGLER (1953: 45) formuliert: „*Die Abwicklung der Achentaler Schubmasse gehört zu den schwierigsten Problemen dieser Art im Bereiche der Nördlichen Kalkalpen.*“ Sie ist durch einen überkippten Antiklinalzug (Guffert- und Unnutz-Antiklinale) charakterisiert, dessen Verlauf zwei markante Knicke vollzieht (Faltable 2). Die etwa E–W streichende Guffert-Antiklinale im Ostteil des Kartenblattes geht am Westrand des Guffert-Massivs westwärts in die ungefähr NE–SW streichende Unnutz-Antiklinale über (Abb. 3). Diese Streichrichtung ändert sich bis zur Schreckenspitze (2.022 m) und Seekarspitze (2.053 m, ÖK 119) kaum. Weiter südlich, am Hohen Kasten (1.851 m, ÖK 119) bzw. an der Seebergspitze (2.085 m, ÖK 119), findet wieder ein Umbiegen über eine steilachsige Synklinale in ein E–W-Streichen statt (Faltable 2).

Die komplexen Strukturen der „Achentaler Schubmasse“ und damit zusammenhängend auch der S-förmige Verlauf der Achental-Überschiebung wurden bisher wie folgt interpretiert (nach ORTNER & GRUBER, 2011):

- 1) Rotatorische Bewegungen: In den Arbeiten von AMPFERER (1921, 1941a), SPENGLER (1953, 1956) und AUER (2001) wird angenommen, dass die Antiklinale im Hangendblock der Achental-Überschiebung ursprünglich kontinuierliches E–W-Streichen aufwies (sichtbar in der Guffert-Antiklinale) und durch nachfolgende Knickung eine anteilige N–S-Ausrichtung (sichtbar in der Unnutz-Antiklinale) entstand.
- 2) Schleppung: NAGEL (1975) geht davon aus, dass die Überschiebungsweite in der Thiersee-Synklinale größer als in der Karwendel-Synklinale ist und daher der Übergangsbereich zwischen beiden Synklinalen in eine N–S-Orientierung geschleppt wurde.
- 3) Erzwungene Faltung: Nach EISBACHER & BRANDNER (1995, 1996) entwickelte sich die N–S-orientierte Unnutz-Antiklinale im Übergangsbereich der Wettersteinkalk-Plattform zum westlich und nördlich vorgelagerten Reifling- bzw. Partnach-Becken und/oder an einer invertierten jurassischen Abschiebung.
- 4) Polyphase Überschiebungstektonik (FUCHS, 1944; SPIELER & BRANDNER, 1989; CHANNELL et al., 1990, 1992; SAUSGRUBER, 1994a; ORTNER, 2003): Eine ältere W-gerichtete Überschiebung (Achental-Überschiebung) wäre später durch die jüngeren N-gerichteten Überschiebungen in der Thiersee-, als auch in der Karwendel-Synklinale reaktiviert und überprägt worden (vgl. GRUBER & LOTTER, 2019). Für die N-gerichtete Überschiebung in der Thiersee-Synklinale verwenden ORTNER (2003), TÖCHTERLE (2005) und THÖNY et al. (2006) die Bezeichnung **Thiersee-Überschiebung**. TÖCHTERLE (2005) differenziert zusätzlich zwischen einer **NW-vergente südlichen** und einer **N-vergente nördlichen** Thiersee-Überschiebung.

Bis heute ist die Genese der komplexen Faltenstrukturen und Störungsverläufe der „Achentaler Schubmasse“ nicht restlos geklärt (vgl. Kap. 4.6). Von entscheidender Bedeutung für den späteren alpidischen Baustil ist in jedem Fall das

„Durchpausen“ von präexistenten Strukturen wie Faziesübergängen (Plattform bzw. Hochzone/Becken, Schwelle/Becken) und jurassischen Störungen (E–W-Seitenverschiebungen, N–S-Abschiebungen), denen die jeweils herrschenden alpidischen Spannungsrichtungen folgten (SPIELER & BRANDNER, 1989; CHANNELL et al., 1990, 1992; TÖCHTERLE, 2005; ORTNER & GRUBER, 2011). Für die Quantifizierung von Überschiebungsweiten sind außerdem die Verschiebungen der Faziesgrenzen des Hangendblocks gegenüber jenen des Liegendblocks (z.B. oberrhätischer Plattform-/Beckenübergang) brauchbare Marker.

4.3. Achental-Überschiebung

In den vorliegenden Kartenerläuterungen wird unter der Achental-Überschiebung („Achentaler Überschiebung“, SAUSGRUBER, 1994a) stets der gesamte Überschiebungsabschnitt der „Achentaler Schubmasse“ von der Karwendel- bis zur Thiersee-Synklinale (inklusive der Thiersee-Überschiebung) verstanden, der durch mehrphasige Einengung geprägt worden ist. Als Achental-Überschiebung im engeren Sinne kann man den Überschiebungsabschnitt bezeichnen, der zwischen den zwei markanten Faltenknicken des Hangendblocks (Steigwand-Antiklinale im Nordosten und Seebergspitze-Synklinale im Südwesten) gelegen ist, welcher durch die Ausbildung der NE–SW streichenden Großfaltenstruktur der Unnutz-Antiklinale geprägt ist (Falltafel 2). Der östliche Überschiebungsabschnitt, der hauptsächlich durch die jüngere paläogene und damit postgosauische N-Bewegung des Hangendblocks und folglich durch die Bildung der E–W streichenden Guffert-Antiklinale charakterisiert ist, wird auch Thiersee-Überschiebung genannt. Dies betrifft den Störungsabschnitt vom Mahmooskopf (1.336 m) ostwärts. Laut TÖCHTERLE (2005) ist die untergeordnete, prägosauische Deformation in der südlichen Thiersee-Überschiebung sichtbar.

An der Achental-Überschiebung werden triassische bis unterkretazische auf oberjurassische und unterkretazische Gesteine überschoben (Falltafel 3: Profil 4; Falltafel 4: Profile 5–12). Im Nordosten läuft die Achental-Überschiebung in den Kern der Thiersee-Synklinale hinein (Abschnitt der Thiersee-Überschiebung; vgl. TÖCHTERLE, 2005). Bereits im Profil entlang des oberen Ampelsbaches und des Filzmoosbaches ist die Überschiebung in der Schrambach-Formation (27) nicht mehr eindeutig erkennbar. Das Aufeinandertreffen eines aufrechten Schichtanteils im Norden (Nordschenkel der Thiersee-Synklinale) mit einem inversen Anteil im Süden (Liegendschenkel der Unnutz- und Guffert-Antiklinale), verbunden mit ähnlichen Streich- und Fallwerten dieses Schichtgliedes im Liegend- und Hangendblock, lassen das Bild einer isoklinalen Scheinsynklinale entstehen (Falltafel 4: Profile 10–12).

Im Abschnitt zwischen Mahmooskopf (1.336 m) im Nordosten und der Hochplatte (1.813 m) im Südwesten springt die Achental-Überschiebung weit nach Südosten an den Nord- und Westhang des Unnutz-Massivs zurück, teils wegen ihrer Verfaltung um E–W-Achsen, teils aufgrund des tiefen Erosionsanschnittes im Achental (Abb. 3). Dadurch gewinnt man Einblicke in den Bau des Liegend- und Hangendblocks und kann Aussagen über die N-gerichtete Mindestüberschiebungsweite (Falltafel 3: Karte) ableiten, die bereits AMPFERER (1941a) mit 5 bis 6 km bemisst. In dem zwischen Natterwand (1.618 m) und Unnutz-Massiv, infolge einer nach SE abtauchenden Faltenachse (Köglboden-Antiform), halbfensterförmig nach Osten ausgreifenden Liegendblock lässt sich laut ORTNER (2003) kein Liegendabbriss des abgesicherten Liegendschenkels der Unnutz-Antiklinale erkennen, denn die Überschiebung verbleibt schichtparallel innerhalb der Schrambach-Formation (27). ORTNER (2003) sowie ORTNER & GRUBER (2011) schließen daraus auf die obere Flachbahn

einer Rampen-Flachbahn-Situation (Tafel 1: Fig. 1). Dadurch ist von einer Mindest-überschiebungswerte an der Achenal-Überschiebung in S-N-Richtung von 4 bis 5 km auszugehen. Ein vergleichbares, im Detail komplexeres Modell präsentiert TÖCHTERLE (2005: 81): In seinem bilanzierten Profilschnitt auf Blatt 89 Angath entlang der TRANSALP-Tiefenseismik-Trasse wird die E-W streichende Großfalte der Thiersee-Synklinale als „stark asymmetrische, ebenso nach N überkippte, enge Synklijalstruktur [dargestellt], in der zwei bedeutende nordvergente Überschiebungen in der Dimension von Deckengrenzen [die N-vergente nördliche und die NW-vergente südliche Thiersee-Überschiebung] ausstreichen“. Laut TÖCHTERLE (2005) würde diese Überschiebungszone die gesamte Inntal-Lechtal-Decke (vormals Lechtal-Decke, Kap. 2.1 und 4.1) in Form einer listrischen Rampe durchschlagen, an der ostalpines Basement die Sedimentgesteine der Inntal-Lechtal-Decke überfährt und im Kern der Guffert-Antiklinale ein Niveau von 2 bis 3 km unter der Oberfläche erreicht. AUER & EISBACHER (2003) zeigen in ihrem Profil durch die Guffert-Antiklinale eine nach oben steiler werdende Rampen-Aufschubung mit ähnlich weitem Versatz wie ORTNER (2003). BRANDNER und SAUSGRUBER gelangen in ihrem N-S-Tiefenprofil über die Unnutz-Antiklinale (Abb. 7; die Daten wurden vom einige Kilometer östlich gelegenen TRANSALP-Seismik-Profil nach Westen hineinprojiziert) zu ähnlichen Überschiebungswerten, unter der Annahme, dass die Achenal-Überschiebung aus der Zerschneidung des überkippten Schenkels einer tiefreichenden Thiersee-Synklinale/Unnutz-Antiklinale hervorgeht.

Vom Festland-Niederleger im Nordosten bis in das Achenal im Südwesten bildet die Schrambach-Formation (27) ausnahmslos das Liegende der Achenal-Überschiebung. Im Hangenden tritt in diesem Abschnitt größtenteils der inverse Hauptdolomit (41) auf. Beidseits des Ampelsbaches und am Westhang des Hochunnutz (2.075 m) sind schmale Scherkörper aus Ammergau-Formation (28) und Barmsteinkalk (29) als Reste des extrem zerscherten Liegendschenkels der Unnutz-Antiklinale eingeschaltet (QUENSTEDT, 1933, 1951a; SAUSGRUBER, 1994a; Falttafel 4: Profile 6, 8).

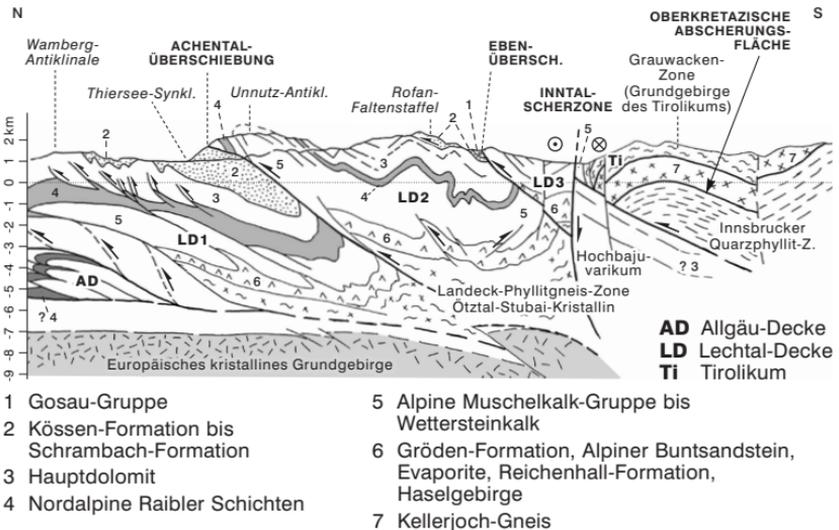


Abb. 7.

N-S-Tiefenprofil durch die Thiersee-Synklinale und die Unnutz-Antiklinale, leicht verändert nach einem Entwurf von R. BRANDNER & T. SAUSGRUBER aus dem Jahr 2001. Die neue Deckengliederung ist in diesem Profil noch nicht berücksichtigt.

Die Störung fällt östlich des Achentales zum großen Teil flach nach SE, abschnittsweise nach S oder E ein. Im Achental wird die Achental-Überschiebung durch die E bis SE fallende Leiten-Aufschiebung versetzt (SAUSGRUBER, 1994a; Falttafel 4: Profile 6, 7). Westlich des Achentales steigt die Achental-Überschiebung an beiden Talflanken des Unterautales mäßig steil nordseitig nach Nordwesten zur Hochplatte (1.813 m; Falttafel 4: Profil 7) und südseitig nach Westen bis zum Gröbner Hals an. Nördlich der Sonntagsspitze (1.926 m) bildet die Achental-Überschiebung die Basis der überkippten Abfolge Ammergau-Formation/Barmsteinkalk (**28/29**). Südlich des Gröbner Halses überschiebt demnach inverser Barmsteinkalk der „Achentaler Schubmasse“ die Ammergau-Formation des Liegendblocks. Der Kontakt bleibt Richtung Südwesten an dieser Grenze und verläuft sich im überkippten Südschenkel der Karwendel-Synklinale. Der Störungskontakt ist in diesem Bereich ebenso wie die Schichtung im Liegendblock flach SE fallend, während die Schichtung im Hangendblock größtenteils subvertikal steht (Falttafel 4: Profil 6). Die Überschiebungsweiten an der Achental-Überschiebung in E-W-Richtung (Vorderunntz-Hochplatte) werden von verschiedenen Autoren (AMPFERER, 1941a; QUENSTEDT, 1933, 1951a, b; SPENGLER, 1953; EISBACHER & BRANDNER, 1995; AUER & EISBACHER, 2003; ORTNER, 2003) mit 5,5 bis 7 km angegeben.

Messungen von Faserharnischen auf den Schichtflächen der Schrambach- (**27**) und Ammergau-Formation (**28**) im unmittelbar Liegenden der Hauptüberschiebung im Bereich der Unntz-Westflanke und des Plickenkopfs (1.429 m) weisen auf eine Überschiebungsrichtung nach NW bis NNW hin. Der Verschnitt der Achental-Überschiebung mit dem Gelände zeigt, dass sie beinahe planar ist (ORTNER & GRUBER, 2011). Nur im Hangenden der Klamm bach-/Thiersee-Synklinale und der Roßstand-Antiklinale ist die Überschiebung synformal (Rotmöserkopf-Synform) bzw. anti-formal (Köglboden-Antiform) mitgefaltet, was ihren bogenförmigen Ausstrich im Ampelsbach-Gebiet bedingt (Falttafel 4: Profile 9, 10).

SAUSGRUBER (1994a) bezeichnet als **Leiten-Aufschiebung** eine Sekundäraufschiebung zur Achental-Überschiebung, die im vorderen Ampelsbachtal und im Achental ausstreicht (Falttafel 4: Profil 8). Im Hangenden dieser Aufschiebung ist die Kössen-Formation (**39**) das älteste Schichtglied. SAUSGRUBER (1994a) nimmt an, dass es sich um eine Flachbahn-Rampen-Aufschiebung mit dem Abscherhorizont in der Kössen-Formation oder in den Nordalpinen Raibler Schichten (**43**) handelt. Die Störung könnte aber auch eine invertierte jurassische Abschiebung darstellen. NAGEL (1975) hingegen glaubt, an der Leiten-Aufschiebung hauptsächlich Vertikalbewegungen erkennen zu können, er bezeichnet sie daher als „Achentaler Vertikalstörung“. Den Störungskontakt im Liegenden der Leiten-Aufschiebung bilden Ammergau-Formation (**28**), Barmsteinkalk (**29**) und Schrambach-Formation (**27**), im Achental auch Hauptdolomit (**41**) der „Achentaler Schubmasse“. Aus Faserkalziten und NE-SW-orientierten Kleinfaltenachsen im Nahbereich der Störung geht eine Bewegung des Hangenden nach NW hervor. Der rekonstruierte Gesamtversatz beträgt etwa 300 m. Im Ampelsbachtal springt die Aufschiebung an einer NW-SE-Störung zum Achental hin nach Südosten zurück und setzt sich nach Südwesten in einem höheren stratigrafischen Niveau fort (SAUSGRUBER, 1994b). Diese NW-SE-Störung wird als schräge Überschiebungsrampe (SAUSGRUBER, 1994b) bzw. als Querstörung (*tear fault*) interpretiert, die Bereiche mit unterschiedlich starken Einengungsbeträgen begrenzt. Dabei wurde die Schichtfolge nordöstlich der Querstörung stärker eingengt und als **Leiten-Antiklinale** (Falttafel 4: Profil 8) herausgehoben. Weiter nördlich grenzt die Leiten-Aufschiebung die Hofjoch- gegen die Roßstand-Antiklinale ab; mit letzterer ist sie verfaultet (Abb. 3). Vermutlich setzt sich die Aufschiebung nach Nordwesten in der **Reitstein-Störung** fort (SAUSGRUBER, 1994a; Falttafel 3: Karte). Während die Leiten-Aufschiebung in ihrem Nord- und

Mittelabschnitt eine Verdoppelung der Schichtfolge innerhalb des Liegendblocks der Achantal-Überschiebung bewirkt, versetzt sie im Südabschnitt die Achantal-Überschiebung selbst (Faltnafel 4: Profile 6, 7). Die Leiten-Aufschiebung ist damit zwar jünger als diese, genetisch aber eng mit ihr verbunden (SAUSGRUBER, 1994a; ORTNER & GRUBER, 2011). SAUSGRUBER (1994a) kann an der Leiten-Aufschiebung auch eine starke überprägende NE-SW-Einengung feststellen.

4.4. Liegendblock der Achantal-Überschiebung

An der Achantal-Überschiebung ist der Hangendblock („Achantaler Schubmasse“) auf Ammergau-Formation (28), Barmsteinkalk (29) und Schrambach-Formation (27) des Liegendblocks überschoben. Diese Einheiten wurden im Nahbereich zum kompetenten, überkippt liegenden Hauptdolomit (41) des Hangendblocks vorwiegend plastisch deformiert. Deren hunderte Meter große, enge bis isoklinale Falten sind im Unterautal und Blaserbachtal ersichtlich (ORTNER & GRUBER, 2011). Ansonsten ist der Liegendblock generell durch große, nach N überkippte Antiklinalen und Synklinalen charakterisiert. Die wichtigsten dieser Faltenstrukturen auf dem Kartenblatt sind von Nord nach Süd **Halslalm-** und **Klammbach-/Thiersee-Synklinale**, **Pitzkopf-**, **Hofjoch-** und **Roßstand-Antiklinale**, **Kesselbach-Synklinale** und **Scharfreiter-Antiklinale** (Faltnafel 3: Karte). Die ebenfalls sehr bedeutsame **Karwendel-Synklinale** ist auf dem Kartenblatt nur in Form eines kleinen Anteils des Nordschenkel vertreten (Faltnafel 2). SAUSGRUBER (1994b) weist im Raum Achenkirch drei Richtungen von Faltenachsen nach: NE-SW streichende Achsen sind untergeordnet zu finden und überwiegend als Kleinachsen im Meterbereich ausgebildet; diese werden einer prägosauischen NW-Einengung zugeordnet. Große Faltenstrukturen wie beispielsweise die Hofjoch-Antiklinale und die Thiersee-Synklinale haben E-W streichende Achsen und werden mit der mesoalpinen (paläogenen) N-S-Einengung in Verbindung gebracht. NW-SE-Achsen treten am häufigsten auf, sie überprägen die anderen Achsen und sind daher Ergebnis der jüngsten (neogenen) NE-SW-Einengung. Die Überlagerung dieser Faltenrichtungen führt in den Großfalten zur Ausbildung komplexer Dom- und Beckenstrukturen. Die Liegendfalten nördlich und westlich von Achenkirch (916 m) und die Falten direkt im Liegenden der Achantal-Überschiebung haben einheitlich E fallende Faltenachsen (ORTNER & GRUBER, 2011: Abb. 5a, Diagramm Jura NW) und S fallende Achsenebenen. Im Nahbereich der „Achantaler Schubmasse“ tauchen die Faltenachsen stärker nach SE ab (SAUSGRUBER, 1994a).

Den **Liegendblock** im Nahbereich des Südwestabschnittes der Achantal-Überschiebung (Unterau-, Blaser- und Dollmannsbachtal) zeichnen liegende, fast isoklinale, etwa E-W streichende Synklinalstrukturen mit einem aufrechten Nordschenkel und einem überkippten Südschenkel mit der Schrambach-Formation (27) im Kern aus (Faltnafel 3: Karte).

Ein Beispiel ist die **Gröben-Synklinale** im Unterautal (TOLLMANN, 1970), die sich von den Südhängen des Tales bis zum Gröbner Hals verfolgen lässt, wo sie nach W in die Luft ausstreicht. Das Streichen der Faltenachse und die Richtung von Kleinfaltenachsen weisen überwiegend auf N-S-Einengung (Paläogen) hin. Durch diese Einengung wurde kleinräumig auch die SE fallende Achantal-Überschiebung und die Schichtfolge im Hangendblock mit gefaltet, beispielsweise im äußeren Unterautal (Faltnafel 3: Karte; Faltnafel 4: Profil 5).

Die **Großzemmalm-Synklinale** (TOLLMANN, 1970) als weitere große E-W streichende und nach N überkippte bis liegende Synklinalstruktur ist im hinteren Dollmannsbachtal und im Blaserbachtal ausgebildet (Faltnafel 3: Karte). Der überkippte

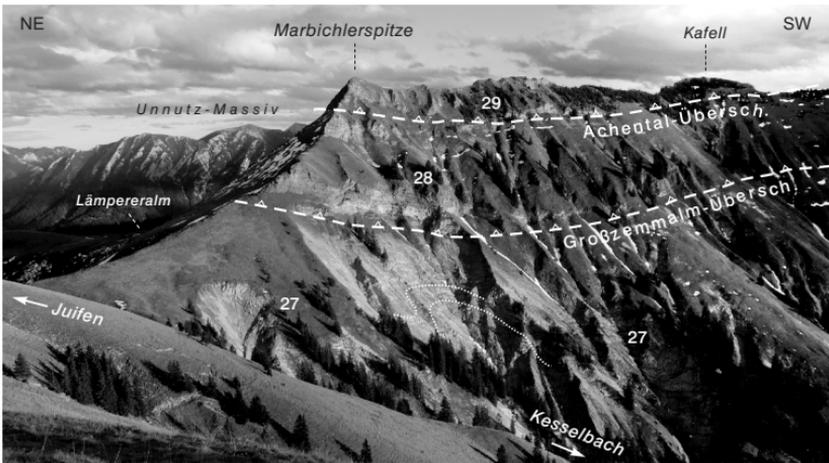


Abb. 8.

Blick vom Südwestgrat des Juifen (1.988 m) auf die Westflanke des Kammes Marbichlerspitze (1.898 m) – Kafell (1.906 m) mit der Großzemmalm-Überschiebung über verfallter Schrambach-Formation (27). Die Kammschneide besteht aus Klippen der „Achtentaler Schubmasse“ (vgl. Abb. 16a, b) (Foto: A. GRUBER, 2010).

Hangendschenkel aus Ammergau-Formation (28), der gleichzeitig den Liegendschenkel der darüber folgenden isoklinalen Antiklinale bildet (Falttafel 4: Profil 5), ist hierbei nach N durchgeschert und auf die Schrambach-Formation (27) überschoben (Falttafel 3: Profil 4). Diese **Großzemmalm-Überschiebung** lässt sich lateral weithin verfolgen, vom Osthang des Plickenkopfs (1.429 m) über die Großzemm- und Lämpereralm bis an den Westhang des Kafell (1.906 m), wo sie bereits von AMPFERER (1914c) treffend beschrieben wird (Abb. 8; im Geologischen Kartenblatt unvollständig abgebildet). Zwischen dem obersten Kesselbach, wo das Scharnier der Synklinale sichtbar ist, und der Lämpereralm lassen sich im Liegenden der Großzemmalm-Überschiebung weiters mehrere offene, Hektometer große Antiklinalen und Synklinalen mit NE–SW streichenden Achsen erfassen. Diese Achsen sind durch die jüngere N–S-Einengung im Meterbereich zusätzlich verfalltet und am Südhang des Juifen (1.988 m) von der großen, offenen W–E-orientierten **Juifen-Marbichler-Synklinale** mit nach E fallender Achse überlagert (SPIELER, 1995). Im Faltenkern ist auch eine kleine Klippe vom Hangenden der Großzemmalm-Überschiebung erhalten geblieben (AMPFERER, 1914c; Falttafel 3: Profil 4).

4.4.1. Karwendel-Synklinale

Die **Karwendel-Synklinale** (Falttafel 1: Fig. 2; Falttafel 2; Falttafel 3: Karte) ist eine Großfaltenstruktur, die sich in W–E-Richtung von Mittenwald auf den Blättern 117, 118, 119, 87 und 88 bis zum Achenental etwa 30 km lang erstreckt und in N–S-Richtung bis zu 6 km breit ist. Auf Kartenblatt 88 Achenkirch ist zwar nur ein kleiner Ausschnitt des Nordschenkels sichtbar, dennoch ist die Gesamtbetrachtung der Synklinale für das Verständnis der Achenental-Überschiebung und der „Achenentaler Schubmasse“ essenziell. In der Karwendel-Synklinale ist eine Schichtfolge von Hauptdolomit (41) in den Faltenchenkeln bis zu den „weichen“ Mergeln der Schrambach-Formation (27) im Synklinalkern erschlossen. Die obertriassischen Flachwasserkarbonate (Plattenkalk, 40) bilden morphologisch die „harten“ Ränder im Süden und Norden mit den höchsten Gipfeln in der Umrahmung des hinteren

Bächentales (z.B. Scharfreiter, 2.102 m, ÖK 87) und an der Achensee-Westseite (Seebergspitze, 2.085 m, ÖK 119). Kennzeichnend für den Großteil der Karwendel-Synklinale ist eine mächtige Schichtfolge aus rhätischen bis unterkretazischen marinen Hang-, Becken- und Schwellensedimenten (ULRICH, 1960; FABRICIUS, 1966; SCHÜTZ, 1975). Es handelt sich um eine überwiegend enge, abschnittsweise auch isoklinale Synklinale. Der Nordschenkel ist zumeist steil S fallend, der Südschenkel steil N fallend bis überkippt S fallend und im hinteren Bächental (ÖK 118, 119) zum Teil nach N durchgeschert. Im Gegensatz zur Thiersee-Synklinale weist die Karwendel-Synklinale kaum fazielle Unterschiede zwischen Nord- und Südschenkel und folglich keinen großen Tiefgang sowie keine weite Durchschering des Südschenkels auf. Die Karwendel-Synklinale lässt sich westlich von Mittenwald (ÖK 117), durch NE-SW-Störungen versetzt, mit der aus Triasgesteinen aufgebauten Wetterstein-Synklinale verbinden (Falltafel 2). Das Ostende der Synklinale ist am Kamm zwischen hinterem Bächental (Einzugsgebiet Tannauerbach, ÖK 119) und Oberautal durch den abrupten Wechsel der Streichrichtung des überkippten Südschenkels von E-W auf N-S bei Punkt 1.861 m am Fonsjochgrat und an der Seebergspitze (2.085 m, ÖK 119) gekennzeichnet. Dies ist auch der Bereich, wo der Südschenkel der Synklinale (= der Nordschenkel der südlich anschließenden Mondscheinspitze-Antiklinale) nordostwärts als „Achentaler Schubmasse“ auf der Achental-Überschiebung abgesichert ist. Die Mondscheinspitze-Antiklinale setzt sich somit nach Nordosten fort und wird ab dem Faltenknick (Seebergspitze-Synklinale) als Unnutz-Antiklinale bezeichnet (Falltafel 2; Falltafel 3: Karte).

4.4.2. Scharfreiter-Antiklinale und nördlich angrenzende Falten

Der Nordschenkel der Karwendel-Synklinale ist gleichzeitig der Südschenkel der **Scharfreiter-Antiklinale** (Scharfreiter, 2.102 m, ÖK 87), die sich nach Osten auf Blatt Achenkirch im Gebiet Lochalm- und Tiefenbachalm-Hochleger fortsetzt und schließlich im Bereich der Steinölbrennerei vermutlich steil nach SE unter die Achental-Überschiebung abtaucht (SPIELER, 1995; Falltafel 3: Karte; vgl. auch SCHMIDT-THOMÉ, 1950, 1953; NAGEL, 1975; MÜLLER-WOLFSKEIL, 1981).

Der Durchbruch der Dürrach zwischen dem Bächentaler Stausee (952 m) und dem Forsthaus Aquila (919 m) sowie die Fahrstraßen vom Bächental zum Rotwandalm-Hochleger und zum Lochalm-Mitterleger bieten Einblicke in den Internbau der Scharfreiter-Antiklinale und nördlich anschließender Faltenstrukturen (Falltafel 3: Profile 1, 2). Letztere bestehen aus überkippten, Zehner- bis Hundertmeter großen Antiklinalen und Synklinalen. Die Synklinalen zeigen steil nach N überkippte kurze Südschenkel und aufrechte, flach S fallende lange Nordschenkel. Die Scharniere und Scheitel der Antiklinalen werden vom Plattenkalk (40) gebildet, die Kerne der Synklinalen bestehen aus der Kössen-Formation (39). Die Faltscharniere pausen sich noch höher hinauf in die unterjurassischen Schichtglieder fort, wie die Aufschlüsse am Weg vom Tiefenbachalm-Hochleger zum Rethalm-Hochleger gut erkennen lassen. Die Faltenachsen fallen generell flach nach ENE und drehen östlich der Dürrach zusehends auf E- bis ESE-Streichrichtung. Mit Annäherung an die Achental-Überschiebung weisen sie ein stärkeres Achsengefälle nach SE auf (SPIELER, 1995). Dies ist im umlaufenden Streichen der Schichten vom Rether Horn (1.656 m) über die Steinölbrennerei bis zum Rether Joch beispielhaft sichtbar (SPIELER, 1995; Falltafel 3: Karte). NAGEL (1975) subsumiert diese Faltenstrukturen unter dem Begriff **Scharfreiter-Antiklinale und Kesselbach-Synklinale**. SPIELER (1995) differenziert davon abweichend nördlich der Scharfreiter-Antiklinale (von Süden nach Norden) eine **Retherjoch-Synklinale**, eine **Kesselbach-Antiklinale** und eine **Juifen-(Marbichler-)Synklinale**.

Die asymmetrischen, N-vergenten Falten erzeugen im Landschaftsbild eine ausgeprägte „strukturelle Morphologie“: Felsrücken aus Plattenkalk (40) wechseln mit Verebnungen aus Kössen-Formation (39), die häufig mit Vernässungen, Mooren sowie Almrodungen einhergehen (Kap. 8). Die Dehnungsstrukturen (Längs- und Querklüfte) in den Antiklinalcharnieren förderten im Abschnitt zwischen dem Tiefenbachalm-Hochleger und dem Rethalm-Hochleger die Zerlegung der rigiden Gesteine der Rotkalk-Gruppe (34) in große Felsschollen einer Gleitmasse (LOTTER & GRUBER, 2011; Falltafel 3: Profile 1, 2; Kap. 7).

4.4.3. Dürrach-Aufschiebung

Die bedeutendste von mehreren N-gerichteten Aufschiebungen im Bächental ist die **Dürrach-Aufschiebung** (Falltafel 3: Profile 1, 2; Abb. 9) nördlich des Bächentaler Staudamms. An ihrer 40° bis 50° S fallenden Störungsfläche ist Hauptdolomit (41) nach N auf Plattenkalk (40) aufgeschoben. Die Aufschiebung weist einen Versatz von mindestens 200 m auf, der in das Hangende sukzessive kleiner wird und an der Ostseite des Bächentales, am Tiefenbachalm-Hochleger, in den unterjurassischen Schichten durch Faltung blind endet (blinde Aufschiebung). Der Hangendblock zeichnet sich an der Dürrach durch mehrere sekundäre syn- und antithetische Aufschiebungen und Rücküberschiebungen mit geringen Versatzbeträgen aus. Die Ausbildung von großen inversen Schenkelabschnitten im Liegenden und im Hangenden der Dürrach-Aufschiebung (Falltafel 3: Profile 1, 2) legt nahe, dass die Aufschiebung aus der Zerschering des inversen Nordschenkels der nach N überkippten Scharfreiter-Antiklinale hervorgegangen ist. Eine genetisch mit der Dürrach-Aufschiebung zusammenhängende, flach nach S durchreichende Rücküberschiebung von Plattenkalk (40) auf Kössen-Formation (39) ist nördlich der Brücke über den Bächentaler Stausee im Südschenkel der Scharfreiter-Antiklinale anschaulich entwickelt.

4.4.4. Rotwandalm-Störung

Die Scharfreiter-Antiklinale und die nördlich davon gelegenen Faltenstrukturen werden durch die markante NE–SW streichende **Rotwandalm-Störung** durchschnitten; in GRUBER (2007) wurde diese vormals als „Rotwand-Störung“ bezeichnet. Die Störung ist über mehrere Kilometer vom Lerchkogel-Hochleger im Südwesten (ÖK 87, Abb. 9) über den Zotenalm-Mitterleger nach Nordosten bis in den obersten Pitzbach als distinkte, steil nach ESE fallende Fläche verfolgbar. Die Bewegungsindikatoren zeigen ein sinistrales Seitenverschiebungssystem mit lokaler Schrägaufschiebungs-komponente an. Beidseits der Rotwandalm-Störung sind Falten und Aufschiebungen unterschiedlicher Ausprägung und Größenordnung entwickelt (Falltafel 3: Profil 1). Östlich der Störung ist lithologisch bedingt ein wesentlich engerer Faltenbau ausgebildet (z.B. am Kesselbach, Pitzbach und an der Dürrach; Falltafel 3: Profile 1, 2, 3). Westlich außerhalb der Blattgrenze (ÖK 87) verzweigt sich die Störung in zwei Hauptäste, die sich im Baumgartental (ÖK 87/118) verlieren und deren Versatz vermutlich durch Faltung kompensiert wird. Auch am Nordost-Ende der Rotwandalm-Störung im Gebiet des Pitzkopfs (1.670 m) wird der Verschiebungsbetrag zum Teil in den quer zur Störung verlaufenden Aufschiebungen abgebaut (Kap. 4.4.6). Die Rotwandalm-Störung kann somit als Querstörung (*tear fault*) bezeichnet werden. Weitere Details sind in GRUBER (2007, 2008b, 2013) und GRUBER (2009) nachzulesen.

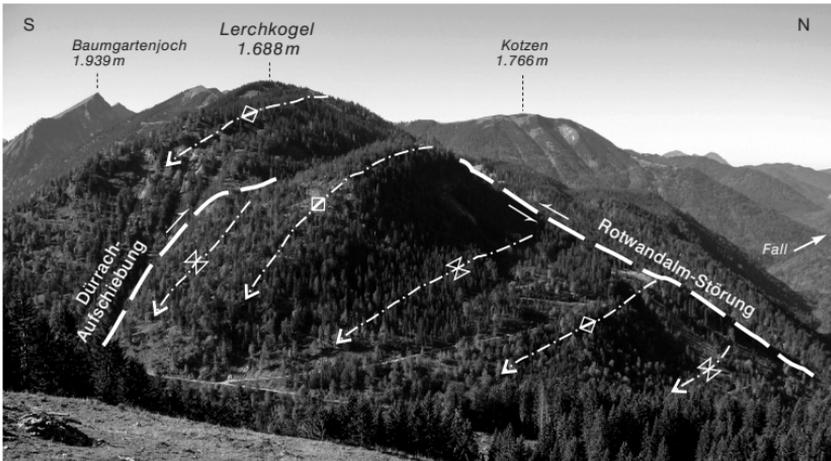


Abb. 9.

Blick vom Lochalm-Mitterleger nach Westen auf die Einhänge des Bächentales westlich der Dürrach (Lerchkogel, 1.688 m, ÖK 87). Die getrepte Morphologie zeichnet die ausgeprägten N-vergenten Faltenstrukturen in Hauptdolomit (41) und Plattenkalk (40) nach, dazu ist der Verlauf von Dürrach-Aufschlebung und Rotwandalm-Störung eingetragen (Foto: A. GRUBER, 2006).

4.4.5. Faltenstrukturen und Aufschiebungen im Demeljoch-Massiv und im Hühnersbachtal

Der Hauptdolomit (41) ist im vorderen Schluchtabschnitt des Hühnersbachtals durch Verfallung mit E–W bzw. WNW–ESE streichenden Faltenachsen und Wellenlängen im Zehnermeterbereich gekennzeichnet. Im Talschluss des Hühnersbachtals (ÖK 87) ist eine offene Großfalte mit nach W abtauchender Faltenachse sichtbar, die durch steile, sich verzweigende Aufschiebungen im Faltenkern charakterisiert ist. Auf der Ostseite des Talschlusses bei 1.080 m Höhe quert die markanteste dieser Störungen mit 40° bis 60° steilem S-Fallen nach Osten ansteigend die Nordabstürze des Demel- (1.924 m) und Zotenjochs bis in das Pitzbachtal (**Demeljoch-Aufschlebung**). Die Strömung und Riedelscherflächen auf der Störung sowie die Vergenz der Falten zeigen eine N-gerichtete Aufschlebung an (GRUBER, 2009). Der Hangendblock ist zu großen N-vergenten Syn- und Antiklinalen verformt (Falltafel 3: Profil 1). Diesem Deformationsstil sind auch die zahlreichen Falten mit nach E abtauchenden Achsen im Pitzbachtal, beispielsweise entlang des Forstweges Halslalm-Pitzbach, zuzuordnen. Genetisch damit verbunden ist das im gesamten Einzugsgebiet des Hühnersbachtals dichte Muster von steilen konjugierten NE–SW bis ENE–WSW streichenden sinistralen Blattverschiebungen und NW–SE bis N–S verlaufenden dextralen Blattverschiebungen.

4.4.6. Faltenstrukturen und Aufschiebungen zwischen Pitzbach und Dollmannsbach

Zwischen dem Halskopf (1.406 m) im Norden und dem Pitzkopf (1.670 m) im Süden ist eine große Synklinale im Hauptdolomit (41) und Plattenkalk (40) mit Resten von Kössen-Formation (39) im Kern (südwestlich des Brettersbergalm-Hochlegers, 1.324 m) ausgebildet. Sie weist einen flachen aufrechten Nordschenkel und einen steilen inversen Südschenkel auf. Diese **Brettersberg-Synklinale** ist zusammen mit der südlich anschließenden **Pitzkopf-Antiklinale** intern nochmals im Zehner-

bis Hundertmeterbereich gefaltet (Falttafel 3: Profil 4; Falttafel 4: Profil 5). Diese sekundäre Faltung manifestiert sich in engen zumeist N- bis NNE-vergenten, aber auch NW-vergenten Antiklinalen und Synklinalen, die zum Teil an steilen Aufschiebungen durchgeschert sind. Ein Faltenachsengefälle ist sowohl nach WNW als auch nach ESE festzustellen. Nordwestlich unterhalb des Pitzkopfs ist der überkippte Südschenkel der Brettersberg-Synklinale an der WSW–ENE streichenden und sehr steil SSE fallenden **Pitzkopf-Aufschiebung** durchgeschert, wodurch Hauptdolomit (41) auf Plattenkalk (40) liegt. Der Hauptdolomit ist dabei störungsparell meterbreit kataklastisch deformiert, der Plattenkalk engständig verfault und zerschert. Die Aufschiebung weist nach oben einen abnehmenden Versatz auf, der schließlich durch Faltung ausgeglichen wird (Falttafel 3: Profil 4). Das blinde östliche Ende der Aufschiebung ist nordwestlich unterhalb des Schulterberges (1.686 m) sichtbar. Dort hat sich im Liegendblock der Pitzkopf-Aufschiebung eine weitere, die **Schulterberg-Aufschiebung** entwickelt (Falttafel 4: Profil 5). Diese verläuft W–E streichend bis zum vorderen Dollmannsbach und endet dort blind in einer ENE tauchenden Antiklinale. Die Pitzkopf- und Schulterberg-Aufschiebung sind vermutlich prägosauisch angelegt und im Zuge späterer Einengung steil gestellt worden (GRUBER, 2009). Jedoch ist auch die Inversion einer vorher steil N fallenden Abschiebung in Betracht zu ziehen. Weitere Einzelheiten beschreiben GRUBER (2007, 2013) sowie GRUBER (2009).

TOLLMANN (1970) verknüpft die Antiklinalen im Demeljoch-Massiv, am Pitzkopf, am Schulterberg, am Schmalkopf und am Hofjoch zur durchgehenden Pitzkopf-Antiklinale. NAGEL (1975) verwendet dafür die Bezeichnung Schulterberg-Sattel.

4.4.7. Thiersee-Synklinale

Die **Thiersee-Synklinale** (Abb. 3; Falttafel 2; Falttafel 4: Profile 8–10) ist eine Großfaltenstruktur am Kartenblatt im Liegendblock der Achental-Überschiebung. Sie verläuft über 30 km plus/minus in E–W-Richtung von Vorderthiersee bei Kufstein (ÖK 90) bis nach Achenwald (NAGEL et al., 1976; SAUSGRUBER, 1994a; THÖNY & ORTNER, 2001). Den Kern der Synklinale bildet die Schrambach-Formation (27). Beim ersten Blick auf die geologische und tektonische Karte (Falttafel 2; Falttafel 3: Karte) erscheint diese Großfalte als einfach gebaute Struktur, aus einem aufrechten Nord- und einem überkippten Südschenkel bestehend. Traditionell wurde sie auch in diese Richtung interpretiert (z.B. PICHLER, 1856; MOJSISOVICS, 1870; AMPFERER, 1921; CORNELIUS-FURLANI, 1921). Manche Autoren heben hervor, dass die oberhätische bis oberjurassische Schichtfolge im überkippten Südschenkel faziell anders entwickelt ist als im Nordschenkel und dass der Südschenkel über weite Strecken nach N durchgeschert und auf den Kern der Synklinale überschoben ist (LEUCHS, 1921; FUCHS, 1944; WILMERS, 1971; NAGEL et al., 1976). Im Detail ist die Thiersee-Synklinale jedoch wesentlich komplexer gebaut (vgl. WILMERS, 1971; ORTNER, 2003; TÖCHTERLE, 2005). Sie ist am Kartenblatt nur im westlichsten Abschnitt, zwischen Achenwald und dem Ausstrich der Achental-Überschiebung im Bereich Mahmooskopf (1.336 m), als Synklinale im eigentlichen Sinn mit zwei klar ausgebildeten Schenkeln erhalten: einem aufrechten Nordschenkel und einem teilweise überkippten Südschenkel nördlich des Hofjochs (1.341 m) und an der Seeache (Falttafel 4: Profil 8). SAUSGRUBER (1994a) benennt diesen Teil als **Klammbach-Synklinale**. Schon früh spricht QUENSTEDT (1933) aus, dass der überkippte Schenkel im Bereich der Natterwand (1.618 m) Teil der „Achentaler Schubmasse“ und nicht einfach der Südschenkel der Thiersee-Synklinale sei (Falttafel 4: Profil 10). In der 2. Auflage der Geologischen Karte von Bayern 1:100.000, Blatt 664 Tegernsee (SCHMIDT-THOMÉ, 1979), ist diese Interpretation auch erstmals in einem Profilschnitt dargestellt. SAUS-

GRUBER (1994a) konnte durch eine detaillierte stratigrafische und strukturelle Untersuchung dieses Gebietes definitiv den Nachweis der Zugehörigkeit zur „Achentaler Schubmasse“ erbringen (Kap. 4.5.1).

Westende der Thiersee-Synklinale, Achenwald-Abschiebung und ähnliche Strukturen

Der durchgehende Verlauf der Thiersee-Synklinale **endet im Westen** bei Achenwald abrupt an einer steil SE fallenden Störung mit abschiebendem Charakter, die SAUSGRUBER (1994a) **Achenwald-Abschiebung** nennt (Falltafel 3: Karte). NAGEL (1975) sieht die Westfortsetzung der Thiersee-Synklinale in der **Halslalm-Synklinale** mit Kössen-Formation (**39**) im Kern und in der **Brettersberg-Synklinale** (Falltafel 4: Profil 5) sowie das definitive Westende erst bei Fall (ÖK 87; vgl. TOLLMANN, 1970).

Im Zusammenhang mit der Achenwald-Abschiebung muss auf ähnlich orientierte Abschiebungen in der weiteren Umgebung verwiesen werden: Hierzu zählen die beiden Störungen, welche die Halslalm-Synklinale durchschneiden, und die nach SE fallende Abschiebung, die ein Abtreppen der Hofjoch-Antiklinale östlich des Hofjochs (1.341 m) bewirkt. Insbesondere letztere könnte einem Extensionsereignis nach der letzten Kompression in NNE–SSW-Richtung zuzuordnen sein (SAUSGRUBER, 1994a).

Anders verhält es sich mit den NNW bis NE streichenden Abschiebungen auf der Ostseite des Juifen (1.988 m). Dazu gehören die steil nach WSW fallende **Schulterbergalm-Abschiebung** am Schulterbergalm-Hochleger (1.541 m), mit Absenkung des Hangendblocks um mehrere Zehnermeter (GRUBER, 2009) sowie die NE–SW streichenden Abschiebungen im Gebiet zwischen Juifen (1.988 m) und Lämpereralm. Auch die nach NNW streichende Abschiebung am Rether Joch (SPIELER, 1994), die der Schleims-Störung in AMPFERER (1914c) und NAGEL (1975) entspricht (fehlt am Kartenblatt), ist diesem System zuzuordnen. Nach den Geländebefunden zu schließen, versetzen diese Abschiebungen noch teilweise die Schrambach-Formation (**27**), enden jedoch an der Großzemalm-Überschiebung (Falltafel 3: Profil 4). Dies bedeutet, dass sie frühestens während der Sedimentation der Schrambach-Formation, damit möglicherweise vor der eoalpinen (prägosauischen) Einengungsphase angelegt, spätestens jedoch durch die paläogene N–S-Kompression plombiert wurden. Auch die N–S bis NE–SW streichenden Abschiebungen östlich der Reitstein-Störung nahe der Klammbachalm (993 m) sind offensichtlich durch eine Überschiebung entlang des Mahmoosbaches versiegelt (SAUSGRUBER, 1994a; Falltafel 3: Karte).

Falten und Seitenverschiebungen im Nordschenkel der Thiersee-Synklinale

Im „verwelten“ (NAGEL, 1975) aufrechten **Nordschenkel der Thiersee-Synklinale** westlich des Ampelsbaches konnte SAUSGRUBER (1994a) drei Faltenrichtungen herausarbeiten: eine NE–SW streichende, eine dominante E–W streichende mit E fallenden Achsen und eine NW–SE streichende Richtung mit steil SE fallenden Achsen. Die letztgenannte Faltenachsenrichtung überprägt die ersten beiden. Auch GRUBER (2009) beschreibt im Plattenkalk (**40**) und in der Kössen-Formation (**39**) zwischen Blaubergalm und Halserspitze (1.863 m) eine Reihe WSW–ENE streichender Kleinfalten mit typischer Langschenkel-Kurzschenkel-Geometrie, wobei im Fall der Antiklinalen die Nordschenkel meist nur wenige Meter, die Südschenkel mehrere Zehnermeter bis hunderte Meter lang sind (Falltafel 4: Profil 11). Bei den Synklinalen ist dies entsprechend umgekehrt. TÖCHTERLE (2005) interpretiert die im Nordschenkel der Thiersee-Synklinale, das heißt im Liegendblock der nördlichen

Thiersee-Überschiebung (= Achental-Überschiebung; vgl. Kap. 4.3), auftretenden N-vergente Parasitärfaalten als „*fault-propagation-folds* über *out-of-the-syncline*-Aufschiebungen“. Dies ist in Grundzügen in Abbildung 7 dargestellt.

Der Nordschenkel der Thiersee-Synklinale, der auf dem Kartenblatt den Blaubergkamm zwischen Reitstein (1.516 m) und dem östlichen Blatrand einnimmt, ist von zahlreichen steilen **Seitenverschiebungen** zerhackt („Diagonalstörungen“ in OSSWALD, 1925 und NAGEL et al., 1976). Es handelt sich dominant um NW–SE streichende Störungen mit überwiegend dextralen Versätzen (Falltafel 3: Karte; vgl. Falltafel 2), untergeordnet um NNE–SSW streichende Störungen mit sinistralen Versätzen. Einige wenige dextrale Störungen (siehe unten) weisen nennenswerte Versatzbeträge von Zehnermetern bis hunderte Meter auf. Auf der Südseite des Blaubergkamms schwenken die kleineren Störungen größtenteils in die Kössen-Formation (39) ein, die größeren versetzen auch noch die jurassisch-kretazische Schichtfolge. Eine Fortsetzung im Liegendschenkel der Unnutz- und Guffert-Antiklinale (Hangendblock der Achental-Überschiebung, „Achentaler Schubmasse“) konnte bisher nicht eindeutig nachgewiesen werden. Weiterführende Informationen finden sich in OSSWALD (1925), SAUSGRUBER (1994a) und GRUBER (2009). Die drei markantesten dieser NW streichenden Störungen auf dem Kartenblatt sind die **Reitstein-Störung**, die **Blauberg-Störung** und die **Wildalm-Störung**.

Die **Reitstein-Störung** (Falltafel 4: Profil 8) zeigt nach SAUSGRUBER (1994a) auf der Geologischen Karte einen relativen Versatz von etwa 750 bis 800 m. Diese Störung geht nach Südosten bogenförmig in die Leiten-Aufschiebung über (vgl. Kap. 4.3). Dies führen SAUSGRUBER (1994a) und ORTNER & GRUBER (2011) auf eine Verfaltung beider Störungen um die Hofjoch-Antiklinale zurück. Im Gegensatz zu den allermeisten ähnlich streichenden Störungen ist der Versatz an der Reitstein-Störung sinistral. Dies wird nach SAUSGRUBER (1994a) durch die Schleppung von Plattenkalk (40), Kössen-Formation (39) und der jurassischen Schichtglieder (Adnet-Formation, 34, Allgäu-Formation, 32, Ruhpolding-Formation, 31) sowie an Faserkristalliniten einer Zweigstörung angezeigt. Er konnte an dieser Störung aber auch eine dextrale Komponente nachweisen. Das eigenartige Umbiegen der Störung nördlich des Sattelkopfs (1.418 m) von NW–SE- auf N–S-Streichen begründet er mit einer steilen E-gerichteten Aufschiebung von Hauptdolomit (41) auf Plattenkalk (40) im Zuge einer (neogenen) NE–SW-Einengung. Aufgrund der Beobachtung, dass die Thiersee-Synklinale westlich der Reitstein-Störung und östlich der Blauberg-Störung (siehe unten) stärker eingengt ist, schließt SAUSGRUBER (1994a) auf die Gleichzeitigkeit der sinistralen Bewegung an der Reitstein-Störung und der dextralen Bewegung an der Blauberg-Störung. Beide fungieren demnach als Transferstörungen. SAUSGRUBER (1994a) vermutet, dass die Reitstein-Störung schon als jurassische Abschiebung angelegt worden ist, da es an ihr einen ausgeprägten Mächtigkeitssprung im Barmsteinkalk (29) gibt. Dies könnte auch für die anderen hier beschriebenen Seitenverschiebungen gelten.

Der Versatz an der dextralen **Blauberg-Störung** (SAUSGRUBER, 1994a; Falltafel 4: Profil 10) beträgt laut SAUSGRUBER (1994a) 850 m, nach GRUBER (2009) knapp über 1 km und kann an der Adnet-Formation (34) als Marker abgelesen werden. Gegen Südosten verzweigt sich die Störung und läuft in die Schrambach-Formation (27) hinein, wo sie nicht mehr weiterverfolgt werden kann. Über deren Ende bzw. Fortsetzung liegen unterschiedliche Interpretationen vor: SAUSGRUBER (1994a) versetzt mit dieser Störung die Achental-Überschiebung nach Südosten und lässt sie im Kontaktbereich Ammergau- (28) mit Schrambach-Formation (27) im Liegendschenkel der „Achentaler Schubmasse“ nach Osten auslaufen (Kap. 4.5.1). EISBACHER & BRANDNER (1995) setzen die Blauberg-Störung mit ihrer Issalm-Störung gleich (entspricht in Teilabschnitten der Pinegg-Störung), welche sowohl die Thiersee-Syn-

klinale, als auch die Guffert-Antiklinale bis in das Inntal durchschlägt. Sie fungierte als Querstörung zur Zeit der eozänen NW-Einengung und der Beckenbildung der Brandenberger Gosau. Die Wildalm-Störung wird weiters als großer Riedel zur Blauberg-Störung betrachtet. In AUER & EISBACHER (2003) werden diese Verbindungen zwischen der Blauberg-, Issalm- und Wildalm-Störung wieder voneinander getrennt und die Blauberg- und Wildalm-Störung auf den Nordschenkel der Thiersee-Synklinale beschränkt.

Der abrupte Ostabfall der Halserspitze (1.863 m) zur breiten Einsattelung nördlich der Bayerischen Wildalm hängt unmittelbar mit dem Verlauf einer großen NW–SE streichenden dextralen Seitenverschiebung zusammen, die hier **Wildalm-Störung** genannt wird (Faltnote 4: Profile 11, 12). Sie entspricht dem „Stangengrabenbruch“ in OSSWALD (1925) bzw. dem „Stangengraben-Blatt“ in TOLLMANN (1970). An dieser Seitenverschiebung ist die Basis des Plattenkalks (**40**) um etwa 500 m dextral nach Südosten versetzt. Dies belegen Bewegungsindikatoren wie die großräumige Schleppung der Schichten entlang der Störungsfläche und Markerversätze. Die Störung läuft im Südosten in den Grenzbereich zwischen Barmsteinkalk (**29**) und Oberrhätalk (**38**) hinein. Sie markiert auch den faziellen Übergang von der oberrhätischen Plattformfazies (Oberrhätalk, **38**) im Osten zu der sie vertretenden Beckenfazies der Kössen-Formation (**39**) im Westen (vgl. OSSWALD, 1925; FABRICIUS, 1966). Direkt an der Störung liegt der Ponor (Schluckloch), der das Polje (Karstbecken) der Sindelsdorfer Alm/Bayerischen Wildalm entwässert (Kap. 10).

4.4.8. Hofjoch- und Roßstand-Antiklinale

Die **Hofjoch-Antiklinale** (SAUSGRUBER, 1994a; Abb. 3; Faltnote 4: Profil 8) bildet eine der großen E–W streichenden Faltenstrukturen auf dem Kartenblatt. Ihr überkippter Nordschenkel ist gleichzeitig der überkippte Südschenkel der Thiersee-Synklinale (Klammbach-Synklinale). An der Seeache und an der Achenseestraße (B 181) südöstlich von Achenwald sowie am Schmalkopf (1.048 m) kommt der Antiklinalkern aus Plattenkalk (**40**) zum Vorschein (SAUSGRUBER, 1994a). Die Faltenachse taucht nach E bis ESE ab. Dies wird durch umlaufendes Streichen am Schmalkopf angezeigt. Die Faltenachsen der zu Knickfalten verformten Chiemgauer Schichten (Allgäu-Formation, **32**; Abb. 32b) im Faltenscharnier am Hofjoch (1.341 m) streichen parallel zur Großfaltenachse. Die Hofjoch-Antiklinale zeigt genau genommen eine Faltenachsenkulmination mit vom Hofjoch nach W und E abtauchender Faltenachse. Die Antiklinale ist nach SAUSGRUBER (1994a) durch S–N-Kompression gebildet und durch eine jüngere Einengung in NE–SW-Richtung überprägt worden. Dies belegen Sekundärfalten mit SE fallenden Faltenachsen im Südschenkel der Antiklinale. Die Hofjoch-Antiklinale ist nach Westen um eine parallel zur Verebnung der Schweinau verlaufende, NW–SE streichende Synklinale geknickt und durch die Achenwald-Abschiebung zusätzlich gestört (Faltnote 3: Karte; Kap. 4.4.7).

Die Leiten-Aufschiebung als südöstliche Fortsetzung der NW–SE streichenden Reitstein-Störung trennt die Hofjoch-Antiklinale im Westen von der **Roßstand-Antiklinale** im Osten (Faltnote 4: Profil 9). Die Roßstand-Antiklinale ist nach SAUSGRUBER (1994a) keine einfache zylindrische Falte, sondern stellt infolge mehrphasiger Einengung ein Faltengebirge dar. Im Kern der Falte aus Kössen- (**39**) und Allgäu-Formation (**32**) ist in der dort nach NE tauchenden Faltenachse die NW-Einengung, in den jüngeren Hüllgesteinen mit E–W bzw. NW–SE streichenden Faltenachsen die jüngere N–S- und NE–SW-Einengung sichtbar. Letztere bewirkt auch die Verfaltung der Achental-Überschiebung und mit ihr der „Achentaler Schubmasse“. Der gemeinsam antiformal verfaltete Liegendblock und Hangendblock der Achental-Überschiebung im Ampelsbach-Gebiet wird als **Köglboden Antiform** (Vorschlag von R. BRANDNER) bezeichnet (Faltnote 3: Karte; Faltnote 4: Profile 9, 10).

4.5. Hangendblock der Achental-Überschiebung („Achentaler Schubmasse“)

4.5.1. Guffert-Antiklinale

Die Guffert-Antiklinale bildet den Ostabschnitt der „Achentaler Schubmasse“ auf dem Kartenblatt. Typische Merkmale der Guffert-Antiklinale sind ein aufrechter, größtenteils S fallender Hangendschenkel bei ausgeprägter N-Vergenz, sowie ein weit nach Norden bis zum Schneidjoch ausgreifender, stark überkippter bis liegender Schenkel („Achentaler Liegendfalte“ nach SAUSGRUBER, 1994a). Vom Hangendschenkel ist auf dem Kartenblatt fast nur noch Wettersteinkalk (49, 47) erhalten (Abb. 10, 11; Tafel 1: Fig. 1). Der Liegendschenkel wird überwiegend von jüngeren Schichtgliedern, vor allem von Hauptdolomit (41) aufgebaut (Falttafel 4: Profile 11, 12). Dieser Schenkel wurde von früheren Bearbeitern als überkippter Südschenkel der Thiersee-Synklinale aufgefasst (Kap. 4.4.7). Beide Faltschenkel der Guffert-Antiklinale und damit auch die S fallende Achsenebene sind wiederverfaltet (Tafel 1: Fig. 1). Im Hangendschenkel der Antiklinale ist der mechanisch kompetente Wettersteinkalk im Guffert-Massiv und im Becken von Steinberg zu einer großen Domstruktur verformt, sichtbar unter anderem am allseitigen Abtauchen des lagunären Wettersteinkalks (47) und am umlaufenden Streichen des Kontaktes Riff-/Lagunenfazies (49/47) (Falttafel 3: Karte). Das enge Hauptscharnier der Guffert-Antiklinale, an dem das Umbiegen vom aufrechten in den überkippten Schenkel erfolgt, ist innerhalb des Wettersteinkalks im unteren Wanddrittel der Guffert-Nordflanke ausgebildet (Abb. 12a). Es ist auch von Westen deutlich erkennbar (Falttafel 4: Profil 11; Abb. 10).

Im aufrechten Schenkel der Guffert-Antiklinale ist im Wettersteinkalk (49, 47) ein zweites, weit offenes, E-W streichendes Antiklinal-Scharnier im Gipfelbereich der Guffertspitze (2.194 m) und am südöstlich anschließenden Plateau des Guffertsteins (1.963 m) ersichtlich (Falttafel 3: Karte; Abb. 10). An diesem Scharnier vollzieht sich der Wechsel von NW- bis N-Fallen auf SE- bis S-Fallen der Schichtung.

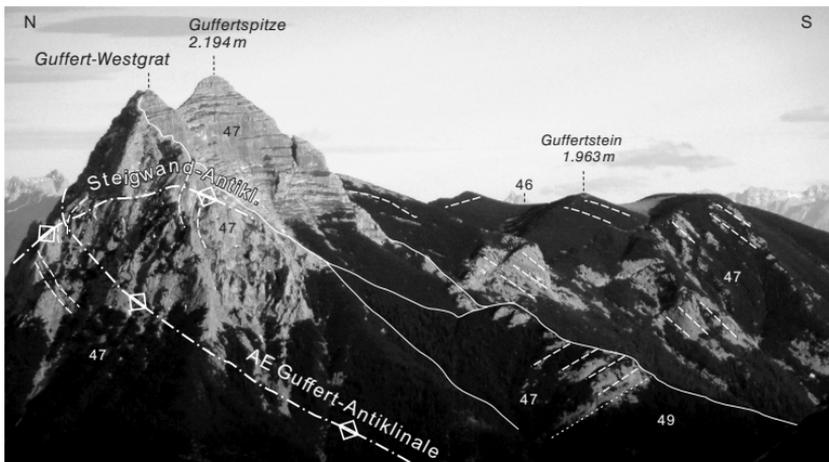


Abb. 10.

Die Guffert-Antiklinale (AE = Achsenebene) von Westen mit dem Übergang vom massigen bis dickbankigen Wetterstein-Riffkalk (49) in den gut gebankten lagunären Wettersteinkalk (47) sowie mit dem engen Scharnier im unteren Wandabschnitt und dem offenen Scharnier im Gipfelbereich Guffertspitze–Guffertstein (Foto: A. GRUBER, 2010).

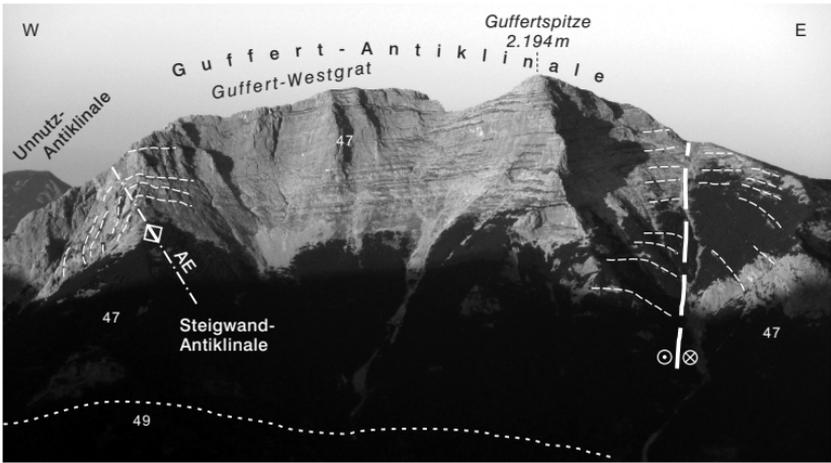


Abb. 11.

Der Hangendschenkel der Guffert-Antiklinale von Süden. An der Steigwand-Antiklinale (AE = Achsenebene) findet das Umbiegen zur Unnutz-Antiklinale statt. Die markante NNE streichende sinistrale Blattverschiebung östlich der Guffertspitze (2.194 m) fungiert als konjugierte Störung zur dextralen NW-SE streichenden Pinegg-Störung am Nordabhang des Guffert-Massivs (im Bild nicht sichtbar; Abb. 12a) (Foto: A. Gruber, 2013).

Nahe dem Scharnier und parallel zu dessen Streichen sind nordöstlich des Guffertsteins feinklastische Gesteine der Nordalpinen Raibler Schichten (46) an Störungen grabenartig eingesenkt (Falftafel 4: Profil 6).

Beide Scharniere der Guffert-Antiklinale ändern ihr Streichen sukzessive von WNW-ESE im Bereich Guffertstein auf SW-NE am Westende des Guffert-Massivs. Dort vollzieht sich im Gebiet der Steigwand ein stärkerer Knick dieser Faltenstrukturen um die NNW streichende **Steigwand-Antiklinale** (ORTNER & GRUBER, 2011). Sie markiert den Übergang von der Guffert- zur Unnutz-Antiklinale (Falftafel 3: Karte; Abb. 11).

An der West- und Nordabdachung des Guffert-Massivs ist im überkippten Schenkel der Kontakt des Wettersteinkalks (47) zu den Nordalpinen Raibler Schichten (46-43) fast durchgehend mit der **Guffert-Nordrand-Überschiebung** überprägt (Falftafel 4: Profile 11, 12; Abb. 12a, b). Hierbei ist der basale Ton- und Sandstein-Horizont (46) unter dieser Überschiebung weitgehend abgesichert worden. Die übrigen Horizonte (45-44) sind teils offen, teils eng um E-W- bis WNW-ESE-Achsen mit einem Achsengefälle nach E gefaltet. Das Ostende der Guffert-Nordrand-Überschiebung wird von einer Reihe von NW-SE streichenden, dextralen Seitenverschiebungen gebildet, deren Versätze zumeist an den zwei markanten Kalkzügen (45) der Nordalpinen Raibler Schichten ablesbar sind. Die bedeutendste dieser Seitenverschiebungen im hinteren Weißachtal ist die **Pinegg-Störung**, die sich weit auf das angrenzende Kartenblatt 89 Angath erstreckt und von LEUCHS (1921) erstmals beschrieben wird. EISBACHER & BRANDNER (1995) sprechen in diesem Zusammenhang von der Issalm-Störung, deren Verlauf sich nur teilweise mit der Pinegg-Störung deckt. AUER & EISBACHER (2003) betrachten die Pinegg-Störung als Aufschiebung, wobei an der steil SSW fallenden Störung auf dem Kartenblatt eine Schrägaufschiebungskomponente (schräge Rampe) vorhanden ist (Abb. 12a). Es ist anzunehmen, dass ein Großteil des dextralen Versatzes im Nordwesten in der Guffert-Nordrand-Überschiebung kompensiert wird, womit die Pinegg-Störung als Querstörung (*tear fault*) zu dieser gelten kann. Die hydrogeologische Masterarbeit

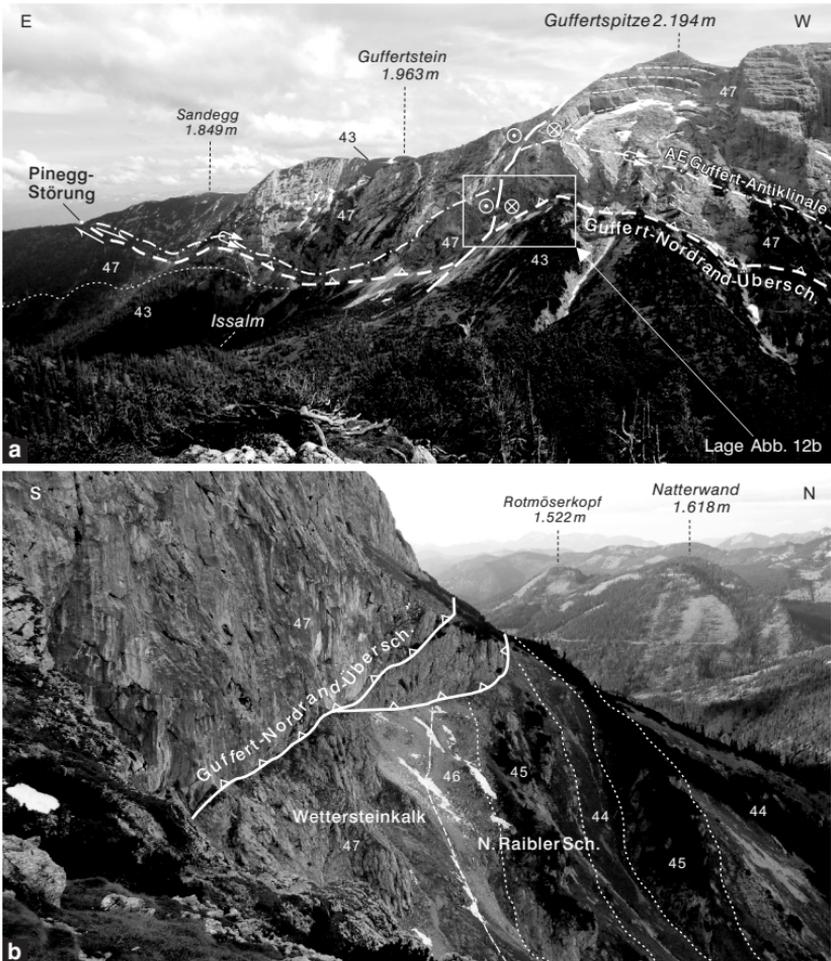


Abb. 12.

a) Blick vom Schneidjoch nach Südosten auf die Nordabstürze des Guffert-Massivs mit dem unteren Faltscharnier der Guffert-Antiklinale (AE = Achsenebene) und mit den Verläufen von Guffert-Nordrand-Überschiebung und Pinegg-Störung (Foto: A. GRUBER, 2008).

b) Detailausschnitt der Überschiebung von Wettersteinkalk (47) auf steil stehende Nordalpine Raibler Schichten (46–44). Im Liegenden ist noch der primär sedimentäre Kontakt zwischen 47 und 46–44 ersichtlich (vgl. Falttafel 4: Profil 6). Wandfuß nordöstlich unterhalb der Guffertspitze (2.194 m), Blick nach Westen (Foto: A. GRUBER, 2011).

von FLATSCHER (2017) hat ergeben, dass die Guffert-Antiklinale auf Blatt 89 östlich der Pinegg-Störung zwei aufrechte und ungestört steil N und S fallende Schenkel aufweist. Die Pinegg-Störung trennt somit Abschnitte der Antiklinale mit unterschiedlichen Einengungsbeträgen. Im Bereich östlich der Guffertspitze (Abb. 11) wird die Pinegg-Störung von einer konjugierten NNE–SSW-Störung mit sinistralen Bewegungssinn nach Nordosten versetzt (Abb. 12a; vgl. Falttafel 3: Karte).

Die Guffert-Antiklinale biegt am Westende des Guffert-Massivs um die Steigwand-Antiklinale in die Unnutz-Antiklinale um (Falttafel 3: Karte; Abb. 11; vgl. Abb. 3). Möglicherweise ist dieser östlichste Teil der Unnutz-Antiklinale vom Hauptteil am Unnutz-Massiv durch eine NW–SE-Störung entlang des Schwarzenbaches

versetzt, die nicht in der Geologischen Karte eingetragen und nur in Faltafel 3 (Karte) angedeutet ist. Nach Südosten findet diese Störungsrichtung ihre Entsprechung in den quer zur Grundache (südwestlicher Oberlauf der Steinberger Ache, bis Einmündung des Mühlbaches) streichenden dextralen Störungsbündeln, denen Klammabschnitte folgen (Faltafel 4: Profile 6, 11, 12; Kap. 6.3.1).

Halbklippen der Natterwand und des Mahmooskopfs

Über die tektonische Stellung des Natterwand-Gebietes gehen in der Literatur die Meinungen auseinander: AMPFERER (1914c), FUCHS (1944) und NAGEL (1975) betrachten die Natterwand (1.618 m) als Teil des überkippten Südschenkels der Thiersee-Synklinale. QUENSTEDT (1933), SPENGLER (1953) und SCHMIDT-THOMÉ (1953, 1979) sehen darin den nördlichsten Abschnitt der „Achtentaler Schubmasse“. SAUSGRUBER (1994a) bestätigte letztere Ansicht mittels Detailkartierung. Er konnte weiters den Verlauf der Achental-Überschiebung durchgehend vom Nordrand des Unnuz-Massivs bis an den nordseitigen Hangfuß der Natterwand kartieren (Faltafel 4: Profil 10; Abb. 3). Die im N-S-Profil übergroße Mächtigkeit des Hauptdolomits und das unterschiedliche Höhenniveau der Überschiebung zwischen Unnuz-Massiv und Natterwand (vgl. SCHMIDT-THOMÉ, 1953; NAGEL, 1975) sind nach SAUSGRUBER (1994a) mit sekundärer Verfaltung des Hauptdolomits (41) im Hangendblock der Achental-Überschiebung und mit Verfaltung der Überschiebung erklärbar. Zusätzlich besteht nach SAUSGRUBER (1994a) ein stratigrafischer Zusammenhang zwischen invers lagernder Ammergau- (28) und Schrambach-Formation (27) an der Natterwand und am Mahmooskopf (1.336 m; Faltafel 4: Profile 9, 10; vgl. ORTNER & KILIAN, 2016). Damit ist der Verlauf der Achental-Überschiebung nunmehr innerhalb der Schrambach-Formation (27) zu positionieren. Aufgrund ähnlicher Schichtlagerungen des aufrechten und inversen Teils dieser Formation ist die dazwischenliegende Überschiebung im Gelände allerdings schwer erkennbar und östlich der Natterwand nicht weiter verfolgbar. Aus der Tiefenseismik des TRANSALP-Projektes geht jedoch eindeutig eine tiefreichende große Überschiebung hervor, die innerhalb der Schrambach-Formation (27) ausstreicht und Thiersee-Überschiebung genannt wird (THÖNY & ORTNER, 2001; THÖNY et al., 2002, 2006; ORTNER, 2003; TÖCHTERLE, 2005; ORTNER et al., 2006; LAMMERER et al., 2011). Der strukturelle Zusammenhang zwischen Achental- und Thiersee-Überschiebung ist in Kapitel 4.3 dargelegt.

Schneidjoch-Überschiebung

Die inverse Schichtfolge des Liegendschenkels der Guffert-Antiklinale (Hauptdolomit, 41 bis Schrambach-Formation, 27) entlang des oberen Ampelsbaches wird am östlich gelegenen Schneidjoch mit zunehmender Höhe des Kammes mehr und mehr tektonisch reduziert. Die Schichtreduktion vollzieht sich entlang der E-W streichenden, flach S fallenden, durchreißenden **Schneidjoch-Überschiebung** (Faltafel 3: Karte; vormals Wildalm-Überschiebung in GRUBER, 2014). Dadurch werden die Schichtglieder der Rotkalk-Gruppe (34), der Allgäu-Formation (32) und der Ruhpolding-Formation (31), weiter östlich auch der Ammergau- (28) und Schrambach-Formation (27), vom invers liegenden Schichtenpaket Oberrhätalk (38), Kössen-Formation (39) und Plattenkalk (40) überschoben. Die Überschiebung lässt sich weit nach Osten bis über die Blattgrenze hinaus auf Blatt 89 (Ragstattjoch, 1.545 m) verfolgen. Die Schichten im Hangenden der Überschiebung sind zusätzlich verfaltet. Dies erkennt man im Graben nordöstlich der Schneidalm, wo auf 1.630 m ein antiformales E-W-Scharnier ausgebildet ist, an das weiter nördlich am Westgrat des Schneidjochkammes eine Synform anschließt (Faltafel 4: Profil 11). In den Nordabstürzen von Punkt 1.811 m sind weitere, ESE-WNW streichende, enge Faltenstrukturen mit aufrechten und überkippten Schenkeln im Hauptdolomit (41) und Plattenkalk (40) ausgebildet. Östlich davon beobachtet man im aufrechten Hangend-

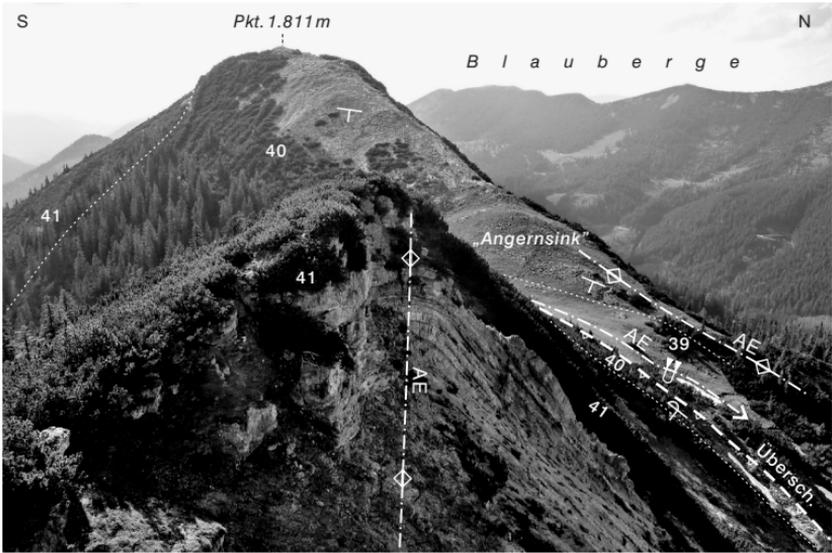


Abb. 13.
ESE–WNW streichende Antiklinale (AE = Achsenebene) im Hauptdolomit (41) und Plattenkalk (40) im Vordergrund. Im Hintergrund die quer zum Kammverlauf NE–SW streichende Synklinale in der Einsattelung des „Angersink“ mit Kössen-Formation (39) im Kern und aufrechtem Nordwestschenkel. Der überkippte und überschobene Südostschenkel ist in dieser Ansicht nur angedeutet (Foto: A. GRUBER, 2008).

schenkel NE–SW streichende Falten mit etwa 30° nach NE abtauchende Achsen. Hierzu zählt auch die Synklinale mit Kössen-Formation (39) im Kern im tiefen Sattel östlich von Punkt 1.811 m („Angersink“, RUPPRECHTER & HINTNER, 1996), die nach NW überkippt ist und deren Südostschenkel überschoben wird. Der Plattenkalk (40) im Hangenden dieser kleinräumigen Überschiebung ist im Nahbereich der Überschiebung am Sattel nach NW überkippt (Abb. 13; vgl. Falttafel 4: Profil 12). Am Kamm östlich davon ist er zusammen mit dem Hauptdolomit (41) zu einer WNW–ESE streichenden aufrechten Antiklinale verformt. Im Gebiet des Abendsteins (1.596 m) ist das Hangende der Schneidjoch-Überschiebung durch starke interne Verfaltung und Verschuppung der obertriassisch-jurassischen Schichtglieder gekennzeichnet, die zusätzlich durch NNW bis N streichende dextrale und NE–SW streichende sinistrale Störungen zerschert sind. Die Störungsversätze betragen zum Teil mehrere Zehnermeter. Diese Seitenverschiebungen, deren bedeutendste die **Schienbachalm-Störung** ist, setzen sich nicht in das Liegende der Schneidjoch-Überschiebung fort und trennen somit Bereiche mit unterschiedlichen Überschiebungsbeträgen.

Rotmöserskopf-Synform

Die **Rotmöserskopf-Synform** (Natterwand-Synform in SAUSGRUBER, 1994a) zeigt eine Verfaltung des inversen Liegendschenkels der Unnutz- und Guffert-Antiklinale im Hauptdolomit (41) und im Plattenkalk (40) um eine NW–SE-Achse zwischen Rotmöserskopf (1.522 m) und Ampelsbach (Falttafel 4: Profil 10; siehe auch ORTNER & GRUBER, 2011: Abb. 5b). Bei dieser Synform könnte es sich um den überkippten Anteil der Steigwand-Antiklinale handeln. Dies bedeutet, dass die Steigwand-Antiklinale als älteres Element von einer jüngeren Deformationsphase (= Bildung der Guffert-Antiklinale) erfasst wurde.

4.5.2. Unnutz-Antiklinale

Diese zentrale Großfalte der „Achentaler Schubmasse“ ist keine einfach gebaute, zylindrische Falte, sondern eine komplexe, gewölbte Struktur (SAUSGRUBER, 1994a, b). Die Lagerungsverhältnisse des lagunären Wettersteinkalks (47) am Unnutz-Massiv weisen auf halber Höhe der Westseite des Vorder- (2.078 m), Hoch- (2.075 m) und Hinterunnutz (2.007 m) ein markantes Schichtumbiegen um ein Antiklinalenscharnier auf: von aufrechter etwa W-Fallen in den oberen Hangbereichen und in der Gipfelregion auf steil überkipptes SE-Fallen in den unteren Hangbereichen (SAUSGRUBER, 1994a, b; Abb. 14). AMPFERER (1914c, 1941a) spricht in diesem Zusammenhang von der „westschauenden Faltenstirn des Unnutz“. Von Norden aus dem Ampelsbachtal ist am Hinterunnutz nicht – wie AMPFERER (1903a) annimmt – eine Falte mit E–W streichender Achse sichtbar, sondern dieselbe Antiklinale quer zu ihrem NNE-Streichen mit „Faltenkern und inversem Liegendenschenkel“ (FUCHS, 1944) angeschnitten (Abb. 15). Die Auswertung der Orientierungsdaten ergibt laut ORTNER & GRUBER (2011) eine nach NW überkippte Antiklinale mit nach SE fallender Achsenebene. Deren Faltenachse taucht im Großen und Ganzen nach SW und sukzessive steiler werdend ab, was bereits FUCHS (1944) in seinen Faltenanalysen herausgearbeitet hat. Im verkehrten Liegendenschenkel der Unnutz-Antiklinale kommen tektonisch stark reduzierte und mit Störungen unten und oben begrenzte, überkippte Nordalpine Raibler Schichten (46–43) und Hauptdolomit (41) vor. Im Tal des Schwarzenbaches kommt es sogar zum Schichtausfall der Nordalpinen Raibler Schichten (AMPFERER, 1914c). Die im Wettersteinkalk (47) verlaufende Achsenebene der Unnutz-Antiklinale wird am gestörten Kontakt zu den Nordalpinen Raibler Schichten abgeschnitten und taucht ungefähr 1 km weiter südlich am Nordende des Achensees innerhalb der Nordalpinen Raibler Schichten wieder auf (Faltable 4: Profile 6, 7; Abb. 14). Es handelt sich hierbei um eine laterale Rampenüberschiebung (**Zöhleralm-Überschiebung**), die nach Norden in eine flache frontale Überschiebung von Wettersteinkalk auf Nordalpine Raibler Schichten übergeht (Faltable 4: Profile 8–10). Die Störung setzt sich nach Osten in der Guffert-Nordrand-Überschiebung fort (Faltable 4: Profile 11, 12).



Abb. 14. Blick aus dem Oberautal nach Ostnordosten auf die Unnutz-Antiklinale (UA). Deren Scharnier (AE = Achsenebene) wird im Wettersteinkalk (47) am Störungskontakt zu den Nordalpinen Raibler Schichten (46–43) abgeschnitten und kommt etwa 1 km weiter südlich innerhalb letzterer wieder zum Vorschein, wo es nach SW in den Achensee abtaucht. Man beachte auch die Köglalm-Antiklinale (KA) am Südwesthang des Vorderunnutz (2.078 m), an welcher der Wettersteinkalk nach SE in Richtung Kögljoch umbiegt (Foto: A. GRUBER, 2009).



Abb. 15. Blick von Norden (Ampelsbachtal, Köglboden) auf die nach NW überkippte Unnütz-Antiklinale (AE = Achsenebene) (Foto: A. GRUBER, 2011).

Aufgrund der nach Westen vorspringenden Topografie ist das enge Scharnier der Unnütz-Antiklinale an der Achenseestraße (vgl. FUCHS, 1944) und am Fahrweg zur Köglalm (1.428 m, ÖK 119) in den Nordalpinen Raibler Schichten (46–43) sichtbar. Die Faltenachse taucht in den Achensee hinein, der verkehrte Schenkel liegt größtenteils unter der quartären Talfüllung verborgen. Ein zweites in Richtung SW streichendes und nach SW fallendes Faltscharnier am Unnütz-Massiv (**Köglalm-Antiklinale**) ist an den Südwestabhängen des Vorderunnütz entwickelt. Eine weitere, etwa N–S streichende Antiklinale lässt sich auf der Ostseite des Unnütz-Massivs zwischen der Jagdhütte (1.249 m) im Schönjochtal und dem Passscheitel Schwarzenbach/Mühlbach erkennen (Faltable 3: Karte).

Im Achantal und im Oberautal bewirken talparallel verlaufende Störungen, wie die Leiten-Aufschiebung und die Oberautal-Störung (zum Teil auf ÖK 119; ORTNER & GRUBER, 2011: Abb. 2), Versätze der Achsenebene der Unnütz-Antiklinale. An der Oberautal-Störung wurde der nördliche Hangendblock dabei angehoben, sodass in diesem erosionsbedingt fast nur der verkehrte Schenkel aufgeschlossen ist. Nur entlang des Kammes von der Sonntagsspitze (1.926 m) zur Schreckenspitze (2.022 m) verschneidet die Achsenebene noch mit dem Gelände (Faltable 3: Profil 4; Faltable 4: Profil 6). Südlich des Oberautales hingegen (überwiegend auf ÖK 119) ist fast ausschließlich der aufrechte Schenkel erschlossen. Der im Profil Hochplatte (1.813 m)–Hochunnütz (2.075 m) 5,5 km lange überkippte Liegendschenkel der Unnütz-Antiklinale hat ob seiner großen Ausdehnung viele bisherige Bearbeiter verwundert (Tafel 1: Fig. 2; Faltable 4: Profil 7; vgl. ORTNER & GRUBER, 2011; GRUBER & LOTTER, 2019). Zusätzlich liegt der verkehrte Hauptdolomit (41) in diesem Profil größtenteils subparallel zur Störungsfläche der Achantal-Überschiebung. ORTNER (2003) geht vom Modell einer **rollover fault-propagation fold** mit starker schichtparalleler Scherung aus, die zur Ablösung von dicken kompetenten Lagen vom Faltenkern führt (Tafel 1: Fig. 3). Im Falle der Unnütz-Antiklinale wurde der relativ kompetente Hauptdolomit an den inkompetenten Nordalpinen Raibler Schichten vom Faltenkern aus Wettersteinkalk abgeschert.

Die meisten bisherigen Autoren gehen davon aus, dass die Unnütz-Antiklinale genetisch mit der Achantal-Überschiebung zusammenhängt. So ist QUENSTEDT

(1933: 460) überzeugt, dass „die Schubfläche aus einer liegenden Falte hervorgeht, mindestens in peripheren Teilen der Schubmasse und nördlich der Moosenalm“. Laut ORTNER & GRUBER (2011) ist diese Ansicht nicht richtig, da die Unnutz-Antiklinale von der Achental-Überschiebung in verschiedenen strukturellen Niveaus geschnitten wird und ihre Achsenebene nicht parallel zur Überschiebungsfläche streicht. Dagegen streichen die Achsenebenen der engen bis isoklinalen Falten im Liegenden der Achental-Überschiebung in den Nordabstürzen der Sonntagspitze (1.926 m) und nördlich und nordöstlich des Plickenkopfs (1.429 m) parallel zur Achental-Überschiebung und sind genetisch mit dieser zu verbinden (siehe Kap. 4.4; vgl. Faltafel 4: Profil 5).

Einige Autoren (z.B. SPIELER & BRANDNER, 1989; SPIELER, 1994, 1995; SAUSGRUBER, 1994a, b; AUER & EISBACHER, 2003) lassen die „Achtentaler Schubmasse“ gegen Süden an einer NE-SW streichenden Störung enden, der das vordere Oberautal folgt. Diese Störung ist auf Faltafel 3 (Karte), jedoch nicht auf der Geologischen Karte dargestellt. Tatsächlich trennt sie eine stärker verfaltete und überkippt lagernde Schichtfolge im Norden (Christlumpkopf) von einer weniger stark verfalteten und vertikalen bis aufrechten Abfolge weiter südlich (Kaserstattalm, ÖK 119). AUER & EISBACHER (2003) postulieren daher eine sinistrale Transferstörung. BRANDNER zieht auch die Vorstellung einer steilen (Rück-)Aufschiebung nach S bis SW in Erwägung, die im Zuge der postgosauchischen (Paläogen/Neogen) N-S- bis NE-SW-Einengung zur Reaktivierung der „Achtentaler Schubmasse“ und der Achental-Überschiebung unter Ausbildung ausgeprägter E-W-Faltenstrukturen führt (vgl. VAN KOOTEN, 2018). Nach ORTNER & GRUBER (2011) reicht die Achental-Überschiebung (und damit auch die „Achtentaler Schubmasse“) über die Oberautal-Störung hinaus, weiter nach Süden und Südwesten, bis in den Südschenkel der Karwendel-Synklinale hinein (vgl. Faltafel 2).

Im Unterautal teilt sich die Unnutz-Antiklinale durch den tiefen Erosionseinschnitt in zwei große Halbkuppen mit Hochplatte und Plickenkopf im Norden sowie Schreckenspitze und Christlumpkopf im Süden. Zwei isolierte kleine Klippen stellen Rether Kopf und der Kamm Kafell-Marbichlerspitze dar. An beiden Talseiten westlich der Bründlalm wird die überkippte stratigrafische Abfolge im Liegendschenkel der Unnutz-Antiklinale – keilförmig sich öffnend – vollständiger. Nunmehr liegen auch jüngere Schichtglieder als der Hauptdolomit, das heißt Plattenkalk (40), Kössen-Formation (39), Oberrhätalk (38), Rotkalk-Gruppe (34), Ruhpolding-Formation (31), Barmsteinkalk (29) und Ammergau-Formation (28), auf der Achental-Überschiebung (Faltafel 4: Profile 6, 7). Im Bereich der nördlichen Halbkuppe (**Halbkuppe der Hochplatte**) ist die Unnutz-Antiklinale zunächst auf Schrambach-Formation (östlichster Teil), westwärts auf Ammergau-Formation überschoben und verbleibt bis zum Ausstreichen am Kafell (1.906 m) auf dieser. In der südlichen Halbkuppe wird die Unnutz-Antiklinale fast entlang der gesamten Länge des Unterautales von der Schrambach-Formation unterlagert.

Nördlich der Gföllalm (1.381 m) zweigen von der Achental-Überschiebung an beiden Talflanken des Unterautales Teilüberschiebungen in den Hangendblock ab. Im Hangenden der nordseitigen **Zweigüberschiebung**, die zur Hochplatte (1.813 m) ansteigt (Faltafel 4: Profil 7), tritt über weite Erstreckung Plattenkalk (40) mit Scherlingen aus Kössen-Formation (39) und Oberrhätalk (38) auf. Nordwestlich der Seewaldhütte (bei zwei Heuhütten) ist diese Überschiebungsfläche zum Teil verbogen und verfaltete. Der Gipfelbereich der Hochplatte besteht aus einer großen invers liegenden, nach SE geneigten Oberrhätalk-Schuppe (38) mit Resten von Kössen-Formation (39; Gipfelwiese). Am West- und Nordwestrand wird der Oberrhätalk (38) von geringmächtigen Rotkalken (34) unterlagert (Faltafel 4: Profile 5, 7). Mit Scherlingen aus maßstäblich in Karte und Profil nicht darstellbarer

Ruhpolding-Formation (31) liegt diese Kalkplatte überall der Ammergau-Formation (28) und zum Teil dem Barmsteinkalk (29) auf. Der Barmsteinkalk (29) weist intern eine starke Verfaltung um steile N-S- bis NE-SW-Achsen und eine Zerschering in WNW-Richtung auf.

Die Zweigüberschiebung an der Südseite des Unterautales (**Moosenalm-Überschiebung**) läuft in der Unnütz-Antiklinale südwestlich der Moosenalm aus. Die Überschiebung wird nach Westen sukzessive steiler und die inverse Schichtfolge im Hangenden sukzessive jünger und vollständiger, so dass am Kleekopf (1.760 m hoher Gipfel westlich des Christlumpkops, AV-Karte Nr. 5/3) die Tauglboden-Formation (30) fast ungestört in die Ammergau-Formation (28) übergeht (Faltable 4: Profil 6).

Am Rether Kopf (1.926 m), am Kafell (1.906 m) und an der Marbichlerspitze (1.898 m) sind die westlichsten Ausläufer der Unnütz-Antiklinale als flachliegende **Klippen** erhalten (AMPFERER, 1914c; QUENSTEDT, 1951a; SPIELER, 1994, 1995; Faltable

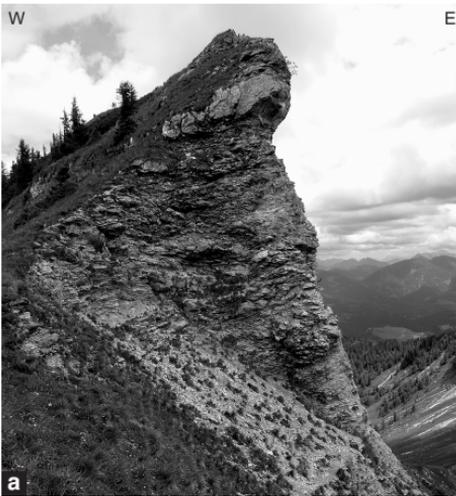


Abb. 16.
a) Starke Zerschering des Barmsteinkalks (29) im Hangendblock der Achenal-Überschiebung am Kafell (1.906 m).
b) Ausbildung von SC-Gefügen (Top nach N) in der Ammergau-Formation (28) des Liegendblocks der Achenal-Überschiebung östlich unterhalb des Rether Kopfs (1.926 m) (Fotos: A. GRUBER, 2011).

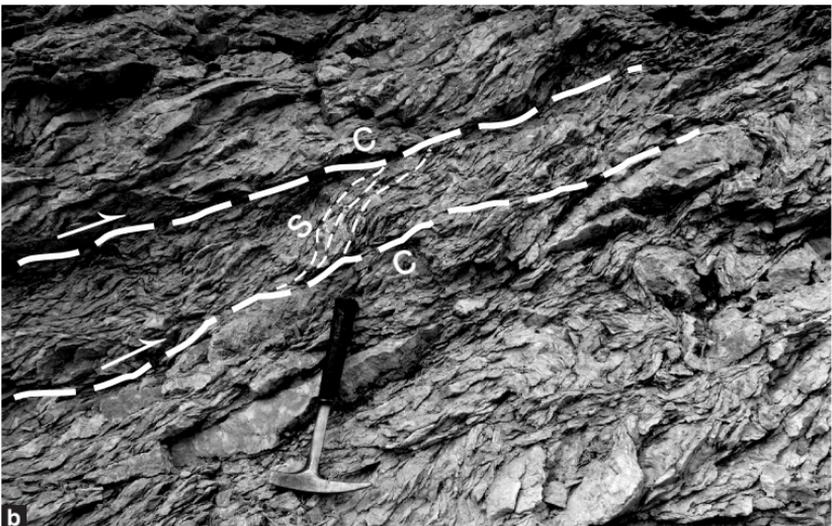




Abb. 17.

Die mehrfach verfaltete Unnutz-Antiklinale und der Ausbiss der Achental-Überschiebung an der Westflanke des Schreckenspitzenkamms, gesehen vom Tiefenbachalm-Hochleger. Die intensive parasitäre Verfallung des Barmsteinkalks (29; mächtigerer Schüttungskörper strichliert umgrenzt) zeigt, entgegen dem ersten Eindruck, nicht eine N-S- sondern eine E-W-gerichtete Einengung (Foto: A. GRUBER, 2012).

fel 3; Profil 4). In der Ostflanke des Rether Kopfs verläuft die Achental-Überschiebung etwa 50 m unterhalb des Gipfels schräg nach Nordnordwest ansteigend. Im Störungsnahbereich beobachtet man starke Zerschierung des um E-W-Achsen verfalteten Liegendblocks (Scharfreiter-Antiklinale und Kesselbach-Synklinale, Kap. 4.4.2) und insbesondere des Hangendblocks (Abb. 16a). Die Zerschierung äußert sich in der Ausbildung von SC-Gefügen im Zentimeter- bis Meterbereich (Abb. 16b). Die Scherflächen zeigen überwiegend eine Bewegung des Hangendblocks nach N bis NNW an.

In den Ost- und Westabhängen von der Sonntagsspitze (1.926 m) bis zur Schreckenspitze (2.022 m) sind in der Ammergau-Formation (28) (auf der Geologischen Karte am Ostgrat der Schreckenspitze bedauerlicherweise nicht eingezeichnet) und im Barmsteinkalk (29) des Hangendblocks der Achental-Überschiebung häufig Kleinfalten im Meter- bis Zehnermeterbereich ausgebildet, deren Faltenachsen eine große Streuung aufweisen: Sie streichen zum Teil subhorizontal von N-S bis E-W und fallen mitunter steil nach WSW bis SSE ein (Abb. 17; vgl. FUCHS, 1944; ORTNER & GRUBER, 2011). Am Nordwestgrat der Sonntagsspitze sieht man beispielsweise auf 1.780 bis 1.800 m Höhe, im unmittelbar Hangenden der Achental-Überschiebung, eine Zehnermeter große nach NW überkippte Falte in Barmsteinkalkbrekzien (29), die zusätzlich um eine E-W-Achse gefaltet wurde. Erst von der Ferne, zum Beispiel von Norden von der Hochplatte (1.813 m) oder von Süden von der Pasillalm (ÖK 119), ist deutlich erkennbar, dass unterhalb des Schreckenspitzenkamms das Umbiegen des weit ausgezogenen Liegendschenkels der hier W-vergerten Unnutz-Antiklinale in den aufrechten Hangendschenkel vorliegt (Falltafel 4; Profil 6; vgl. Tafel 1; Fig. 2). Im Kambereich selbst liegt schon aufrechtes W-Fallen vor. Dies bedeutet, dass die Achsenebene der Unnutz-Antiklinale flach E fallend ist (ORTNER & GRUBER, 2011). Betrachtet man den Schreckenspitzenkamm von Westen, vom Tiefenbachalm-Hochleger, sind im Hangendblock der Achental-Überschiebung beim ersten Hinsehen eine große Syn- und Antiform ersichtlich. Dadurch wird eine ausgeprägte N-vergente Verfallung des Barmsteinkalks (29) mit scheinbarem E-W-Streichen der

Faltenachsen vorgetäuscht (Abb. 17). Bei genauerem Studium kommt man jedoch zur Erkenntnis, dass es sich um Parasitfalten der W-vergente Unnutz-Antiklinale handelt, deren Achsen tatsächlich im spitzen Winkel zum Hang nach S bis SW abtauchen. Trotz der komplexen Faltengeometrien im Kleinmaßstab (vgl. FUCHS, 1944) lassen sich an den tektonischen Strukturen im Großmaßstab eine frühere NW-gerichtete von einer späteren N-S-gerichteten Einengungsphase trennen.

4.6. Altersabfolge der Strukturen

4.6.1. Jurassische Strukturen

Älteste tektonische Ereignisse sind auf dem Kartenblatt in Form **jurassischer Extension** überliefert. Darauf weisen unter- bis mittel(?)jurassische, mit Rotsedimenten (**34**) gefüllte Spaltensysteme im Oberhätalk (**38**) am Hinteren Sattelkopf östlich der Gufferthütte (1.465 m) hin. Im Rofan- und Karwendelgebirge, im Gebiet Weißbach bei Lofer, am Steinernen Meer, im Raum Adnet und im Dachsteingebirge (ÖK 119, 89, 92, 93, 94, 96, 124) können solche jurassische Spaltensysteme direkt mit Extension in NW-SE-Richtung in Verbindung gebracht werden (GANNIS, 1938; FABRICIUS, 1966; WENDT, 1969; SCHÖLL & WENDT, 1971; BÖHM, 1992; KRAINER et al., 1994; BÖHM et al., 1999; BRANDNER & GRUBER, 2011; ANGERMAIER, 2015). Auf dem Kartenblatt konnten solche Extensionsstrukturen jedoch bis dato nicht identifiziert werden. Hinweise für frühe jurassische Tektonik können jedoch aus bestimmten Lithologien (Gleitschollen, Brekzien) und Mächtigkeitssprüngen der jurassischen Sedimentfolge gewonnen werden. Aus diesen lassen sich antithetische Abschiebungen einer etwa NE-SW streichenden Halbgrabenstruktur innerhalb eines Pull-apart-Beckens (Bächental-Becken) ableiten. In diesem strukturellen Rahmen erfolgte im Unterjura (Pliensbachium/Toarcium) die Bildung von submarinen Gleitschollen- und Schuttstromablagerungen (SPIELER & BRANDNER, 1989; CHANNELL et al., 1990, 1992; BRANDNER et al., 2011; ANGERMAIER, 2015) (vgl. Abb. 29, 36).

Im Oberjura gestaltet sich die strukturelle Situation deutlich komplexer. Die mächtigen oberjurassischen allodapischen Kalkbrekzien und Kalkarenite mit Flachwasserdetritus des Rofangebirges und der östlichen Karwendel-Synklinale (Rofan-Brekzie; Barmsteinkalk, **29**) sind Schüttungen von einer Hochzone im Südosten (Rofan, ÖK 119) nach Nordwesten und Norden in das pelagische Becken der Tauglboden- und Ammergau-Formation (ULRICH, 1960; SCHÜTZ, 1975, 1979; WÄCHTER, 1987; SPIELER & BRANDNER, 1989; SAUSGRUBER, 1994a, b). Die daraus resultierenden großen Mächtigkeitssprünge in der Sedimentabfolge könnten auf eine NE-SW streichende, syndesimentäre Abschiebungsstruktur hinweisen. Im proximalen Abschnitt der Schüttungen, noch innerhalb der Hochzone, plombieren die mächtigen, grobklastischen Brekzien allerdings nachgewiesenermaßen N-S streichende, zur selben Zeit gebildete Faltenstrukturen. AMPFERER (1908, 1941a) erkennt darin Gleitfalten (entspricht Extension), nach anderen Autoren (SPIELER & BRANDNER, 1989; CHANNELL et al., 1990; BRANDNER & GRUBER, 2011) sind diese Falten jedoch eher Ausdruck einer Stapelung im Zusammenhang mit oberjurassischer Verkürzung. Im vergleichbaren sedimentären Umfeld der Osterhorngruppe (Salzburger Kalkalpen) haben GAWLICK et al. (1999, 2011, 2012) die von MANDL (1984, 2000) beschriebene, primär sedimentäre Auflagerung der oberjurassischen Karbonatplattform (Plassenkalk) auf jurassisch gebildeten, Juvavischen Gleitschollen ebenso mit jurassischer Einengungstektonik in Verbindung gebracht. Im Gebiet der Trattberg-Schwelle (Osterhorngruppe) ist zuletzt definitiv der Nachweis von syndesimentärer transpressiver Tektonik zur Zeit der Ablagerung des oberjurassischen Oberalmer Konglomerats gelungen (ORTNER, 2017a; vgl. FRANK & SCHLAGER, 2006).

4.6.2. Kretazische bis neogene Strukturen

Am Kartenblatt ist postjurassische Deformation durch ein reiches Inventar an Falten- und Überschiebungsstrukturen verschiedener Größenordnungen überliefert. Erste Kompressionsstrukturen sind für diesen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen im Zeitraum oberes Berrriasium bis unteres Turonium (Basis der Gosau-Gruppe) als Folge der eoalpidischen Gebirgsbildungsphase nachgewiesen.

Da die jüngsten präquartären Sedimentgesteine auf dem Kartenblatt nur bis in das Valanginium reichen (Schrambach-Formation, **27**), die intensive Phase der Faltung und Deckenbildung in den Nördlichen Kalkalpen aber erst an der Grenze Unter-/Oberkreide erfolgte (AUER & EISBACHER, 2003; ORTNER, 2003), muss für die zeitliche Zuordnung der Deformationsphasen auf Informationen von benachbarten Kartenblättern zurückgegriffen werden.

Östlich des Kartenblattes (auf ÖK 89, 90) reicht die durchgehende Sedimentfolge der Thiersee-Synklinale bis in das obere Aptium. Sie zeigt hier durch das Vorkommen der „Thiersee-Schichten“ (jüngster Teil der Schrambach-Formation) und der Rossfeld-/Tannheim-Formation erste synorogene Bewegungen an (ZEIL, 1956; HAGN, 1982; HARLOFF, 1988, 1989). Die „Thiersee-Schichten“ sind allodapische Schüttungen einer unterkretazischen Karbonatplattform („Urgonfazies“), die heute nicht mehr erhalten ist. ORTNER (2003) vermutet, dass die Karbonatplattform am Scheitel einer synorogen über einer Rampenüberschiebung gebildeten Antiklinale abgelagert und im Zuge fortschreitender Einengung wieder erodiert wurde. Die Rossfeld-Formation (von HARLOFF, 1989, als Tannheim-Formation angesprochen) belegt mit ihren siliziklastischen Schüttungen die Exhumation von metamorphen Einheiten des ostalpinen Basements weiter südlich.

Weitaus wichtiger für Aussagen zur zeitlichen Eingrenzung der Deformationsabfolge ist das Vorkommen der oberkretazischen Sedimente der Gosau-Gruppe sowohl in der Thiersee-Synklinale, als auch in der Guffert-Antiklinale (Brandenberg, Thiersee, Regau und Hechtsee). Die faziell vielfältigen Gosau-Sedimente plombieren diskordant den Faltenbau der eoalpidischen Gebirgsbildungsphase, deren Höhepunkt im Albium bis Turonium war und während der die Deckenbildung der westlichen Nördlichen Kalkalpen stattfand (Kap. 5). Der Deckentransport erfolgte in NW-Richtung, daher zeigen die Strukturen generell ein NE–SW-Streichen (EISBACHER & BRANDNER, 1995, 1996; AUER & EISBACHER, 2003; ORTNER, 2003). Die postgosauische Deformation ist durch N-gerichteten Deckentransport charakterisiert und erreicht im späten Paläogen ihren Höhepunkt („mesoalpine Phase“; TRÜMPY, 1973). Daraus resultieren ausgedehnte E–W streichende Faltenbildungen und Überschiebungen, die auch die eoalpinen Deckengrenzen überprägen. Im Paläogen wurden die Gosau-Sedimente selbst gefaltet und von den marinen bis fluviatilen Sedimenten des Unterinntal-Tertiärs diskordant überlagert (WILMERS, 1971; NAGEL et al., 1976; WOLFF, 1985; ORTNER & STINGL, 2001, 2003; ORTNER, 2003; THÖNY, 2003; TÖCHTERLE, 2005).

Die ausgesprochen komplexe Tektonik am Kartenblatt erschwert eine klare zeitliche Gliederung dieser kompressiven Deformationen. Dies hat daher in der Literatur zu widersprüchlichen Aussagen geführt (vgl. GRUBER & LOTTER, 2019; Kap. 4.2). Das Studium von Faltenüberprägungen älterer Strukturen liefert Lösungsansätze (ORTNER, 2003; ORTNER & GRUBER, 2011): Die Wiederverfaltung ist nur dann aussagekräftig, wenn die Achsenebene oder ein verkehrter Faltschenkel wiederverfaltet ist.

Die Unnutz-Antiklinale ist an mehreren Stellen wiederverfaltet, so durch untergeordnete Falten mit etwa E–W, aber auch NW–SE verlaufenden Achsen. Meist ist dies nur im verkehrten Schenkel zu erkennen, beispielsweise am Nordwestgrat der Sonntagsspitze (1.926 m), im Hauptdolomit (**41**) und Plattenkalk (**40**) des

Christlumkopfs (1.758 m) und an der Südseite des Unteraurales, in den Nordalpinen Raibler Schichten (46–43) nordöstlich des Achensee-Nordendes sowie zwischen Rotmöserkopf und Schwarzenbach (Faltable 4: Profil 10). Der Hangendschenkel der Unnutz-Antiklinale ist südwestlich des Vorderunnutz (2.078 m) verfaultet, wo der W fallende Wettersteinkalk (47) in der sehr offenen Köglalm-Antiklinale langsam nach Südosten in S fallenden Wettersteinkalk übergeht (Abb. 14). Es können zwei subvertikale NE bis NNE streichende Achsenebenen gezeichnet werden; die Faltenachsen tauchen steil nach SW ab.

Die Unnutz-Antiklinale hängt seitlich sowohl mit der Guffert-Antiklinale im Osten als auch mit der Mondscheinspitze-Antiklinale im Westen zusammen (Faltable 2). Eine Altersangabe für die Faltung ist nur für die Guffert-Antiklinale in den Verbreitungsgebieten der Gosau-Sedimente im Brandenberger und Thiersee Tal (ÖK 89, 90) möglich. Rotiert man die winkeldiskordant auf älterem Untergrund auflagernden Gosau-Sedimente in die Horizontale zurück, wird eine prägosauische Verstellung und Verfaultung dieses Untergrundes ersichtlich (WILMERS, 1971; ORTNER, 2003; TÖCHTERLE, 2005; ORTNER & GRUBER, 2011). Insbesondere aus den strukturellen Untersuchungen von TÖCHTERLE (2005) entlang der TRANSALP-Trasse (ÖK 89) geht klar hervor, dass ein Vorläufer der Guffert-Antiklinale und benachbarte Faltenstrukturen bereits vor Ablagerung der Gosau-Gruppe (prä-Turonium) in wesentlichen Zügen angelegt waren. Da die Mondscheinspitze-Unnutz-Antiklinale mit der Guffert-Antiklinale zusammenhängt, wird auch für erstere eine prägosauische Anlage angenommen. Die Unnutz-Antiklinale zeigt für diese Zeit jedoch – viel stärker als die Guffert-Antiklinale – eine NW-Einengung an. Die Unnutz-Antiklinale zeigt überdies deutlich, dass bei einem jüngeren Ereignis die prägosauisch angelegte Falte neuerlich gefaltet wurde.

Die Wiederverfaultung ist an der Faltung von Störungen am deutlichsten ersichtlich. So wird die Achantal-Überschiebung und mit ihr der gesamte Hangendblock (Guffert- und Unnutz-Antiklinale) um die Roßstand-Antiklinale antiformal (Köglboden-Antiform) und um die Thiersee-Synklinale synformal (Mahmoos-Synform) gefaltet (Faltable 4: Profile 9, 10).

Die Achantal-Überschiebung ist des Weiteren im Unteraural verfaultet. Sie schneidet dort auch die Scharfreiter-Antiklinale ab (Bereich Rether Kopf, Kafell, Marbichlerspitze; Faltable 3: Profil 4). Nimmt man an, dass Falten gleicher Orientierung zum selben Deformationsereignis gehören, dann zeigt sich hier das Fortschreiten N-gerichteter Einengung: zuerst Faltung im Gebiet der Karwendel-Synklinale/Scharfreiter-Antiklinale, dann Überschiebung an der Achantal-Überschiebung und zuletzt Faltung im Bereich der Thiersee-Synklinale („mesoalpine Phase“, Paläogen). Entscheidend ist, dass die Bildung der Achantal-Überschiebung in den Zeitraum zwischen der Auffaltung der Scharfreiter-Antiklinale (die später zusammen mit der Achantal-Überschiebung wiederverfaultet wird) und der Entstehung der Roßstand-Antiklinale fällt, welche wiederum im Neogen die Achantal-Überschiebung verfaultet. Auch die Leiten-Aufschiebung wird um die Roßstand-Antiklinale gefaltet. So ist der nach Nordwesten in Richtung Klamm bach gekrümmte Verlauf der Störung zu erklären.

4.6.3. Genese der Faltenknicke

Die Genese der berühmten S-förmigen Falte des Achensee-Gebietes mit ihren markanten Knicken (Steigwand-Antiklinale, Seebergspitze-Synklinale) im Hangendblock der Achantal-Überschiebung ist die strukturelle Schlüsselfrage auf dem Kartenblatt. Bisher meist zweiphasig erklärt, wird deren Entstehung von ORTNER & GRUBER (2011) und in den vorliegenden Kartenerläuterungen in Anlehnung an Eis-

BACHER & BRANDNER (1995) durch einen einphasigen Deformationsakt vor Ablagerung der Gosau-Sedimente angenommen: In Überschiebungsgürteln bilden sich bei prädeformierten Schichtstapeln Rampen und Faltenachsen parallel zu ererbten Strukturen. Mit diesem Modell wird regionalgeologisch häufig das Vorkommen stark gebogener Faltenachsen erklärt (z.B. Helvetische Decken) (PFIFFNER, 1993). Da der Westrand der „Achtentaler Schubmasse“ mit einem extremen Wechsel der Mächtigkeit der jurassischen Sedimente zusammenfällt (Unterjura: Zunahme von 15 m im Rofan auf 200 m am Ostende der Karwendel-Synklinale, CHANNELL et al., 1992; Oberjura: Zunahme von 200 m im Rofan auf 800 m am Ostende der Karwendel-Synklinale, NAGEL et al., 1976), wird von EISBACHER & BRANDNER (1995, 1996) für den gebogenen Faltenzug vom Guffert-Massiv zum Unnutz-Massiv und weiter nach Westen von der Seebergspitze bis zur Mondscheinspitze eine solche erzwungene Faltung angenommen. Im Zuge der kretazischen Einengung wurden die zuvor gebildeten jurassischen Becken invertiert. Die ehemaligen Beckenränder wirkten während der Faltung als strukturelle Leitelemente für die initiale Bildung der gebogenen Falten. Die exakte Orientierung der jurassischen Strukturen ist nicht bekannt, es muss jedoch angenommen werden, dass die Störungen im Untergrund parallel zu den Falten an der Oberfläche verlaufen. Dies bedeutet, dass für dieses einphasige Modell sowohl etwa E–W verlaufende jurassische Störungen in der Karwendel- und Thiersee-Synklinale als auch mindestens eine etwa N–S bis NE–SW verlaufende jurassische Störung im Bereich des Unnutz-Massivs anzunehmen sind (EISBACHER & BRANDNER, 1995, 1996).

Die Steigwand-Antiklinale und die Seebergspitze-Synklinale (letztere auf ÖK 119), die keine Wiederverfaltung erkennen lassen, müssen als Teil des primär geknickten Faltenverlaufs der Guffert- und Unnutz-Antiklinale ebenfalls prägosauisches Alter aufweisen. Weitergehende Informationen finden sich in Kapitel 4.5 sowie in ORTNER & GRUBER (2011).

5. Entwicklungsgeschichte

(A. GRUBER)

Das Kapitel ist im Wesentlichen aus Lehrbüchern, Artikeln und Vorlesungsskripten folgender Autoren zusammengestellt: FROITZHEIM (2011); FROITZHEIM et al. (2008); GAWLICK & MISSONI (2013); MESCHEDÉ (2015); ORTNER (2016); OSWALD (2017); PESTAL et al. (2009); PFIFFNER (2015); REITNER (2011); REITNER & GRUBER (2014); ROBERT & BOUSQUET (2018); SCHUSTER (2015, 2017); SCHUSTER & STÜWE (2010); SCHUSTER et al. (2019).

5.1. Die Sedimentationsgeschichte der Nördlichen Kalkalpen vom Perm bis in die Unterkreide

Die Vielfalt der terrestrischen und marinen Sedimentgesteine der Nördlichen Kalkalpen dokumentiert globale als auch regionale geodynamische Entwicklungen, tektonische Ereignisse sowie Meeresspiegelschwankungen und zeigt anhand der Litho- und Biofazies auch die jeweils herrschenden Umweltbedingungen auf (TOLLMANN, 1976a; LEIN, 1987; MANDL, 2000; GAWLICK & FRISCH, 2003).

Dieses Kapitel fokussiert auf die geodynamische und fazielle Entwicklung in den westlichen Nördlichen Kalkalpen. Zum besseren Verständnis der am Kartenblatt erst ab der Mitteltrias überlieferten Entwicklungsgeschichte soll auch die Frühgeschichte des sedimentären Großzyklus behandelt werden, die mit dem Ende der variszischen Gebirgsbildung im späten Paläozoikum beginnt.

5.1.1. Kontinentale Rotsedimente des Perm bis Plattform-Becken-Entwicklung der Obertrias

Im Zuge der variszischen Gebirgsbildung im Oberdevon und Karbon wurden alle Kontinente durch Schließung des Paläotethys-Ozeans zu einem einzigen Superkontinent – Pangäa – vereint. Von Osten griff der Tethys-Ozean als große Bucht keilförmig in diese Kontinentalmasse ein (SCHUSTER & STÜWE, 2010). Im späten Karbon und im frühen Perm war das Gebiet, aus dem sich später die Alpen und die Nördlichen Kalkalpen entwickeln sollten, durch erosive Einebnung und durch ausgedehnte terrestrische Rotsedimentbildungen gekennzeichnet. Im frühen Perm kam es jedoch auch zur Dehnung der Lithosphäre, zu Grabenbrüchen und zum Aufdringen von basaltischen Schmelzen in die Kruste und regional zu Vulkanismus innerhalb der kontinentalen Sedimentgesteine des Alpenen Verrucano (KRAINER, 1993). Große Verbreitung und Mächtigkeit erreichen die permischen Vulkanite im Südalpin mit der Etschtaler Vulkanit-Gruppe (MORELLI et al., 2007). Die Wärmezufuhr verursachte in tieferen Krustenabschnitten auch eine Metamorphose (STÜWE & SCHUSTER, 2008). Diese Entwicklung zeigte den Beginn der Lithosphärendehnung im frühen Neotethys-Ozean an, wobei der Ablagerungsraum des Ost- und Südalpins den passiven Kontinentalrand im Nordwesten dieses Ozeans darstellte. Die fortschreitende Grabenbruchbildung (*rifting*) und stufenweise Ausdehnung des Neotethys-Ozeans zeigte sich im Vorwandern mariner Ablagerungsräume von Südosten nach Nordwesten, wobei bereits im oberen Perm siliziklastisch-karbonatische Flachwassersedimente sowie Gips und Salz des Haselgebirges gebildet wurden (LEIN, 1987). Die Ablagerungsräume der Nördlichen Kalkalpen lassen sich hierbei von einem mehr terrigen („germanisch“) beeinflussten Bereich im Nordwesten zu einem stärker marin geprägten Bereich im Südosten mit der Abfolge der drei Faziesbereiche Bayerisch-Nordtiroler Fazies, Berchtesgadener Fazies und Hallstätter Fazies (BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT, 1996, 2004) bzw. nach SPENGLER (1951) und TOLLMANN (1976a) in Hauptdolomit-Fazies, Dachsteinkalk-Fazies und Hallstätter Fazies gliedern.

In der frühen Trias setzte sich im Nordwesten die terrestrische siliziklastische Sedimentation mit dem Alpenen Buntsandstein fort, während diese vom Unterinntal ostwärts allmählich mit der marinen Werfen-Formation verzahnte (KRAINER & STINGL, 1986; STINGL, 1987). Am Übergang zur Mitteltrias leiteten Evaporite und Kalke der Reichenhall-Formation eine weit gegen Westen über alle Faziesbereiche vorgreifende transgressive Phase ein, die von markanter Subsidenz, synsedimentärer Tektonik und teils von Vulkanismus begleitet war. Es fand dadurch ein Umschwung zu betont karbonatischer Sedimentation statt. SCHLAGER & SCHÖLLBERGER (1974) bezeichnen diese Phase als „Reichenhaller Wende“. Im Anisium fand des Weiteren erstmals eine Faziesdifferenzierung in eingeschränkte Beckenfazies (Gutenstein-Formation) und erste Karbonatrampen mit Fleckenriffen (Steinalm-Formation) statt, zwischen denen Sedimente eines flachen Hanges (Virgloria-Formation, Annaberg-Kalk) vermittelten. Im späteren Anisium kam es mit der endgültigen Öffnung des Neotethys-Ozeans und der Bildung neuer ozeanischer Kruste an dessen Westende, im Meliata-Ozean, auf dem angrenzenden Schelf zu Grabenbruchtektonik und abrupter Zunahme der Subsidenz und damit zum Zerbrechen und Ertrinken der Karbonatrampen. Schließlich senkte sich der gesamte Ablagerungsraum in hemipelagische Tiefen ab („Reiflinger Wende“ sensu SCHLAGER & SCHÖLLBERGER, 1974; vgl. BRANDNER, 1978; LEIN, 1987; MANDL, 2000). Dies war der Bildungsraum der Radiolarien führenden Filamentkalke der Reifling-Formation. Gegen Ende der unteren Mitteltrias entstanden auf den Hochzonen des Steinalmkalks die Nuklei der künftigen Karbonatplattformen des Wettersteinkalks (50–47; vgl. BRANDNER & KRYSZYN, 2013). Mit dem Wettersteinkalk beginnt auch die Aufzeichnung der Sedimentationsgeschichte auf dem Kartenblatt. In der Folge entwickelten sich bei kontinuierlicher Subsidenz und tropischem Klima über 2.000 m mächtige Karbonatplattformen mit Riff-, Vorriff-, Rückriff- (50, 49) und Lagunenbereichen (48, 47). Die Riffareale verzahnten sich zunächst mit den kalkig-kieseligen Beckensedimenten der Reifling-Formation, in der sich im Ladinium auch Tuffe eines sauren Vulkanismus (Pietra Verde) einschalteten. Ab dem späteren Ladinium wurde im Becken die kalkig-mergelige Partnach-Formation abgelagert. Für die Wettersteinkalkentwicklung auf dem Kartenblatt wird ebenso eine Verzahnung des Riffs mit dem Partnach-Becken und damit das Maximalalter der Plattform mit spätem Ladinium angenommen, auch wenn diese Beckensedimente nicht aufgeschlossen sind (vgl. Falltafel 4: Profile 6, 11). Am Beginn des Karniums stellte sich eine regressive Phase ein, die mit synsedimentärer Bruchtektonik und relativer Meeresspiegelabsenkung einherging (BRANDNER, 1978). Diese Entwicklung bewirkte ein rasches Vorwachsen (Progradation) der Karbonatplattform in das Partnach-Becken. Als Folge des „*Carnian Pluvial Events*“ im Julium (HORNING, 2007, 2008; HORNING et al., 2007) ertrank schließlich die Wettersteinkalk-Plattform. In Teilbereichen kam es jedoch auch zu einer subaerischen Exposition und zu Verkarstung mit Bodenbildungen. Anschließend führte eine Transgressionsphase, begleitet von zyklischen Meeresspiegelschwankungen, zur Ablagerung der charakteristischen, gemischt siliziklastisch-karbonatischen, flachmarinen Sedimente der Nordalpinen Raibler Schichten (46–43). Diese füllten in größerer Mächtigkeit auch das restliche Partnach-Becken auf und glichen somit topografische Unterschiede aus (MANDL, 2000). Im westlichsten Teil der Nördlichen Kalkalpen entstanden zu dieser Zeit mächtige Evaporite mit Gips. Im späteren Karnium wurden die Nordalpinen Raibler Schichten sukzessive karbonatischer und gingen durch Ausbleiben des siliziklastischen Eintrags fließend in die, in der Regel gezeitendominierten, Lagunensedimente des Hauptdolomits (41) über. Im östlichen Karwendel und im Achensee-Gebiet war diese monotone Fazies allerdings von Anfang an durch bitumenreiche subtidale Sedimente geprägt (Unterer und Mittlerer Hauptdolomit sensu MÜLLER-JUNGLUTH, 1971). Das stark eingeschränkte Intraplattform-Becken der Seefeld-Formation des westlichen Karwendel konnte sich

hier nicht ausbilden. Unter wechselnd inter- und subtidalen Bedingungen wurde schließlich der Obere Hauptdolomit abgelagert, der Anklänge an die Zyklizität der Dachsteinkalkfazies aufweist. Im späten Norium fand durch verstärkte Subsidenz eine Absenkung des Ablagerungsraumes in subtidale Bereiche mit offenermarineren Lebensbedingungen statt. In diesem Milieu bildete sich der Plattenkalk (40). Durch allmähliche Vertiefung, ausgelöst durch den fortschreitenden Zerfall Pangäas, entstand ein neues, jedoch flaches (Intraplattform-)Becken, das einen verstärkten terrigenen feinklastischen Eintrag aus dem epikontinentalen Germanischen Sedimentationsraum verzeichnete und in dem die fossilreichen dunklen Kalke und Mergel der Kössen-Formation (39) abgesetzt wurden. Zunächst dominierten flachmarine Bedingungen, gekennzeichnet durch Sturmereignisse und durch Korallenwachstum (Hochalm-Subformation). Danach entwickelte sich ein etwas tieferes Becken (Eiberg-Becken), in dem monotone dunkle mikritische Kalke abgelagert wurden (Eiberg-Subformation). Durch Regressionstendenzen im späten Rhätium wuchsen von den Beckenrändern im Norden und im Süden/Südosten, zum Teil auf den Biohermen der Korallenkalke (Lithodendronkalk), geringmächtige Karbonatplattformen in das Becken vor, die heute als Oberrhätikalke (38) vorliegen. HILLEBRANDT & KRYSSTYN (2009) unterscheiden zwischen einem nördlichen (hauptsächlich im Voralpenbereich) und einem südlichen bis südöstlichen Oberrhätikalke als Begrenzung des Eiberg-Beckens. Im Südosten wurde das Becken durch die Karbonatplattform des Dachsteinkalks begrenzt, die ihrerseits nach Südosten in das Zlambach-Becken progradierte, das schließlich in den tiefmarinen Raum des Neotethys-Ozeans abfiel. Im Gebiet der späteren Karwendel-Synklinale und des Achantales währte die Beckenfazies das gesamte Rhätium und den gesamten Jura hindurch.

5.1.2. Geodynamik und Faziesentwicklung am Übergang Trias-Jura

Die rhätische Becken-Plattform-Paläogeografie pauste sich auch noch in die Faziesbereiche des Unterjura (Hettangium) durch (LEUCHS, 1925; FABRICIUS, 1962, 1966; WENDT, 1969; SPIELER & BRANDNER, 1989; SAUSGRUBER, 1994a; SPIELER, 1994, 1995). Mit der Trias-Jura-Wende ging ein drastischer lithologischer, faunistischer und floristischer Wechsel einher („Massensterben an der Trias-Jura-Grenze“, vgl. HILLEBRANDT et al., 2013). Dieser Wechsel wurde von einem markanten Meeresspiegelabfall am Ende der Trias begleitet. Zeitgleich setzte Treibhausklima ein, ausgelöst durch starke vulkanische Aktivität in der Zentralatlantischen Magmatischen Provinz (CAMP). Über dem Kössener Becken setzte sich die Sedimentation – trotz Meeresspiegelabfalles – jedoch kontinuierlich über die Trias-Jura-Grenze hinweg im Hettangium mit der Kendlbach-Formation (in Scheibelberg-Formation, 37 bzw. in Allgäu-Formation, 32) in Beckenfazies (Graufazies; FABRICIUS, 1962, 1966) fort. Diese ist aus der siltig-tonig-mergeligen Tiefengraben-Subformation (inklusive Schattwalder Schichten) und der höheren, kalkreicheren Breitenberg-Subformation aufgebaut (SAUSGRUBER, 1994a; SPIELER, 1994, 1995), die im Übergangsbereich von der Plattform zum Becken durch eine stark kondensierte Fazies vertreten wird.

Der erwähnte Meeresspiegelabfall an der Trias-Jura-Wende bewirkte auf den Hochzonen der Oberrhätikalke einen weitaus drastischeren Faziesumschwung als in den Becken. Im Hangenden der Riffe war die Sedimentation während des Hettangiums größtenteils diskontinuierlich und von Schichtlücken geprägt, mit Ausnahme am Nordrand der Kalkalpen, wo eine produzierende Karbonatplattform noch bis weit in den Unterjura bestand. Dies geht aus den in das Becken der Allgäu-Formation (32) umgelagerten Flachwasserpartikeln hervor (Geiselstein-Oolith; FABRICIUS, 1959, 1966). Verkarstung mit Lösungerscheinungen (Hohlraumbildungen) und Zementation folgten dem Meeresspiegelabfall. In keinem der Lösungshohlräume konnte allerdings bisher ein eindeutiger Hinweis auf subaerische Exposition,

etwa Tropfsteinbildungen, hängende Zemente etc., gefunden werden (KAUFMANN, 2009). Später erfolgte ein Verkümmern, Absterben und Ertrinken der Riffe mit Erosion(?), Mangelsedimentation und Hartgrundbildungen (Eisen-Mangan-Krusten). Das Absterben der Riffe erfolgte nach BRANDNER (schriftl. Mitt.) eher aus Gründen drastischer Änderung der Umweltbedingungen (z.B. erhöhte Wassertemperatur) als aus tektonischen und Subsidenz-Gründen. Das Riffwachstum wurde während dieses einschneidenden Ereignisses mit der Ablagerung der siliziklastisch betonten Schattwalder Schichten (= „Todeszone“, RICHZOZ et al., 2012) abrupt beendet. In der Folge ertranken die Riffe mit der generellen Subsidenz, aufgrund der fehlenden biologischen Riffaufbaukapazität. Eine potenzielle submarine Verkarstung könnte vermutlich durch die nachgewiesene Übersäuerung des Ozeanwassers noch verstärkt worden sein (HAUTMANN et al., 2008; KIESSLING & SIMPSON, 2011). Ältere Ablagerungen des Hettangiums, die auf der Hochzone selbst fehlen, sind noch in deren Extensionsspalten oder in distalen Plattformhangbereichen erhalten. Diese Sedimente sind in den Adnet-Steinbrüchen genauestens untersucht worden (Zusammenfassungen und weiterführende Literatur in BÖHM, 1992, 2003; WAGREICH et al., 1996; BÖHM et al., 1999; RICHZOZ & KRYSZYN, 2015).

5.1.3. Faziesentwicklung im Jura

Im Unterjura öffnete sich der zentrale Atlantik (FRISCH, 1979). Dadurch wanderte die Afrikanische Platte relativ zur Europäischen Platte nach Osten (PIFFNER, 2015). Im Rahmen dieser Krustendehnung entstanden im künftigen Ost- und Südalpin syndimentäre Horst- und Grabenbruchstrukturen mit Bildung von Brekzien, die heute vor allem in den unterostalpinen Decken erhalten sind (EBERLI, 1988; FROITZHEIM & EBERLI, 1990). Weiters wurden die Ablagerungsräume massiv abgesenkt und eine komplexe Meerestopografie herausgeformt, die durch Becken und Hochschwellen gekennzeichnet war. Im Mitteljura öffnete sich, ausgehend vom zentralen Atlantik über eine sinistrale Transform-Störung in SW-NE-Richtung, der Piemont-Ligurische Ozean (Südteil des Penninischen Ozeans; „Alpine Tethys“ nach HANDY et al., 2010), der bis fast zum Neotethys-Ozean durchbrach. Ein keilförmiger Nordfortsatz von Afrika, der sogenannte „Adriatische Sporn“ mit dem Ost- und Südalpin, bildete nunmehr eine schmale kontinentale Brücke nach Europa. Gleichzeitig entstand am Nordwestrand des Sporns ein neuer passiver Kontinentalrand zum Piemont-Ligurischen Ozean (FRISCH & MESCHÉDE, 2005; PFIFFNER, 2015). Am distalen Kontinentalrand des Adriatischen Sporns bildeten sich in der ausgedünnten Kruste an listrischen Abschiebungen Kippschollen und Halbgräben.

Im Gebiet des Kartenblattes und dessen Umgebung setzte, je nach paläogeografischer Lage auf den Plattform-Hochzonen – Zentrum oder Randbereich –, mit mehr oder weniger großer Schichtlücke, in einem sukzessive tiefer werdenden, offenen marinen Ablagerungsraum, die Jurasedimentation im obersten Hettangium (HILLEBRANDT et al., 2013) bis unterem Sinemurium (FABRICIUS, 1959, 1962, 1966; WENDT, 1969: Rofan; SPIELER, 1994, 1995: Wilde Kirche) mit hemipelagischen Sedimenten in Rotfazies ein („Adnet-Weinde“ sensu SCHLAGER & SCHÖLLNER, 1974). Es handelt sich überwiegend um Crinoidenspatkalke (Hierlatzkalk, **36**) und mikritische Rotkalke (Adnet-Formation, **34**; FABRICIUS, 1962). Im Laufe des Unterjura nahm die Tiefe des Ablagerungsraumes kontinuierlich zu und durch syndimentäre Tektonik wurden Becken- (Allgäu-Formation, **32**) und Tiefschwellenbereiche (Adnet-Formation, **34**) mit den verbindenden Hangarealen (unterer Hang: Scheibelberg-Formation, **37**; oberer Hang: Hierlatzkalk, **36**) herausgeformt. Aufgrund des Wanderns der Faziesräume in Raum und Zeit kam es zu vielfältigen Übergängen und gegenseitigen Vertretungen.

5.1.4. Bächtental-Becken und globales *anoxic event*

Einen Höhepunkt der impulsartigen tektonischen Ereignisse des Jura stellte die Herausformung des Bächtental-Beckens innerhalb des tiefsten Beckenbereiches im höheren Unterjura (oberes Pliensbachium bis unteres Toarcium) dar. SPIELER & BRANDNER (1989) postulieren ein Pull-apart-Becken, das an überspringenden E-W streichenden sinistralen Seitenverschiebungen einbrach. Der Beckentrog war nach Norden verkippt und intern durch weitere Blockkippen gekennzeichnet. Innerhalb des Bächtental-Beckens wurde in Verbindung mit einem globalen *anoxic event* im unteren Toarcium (JENKYNS, 1985; „*Toarc-Event*“ nach SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1974) eine an organischen Sedimenten reiche Sonderfazies, die „Bächtentaler Bitumenmergel“ (Sachrang-Subformation, **33**) gebildet. Zeitgleich ereigneten sich in diesem Becken an syndementären Abschiebungen submarine gravitative Massenbewegungen (Rotkalk-Debrite, Resedimente, **35**).

Ab dem oberen Toarcium bis zum Ende des Mitteljura verstärkte sich das *rifting* im Piemont-Ligurischen Ozean und der Kontinentalrand erfuhr weitere Subsidenz. Im Beckenbereich setzte sich die Sedimentation teils mit Kalk-Mergel-Zyklen, teils mit kieselreichen Kalken (Typus Chiemgauer Schichten) der Jüngeren Allgäu-Schichten fort. Im Tiefschwellenbereich ging die Sedimentation von kondensierten Rotkalken ohne Unterbrechung in der filamentreichen Klaus-Formation (**34**) weiter. Mit Beginn des Oberjura sank fast der gesamte Ablagerungsraum der Nördlichen Kalkalpen, bedingt durch den Übergang von Grabenbruchbildung (*rifting*) zu Ozeanbodenbildung (*drifting*) im Piemont-Ligurischen Ozean, in große Meerestiefen ab („Ruhpoldinger Wende“ sensu SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1974; EBERLI, 1988: 2. Riftphase; FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996). Die bisherigen Faziesunterschiede wurden dadurch zum großen Teil ausgeglichen. Es fand ein einschneidender Sedimentationsumschwung von bisher karbonatbetonten zu kalkarmen bis -freien, kieseligen Tonsteinen und Tonmergeln statt, die reich an Radiolarien sind (Ruhpolding-Formation, **31**).

5.1.5. Erste Einengung im Oberjura

Die Öffnung des Piemont-Ligurischen Ozeans führte zu Platzproblemen, die durch Verkürzung im Bereich des Neotethys-Ozeans ausgeglichen wurden. Innerhalb dieses Ozeans entwickelte sich vom mittleren bis zum späten Jura eine Subduktionszone, die nach Osten abtauchte (GAWLICK & FRISCH, 2003) und zur Überschiebung von Ophiolitdecken auf den Nord- und Ostrand des Adriatischen Sporns führte (SCHUSTER et al., 2019). Davon sind noch ausgedehnte Relikte in den Dinariiden und westlichen Karpaten, jedoch nur winzige tektonische Reste in den östlichen Nördlichen Kalkalpen (Meliatikum, MANDL & ONDREJIČKOVÁ, 1991, 1993; KOZUR & MOSTLER, 1992) und in Detritusform in den oberkretazischen Sedimenten der Gosau-Gruppe (FAUPL & WAGREICH, 2000) zu finden. Nach der Vorstellung von GAWLICK et al. (1999, 2011), GAWLICK (2000), GAWLICK & FRISCH (2003) und MISSONI & GAWLICK (2011) manifestierte sich diese Kompression auch in den verschiedenen alten synorogenen Radiolaritbecken des Oberjura (z.B. Lammer-, Tauglboden- und Rofan-Becken), die fortschreitend mit der Einengung von SE nach NW in Folge tektonischer Auflast als Vorlandbecken gebildet wurden. Im Nordwesten kam es dadurch auch zu Hebung und Erosion mit mächtigen Resedimentbildungen aus triassischen und jurassischen Gesteinen. Auf den tektonischen Hebungszonen konnten sich Karbonatplattformen (Plassenkalk) entwickeln, die Flachwasserdetritus in das Becken lieferten und letztlich wieder ertranken. Dem tektonischen Modell von GAWLICK und Mitarbeitern (z.B. GAWLICK, 2000; GAWLICK et al., 2012; GAWLICK & MISSONI, 2013) stehen extensionelle und sinistral-transpressive Modelle gegenüber (CHANNELL et al., 1990, 1992; FRANK & SCHLAGER, 2006; ORTNER et al., 2008, 2018; BRANDNER & GRUBER, 2011; ORTNER, 2017a).

Insbesondere ORTNER (2017a, b) betont nach jüngsten Untersuchungen in der Osterhorngruppe (ÖK 94, 95), dass sich spätjurassische Tektonik im heutigen Juvavischen und Tirolisch-Norischen Deckensystem nur als Eingleiten von riesigen Olistolithen, Kippschollentektonik und Faltung an der Trattberg-Schwelle entlang von E–W streichenden sinistralen Seitenverschiebungen belegen lässt (siehe Kap. 6.2 unter **30** und **29**).

Durch raschen Meeresspiegelanstieg im Tithonium (LEIN, 1987) wurden die Liefergebiete der Brekzien geflutet und im Becken setzte sich wieder die pelagische Sedimentation verstärkt durch. Gleichzeitig wechselte die kieselige Sedimentation infolge des explosionsartigen Aufblühens des kalkigen Nannoplanktons im Becken wieder in eine kalkig-mergelige über (Ammergau-Formation, **28**), die nunmehr mit den wesentlich feinkörnigeren allodapischen Schüttungen des Barmsteinkalks (**29**) verzahnte. Schließlich hörten die Schüttungen im Berriasium – vermutlich aufgrund des Ertrinkens der Schutt produzierenden Karbonatplattform – gänzlich auf und im Becken setzte sich ruhige pelagische Kalksedimentation in Form der dichten, weißen Oberen Ammergauer Schichten vom Typ Bianconealk (integriert in **28**) bis weit in die Unterkreide (Valanginium) hinein fort. Vermehrter feinklastischer Eintrag führte allmählich zur Ablagerung von Kalk- und Tonmergeln, die zusammen mit den darin eingeschalteten allodapischen Kalken („Thiersee-Schichten“, HARLOFF, 1989) die Schrambach-Formation (**27**) kennzeichnen.

5.2. Alpidische Gebirgsbildung

Am Übergang vom Jura in die Kreide trennte sich der Adriatische Sporn von Afrika und bildete fortan die eigenständige Adriatische Platte. Afrika bewegte sich gegenüber Europa nach Osten und schob die Adriatische Platte nach Norden. Diese Bewegung war der Beginn der bis heute andauernden Verkürzung zwischen Afrika und Adria einerseits sowie Adria und Europa andererseits, die letztlich zur Bildung des Alpenorogens führte (SCHUSTER & STÜWE, 2010).

Die anhaltende Einengung innerhalb der Adriatischen Platte führte zur Ausbildung einer neuen intrakontinentalen Subduktionszone, die vermutlich an den oberjurassischen sinistralen Seitenverschiebungen ansetzte und an welcher der nördliche Plattenteil unter den südlichen subduziert wurde. Dies war der Motor zur Bildung der ostalpinen Decken (STÜWE & SCHUSTER, 2010). Am Beginn der Deckenbildung wurden die südlicher gelegenen Sedimentabfolgen von ihrem metamorphen Untergrund abgeschert und als Decken nach NW transportiert. Der Untergrund wurde in die Tiefe versenkt und zum Teil bis zur Eklogitfazies metamorph überprägt (eoalpine oder kretazische Metamorphose). Später, in der unteren Oberkreide, vor etwa 92 Millionen Jahren (Ma), wurden diese hochmetamorphen Gesteine (Eklogit-Gneise, Korralpe-Wölz-Deckensystem; SCHMID et al., 2004) wieder hochgepresst, was mit einer gleichzeitigen Streckung in E–W-Richtung verbunden war. Mit dieser Streckung wird unter anderem auch die Entstehung der zentralalpinen Gosau-Becken erklärt (FROITZHEIM et al., 1997; NEUBAUER et al., 2000; Kap. 5.2.2).

5.2.1. Die Deckenbildung der Nördlichen Kalkalpen (eoalpidische/prägosauische Deformation)

Während des Höhepunktes der Eoalpinen Orogenese im Zeitraum Albium bis Turonium fand die Deckenbildung der Nördlichen Kalkalpen statt. Diese wurden von ihrem kristallinen Untergrund abgeschert und zu einem NW-vergenten Falten- und Überschiebungsgürtel deformiert und zu Decken gestapelt (EISBACHER et al., 1990; EISBACHER & BRANDNER, 1995, 1996; LINZER et al., 1995; FAUPL & WAGREICH,

2000; AUER & EISBACHER, 2003; ORTNER, 2003; ORTNER et al., 2016). Die Deckenbildung erfolgte in einem transpressiven Regime. Dies drückte sich in der Segmentierung der Decken durch zahlreiche NW–SE streichende Seitenverschiebungen (*tear faults*) aus, die bis zur Basis der Deckenüberschiebungen reichen und frontal mit diesen auslaufen. In Abhängigkeit von Schichtdicke, Schichtkompetenz und Fazies bildeten sich verschiedene Deformationsmuster aus. Hierbei bestimmte das starre mechanische Verhalten der Wettersteinkalk-Plattformen und der mächtigen Hauptdolomit-Abfolge grundlegend den Baustil. Verfaltung, Zerschering und Stapelung dieser starren Körper vollzogen sich durch Abscherung entlang von mechanisch inkompetenten, mergelig-tonigen bis evaporitischen Schichten wie den Rauwacken der Reichenhall-Formation und den Schiefer-tonen und Rauwacken der Nordalpinen Raibler Schichten sowie den Beckensedimenten der Kössen-, Allgäu- (Manganschiefer), Schrambach- und Lech-Formation. Die in der unteren Oberkreide ihren Höhepunkt erreichende Faltung und Deckenstapelung mündete in der Herausbildung des Tirolisch-Norischen (Inntal-Lechtal-Decke bzw. Karwendel-Decke) und Bajuvarischen Deckensystems (Allgäu-Decke bzw. Tannheim-Decke).

Die initiale Deckenüberschiebung bildete sich in den synorogenen Sedimenten ab (ORTNER, 2003, 2016). Die Ablagerungen am Top des Liegendblocks einer progradierenden Überschiebung zeigten einen fließenden Übergang von passiven Kontinentalrandablagerungen zu synorogenen Sedimenten, was im Übergang von der kalkig-pelagischen Ammergau-Formation zur mergelig-siltigen Schrambach-Formation und schließlich zur sandsteinreichen Rossfeld-Formation verwirklicht ist. Typisch für letztere sind Olistolithen, die vom vorschubenden Hangendblock stammen. Von internen Teilen des Orogens wurde siliziklastisches Material bezogen, das von exhumierten kristallinen Einheiten stammt (vgl. FAUPL & TOLLMANN, 1979; DECKER et al., 1987). Die Überschiebung ist so alt wie ihre jüngsten Sedimente im Liegendblock. Das heißt, die Deckenüberschiebungen versiegelten die jüngsten synorogenen Sedimente der liegenden Decke (ORTNER & GAUPP, 2007). Durch das zeitversetzte Vorwandern des Deformationsgürtels von Südosten nach Nordwesten sind die zuletzt am weitesten im Nordwesten gebildeten synorogenen Sedimente auch die jüngsten und reichen teilweise bis in die unterste Oberkreide (Lech-, Losenstein- und Tannheim-Formation; auf ÖK 84, 85, 113, 114, 115, 143, 144). Die synorogenen Sedimente auf der hangenden Decke wurden hingegen auf Erosionsflächen abgelagert und sind von Winkeldiskordanzen innerhalb der Sedimente gekennzeichnet, die progressive Einengung anzeigen. Diese Sedimente versiegelten schließlich den eoalpinen Deckenbau. Dazu zählen die Branderfleck-Formation (nächstes Vorkommen auf ÖK 85, 87, 90) und die Gosau-Gruppe (nächstes Vorkommen auf ÖK 89, 90, 119) (ORTNER, 2001, 2003, 2007, 2016).

Die Deformationsphase mit Deckenstapelung in NW-Richtung hinterließ in den westlichen Nördlichen Kalkalpen zahlreiche quer zu dieser Transportrichtung verlaufende, NE–SW streichende Strukturen, Faltenzüge und Störungen (EISBACHER & BRANDNER, 1995, 1996; AUER & EISBACHER, 2003; ORTNER, 2003). In diesen Zeitraum fällt auch die Entstehung der berühmten S-förmigen Falte des Achensee-Gebiets mit ihren markanten Knicken (vgl. Kap. 4.6.3). Ob zu diesem Zeitpunkt schon Vorläufer der Achenal-Überschiebung und der Karwendel-Synklinale, die hauptsächlich paläogenen S–N-Transport anzeigen, vorhanden waren, kann nicht bewiesen werden. Im Achensee-Gebiet gibt es keine direkten Datierungsmöglichkeiten der Deformationen. Eine Altersangabe für die Faltung ist nur für die Guffert-Antiklinale in den Verbreitungsgebieten der Gosau-Sedimente im Brandenberger und Thierseer Tal (ÖK 89, 90) möglich (vgl. Kap. 4.6.2).

5.2.2. Subduktion des Piemont-Ligurischen-Ozeans und Kontinent-Kontinent-Kollision (Oberkreide bis Eozän)

Die Richtung der Kompression änderte sich in der mittleren Oberkreide von NW–SE zu N–S. Dies könnte durch die schräge Konvergenz zwischen ostalpinem Deckenstapel und dem Piemont-Ligurischen Ozean begründet sein (LINZER et al., 1995; ORTNER, 2001). Diese Phase der N–S-Verkürzung wurde in den Nördlichen Kalkalpen von den synorogenen Gosau-Sedimenten (ORTNER & GAUPP, 2007) aufgenommen und letztlich plombiert. Sie äußerte sich durch großräumige W–E-orientierte Faltung des Deckenstapels (ORTNER, 2001; FROITZHEIM et al., 2012).

Etwa um 80 Ma (nach SCHUSTER & STÜWE, 2010), nach FROITZHEIM et al. (1997) bereits um 95 Ma, erfolgte die Umgestaltung des bisher passiven Kontinentalrandes zwischen Adria und dem Piemont-Ligurischen Ozean in einen aktiven Kontinentalrand mit S-gerichteter Subduktionszone. An dieser wurden kontinuierlich neue Krustensegmente der abtauchenden Lithosphärenplatte abgesichert und in den Orogenkeil eingebaut. STÜWE & SCHUSTER (2010) gehen von einer einzigen, in Zeit und Raum wandernden Subduktionszone aus. NEUBAUER et al. (2000) und FROITZHEIM et al. (1996) nehmen zwei etwa zeitgleiche oberkretazische Subduktionszonen an. Damit begann auch der Transport der gestapelten Kalkalpen-Decken auf penninischen Untergrund. Gleichzeitig wurden auf den ostalpinen Decken die synorogenen Sedimente der Gosau-Gruppe abgelagert, welche die Deckenüberschiebungen von der höheren Oberkreide bis in das mittlere Eozän begleiteten. Die Sedimentation der Gosau-Gruppe erfolgte nach den meisten Autoren in Becken, die auf Extension und Transtension zurückgeführt werden (WAGREICH, 1993, 1995, 2003; WAGREICH & FAUPL, 1994; FROITZHEIM et al., 1997; SANDERS, 1998; FAUPL & WAGREICH, 2000; NEUBAUER et al., 2000; WAGREICH & DECKER, 2001; NEUBAUER & GENSER, 2018). Nach EISBACHER & BRANDNER (1995) wären die Gosau-Becken in Brandenburg (ÖK 89, 120) und auch am Muttekopf (ÖK 114, 115, 144, 145) an NW–SE streichende Transferstörungen gebunden (*transfer-fault-basins*), die während der Deckenüberschiebungen aktiv waren. Für die Absenkung des Sedimentationsraumes vom flachmarinen in das tiefmarine Milieu (Übergang Untere/Obere Gosau-Subgruppe) entwirft WAGREICH (1993, 1995) das Modell der „Subduktionserosion“. Im Gegensatz dazu betrachten LEISS (1990) und insbesondere ORTNER (2001, 2003, 2007, 2016), ORTNER et al. (2006, 2016) sowie ORTNER & GAUPP (2007) die Gosau-Becken der westlichen Nördlichen Kalkalpen als synorogene Bildungen am Top von Antiklinal- und Synklinalstrukturen des Orogenkeils. ORTNER (2007, 2016) konnte in der Muttekopf-Gosau anhand von Winkeldiskordanzen und „*growth-strata*“ die progressive Einengung bzw. Perioden aktiver Faltung während der Ablagerung der Gosau-Sedimente anschaulich nachweisen. Die dem Kartenblatt nächstgelegenen Vorkommen von Gosau-Sedimenten finden sich bei Brandenburg (ÖK 89, 120), am Schichthals und am Platzachkogel im Rofan (ÖK 119, 120; HERM et al., 1979; RESCH et al., 1986; SANDERS, 1996).

Die syn- bis postgosauische Deformation der Nördlichen Kalkalpen, die zu dieser Zeit den frontalen Bereich des ostalpinen Deckenstapels zum Penninikum darstellten (AUER & EISBACHER, 2003), war durch N-gerichteten Deckentransport charakterisiert, der im späten Paläogen mit der Kollision von Adria und Europa seinen Höhepunkt erreichte. Daraus resultierten ausgedehnte E–W streichende Faltenbildungen und N-gerichtete Überschiebungen, die auch die eoalpinen Deckengrenzen überprägten, verfalteten und neue Überschiebungen und Rücküberschiebungen entstehen ließen (z.B. durchreißende Überschiebungen wie die Eben-Überschiebung, ÖK 119, oder die Überschiebungen im Bereich der ehemaligen „Karwendel-Schuppenzone“, ÖK 118; neueste Forschungsergebnisse hierzu in KILIAN & ORTNER, 2019).

Auf das Kartenblatt übertragen bedeutet dies, dass die E–W streichenden Falten im Zuge dieses jüngeren, paläogenen Deformationsereignisses angelegt und die kretazischen Falten in ihrer Amplitude erhöht wurden. Dieser postgosauischen Deformation sind auch die heute an der Achental-Überschiebung sowie an begleitenden Auf- und Überschiebungen sichtbaren Bewegungen zuzuordnen (ORTNER & GRUBER, 2011; vgl. Kap. 4.6).

Ab dem mittleren Eozän (ca. 40 Ma) war der Penninische Ozean geschlossen und vollständig subduziert bzw. in den Orogenkeil eingebaut. Als nächstes ereignete sich die Kontinent-Kontinent-Kollision zwischen dem alpinen Deckenstapel und dem Helvetischen Schelf als Teil der europäischen kontinentalen Kruste, die subduziert wurde. Vor dem Orogenkeil wurde durch die Auflast der gestapelten Decken die Eurasische Platte niedergedrückt. Es entstand ein Vorlandbecken, das Molassebecken, in dem der Abtragungsschutt sowohl aus dem Orogenkeil von Süden als auch vom Europäischen Kontinent von Norden akkumuliert wurde. Der allergrößte Teil des ozeanischen Anteils der subduzierten Lithosphärenplatte versank im asthenosphärischen Mantel, nur kleine Teile davon wurden abgeschert, in verschiedene Tiefen versenkt und metamorph überprägt und schließlich wieder in den Orogenkeil integriert. Sie bilden heute die Unteren, Mittleren und Oberen Penninischen Decken (SCHUSTER & STÜWE, 2010; SCHUSTER, 2015; SCHUSTER et al., 2019).

5.3. Tektonisch-morphologische Entwicklung im Oligozän und Miozän

Die fortwährende Einengung bewirkte im Oligozän eine weitere Aufschiebung des Alpenkörpers gegen Norden auf die Molassezone (Tafel 2: Fig. 1a). Hierbei erfuhren die Ostalpen westlich der Linie Brenner–Unterinntal eine völlig andere Entwicklung als östlich davon. Die westlichen Nördlichen Kalkalpen, die Silvrettagruppe und die Öztaler Alpen wiesen aufgrund verstärkter Hebung – als Folge der Kontinent-Kontinent-Kollision und des „*slab break-off*“ (Abreißen subduzierter Mantellithosphäre; BLANCKENBURG & DAVIES, 1995; DAVIES & BLANCKENBURG, 1995) – bereits im Oligozän ein gebirgisches Relief auf, mit einem sprungförmigen topografischen Abfall nach Osten (FRISCH et al., 1998, 2000, 2002, 2008; KUHLEMANN et al., 2001) (Tafel 2: Fig. 1b).

5.3.1. Unterinntal-Tertiär, Paläo-Inn und Augenstein-Sedimente

Das späte Eozän und das Oligozän waren auch die Ablagerungszeit des Unterinntal-Tertiärs, das sich heute über 50 km entlang der Inntal-Störung erstreckt. Es handelt sich um eine Schichtfolge, die sich in rascher Folge von terrestrischen Brekzien und Konglomeraten, über brackische und randmarine Kalke und Bitumenmergel bis zu offenermarinen pelagischen Mergeln entwickelte (Håring- sowie Paisseberg-Formation). Im unteren Oligozän nahm aufgrund der Hebung und Reliefbildung im Hinterland die siliziklastisch beeinflusste Sedimentation in Form von pro-deltatischen Turbiditen zu (Unterangerberg-Formation) und wurde im oberen Oligozän schließlich durch die fluviatilen Sandsteine und Konglomerate (Oberangerberg-Formation) des von Südwesten vorwandernden Paläo-Inn („Ur-Inn“, SKERIES & TROLL, 1991) ausgesüßt und überschüttet (ORTNER & STINGL, 2001, 2003). Als Ablagerungsraum wird von ORTNER & SACHSENHOFER (1996) sowie ORTNER & STINGL (2001, 2003) ein eng begrenztes Pull-apart-Becken mit Halbgrabenstrukturen entlang einer frühen sinistralen Inntal-Störung, mit Verbindung zum Molassemeer, angenommen (vgl. Tafel 2: Fig. 1a). ORTNER et al. (2006) bezeichnen das Unterinntal-Tertiär als Erosionsrest einer einst zusammenhängenden Sedimentbedeckung auf dem alpinen Orogenkeil („*wedge-top*-Ablagerungen“ des Vorlandbeckens). Die Sedimente des Unterinntal-

Tertiärs wurden in postoligozäner Zeit um WSW–ENE-Achsen verfaultet und durch transpressive ENE streichende sinistrale Störungen, N–S streichende Schrägabschiebungen und NE–SW streichende Abschiebungen, die bis in das Quartär aktiv waren, deformiert (ORTNER, 2003).

Der deutliche Hebungsimpuls vor 30 Ma und die damit einhergehende Reliefbildung im Hinterland manifestierte sich in der Molassezone durch das plötzliche Auftauchen großer Konglomeratfächer (KUHLEMANN et al., 2001; FRISCH et al., 2008) (Tafel 2: Fig. 1b). Jene am Nordrand der westlichen Nördlichen Kalkalpen wurden fast ausschließlich mit Geröllmaterial aus den Kalkalpen und der Rhenodanubischen Flyschzone beliefert. Eine Ausnahme davon bildete das große Flusssystem des Paläo-Inn, das sich im Oligozän entwickelte (Tafel 2: Fig. 1b). Es ist das größte und älteste Entwässerungssystem der Ostalpen. Über weite Strecken folgte es dem Verlauf der Engadin-Störung, die sich zu jener Zeit vermutlich in gerader Fortsetzung vom Unterengadin bis in das heutige Unterinntal erstreckte (FRISCH et al., 2008; vgl. Tafel 2: Fig. 1a, b, 2a). Der Fluss hatte im Oberlauf ein großes Einzugsgebiet, das weit über die heutige Hauptwasserscheide nach Süden bis in die Ortlergruppe hinausreichte. Dies zeigt sich im Geröllspektrum des Unterinntal-Tertiärs, das beispielsweise periadriatische Andesite führt (MAIR et al., 1996; BRÜGEL et al., 2000; vgl. Tafel 2: Fig. 1a). Der Inn ist bis heute eines der beständigsten Elemente in der geomorphologischen Entwicklung der Ostalpen (BUTTE & KUHLEMANN, 2003).

Gleichzeitig mit den Konglomeratschüttungen in den Molassetrog im Westen setzte die fluviatile Sedimentation der Augenstein-Formation im Hügel- und Tiefland weiter östlich ein (Tafel 2: Fig. 1b). Sie endete im unteren Miozän zu Beginn des Extrusionsereignisses vor etwa 21 Ma. Die Kiese und Sande wurden direkt aus dem Süden vom ostalpinen Grundgebirge geschüttet (FRISCH et al., 2001, 2002, 2008). Das Fehlen von Augensteinresten nördlich des Inn deutet darauf hin, dass während der Sedimentation die westlichen Nördlichen Kalkalpen eine deutliche morphologische Barriere bildeten.

Im Laufe des unteren Miozäns, vor etwa 19 Ma, verlegte der Paläo-Inn seinen Austritt aufgrund der Extrusionstektonik und der Aktivierung des Inntal-Störungssystems sukzessive nach Osten und schüttete nacheinander große Fächer in die Molassezone vor, als östlichsten vor etwa 13 Ma den riesigen Munderfinger-Kobernauber-Hausruck-(MKH-)Fächer. In diesem finden sich erstmals Gneisgerölle subpenninischer Herkunft (Zentralgneise), womit die Exhumierung von Gesteinen des Tauern-Fensters vor ungefähr 13 Ma nachgewiesen ist (BRÜGEL, 1998).

5.3.2. Laterale Extrusion

Am Beginn des Neogens stieß im unteren Miozän (23–16 Ma) der östliche Teil des Südalpins, der sogenannte „Südalpen-Indenter“, gegen Nordwesten in das Ostalpin vor (Tafel 2: Fig. 2a, b). Die Zone der maximalen N–S-Einengung der Ostalpen seit dem Beginn des Miozäns liegt etwa im Gebiet des Brenners. Die Verkürzung beträgt über 100 km. Dieser gewaltige Betrag bewirkte, dass der alpine Deckenstapel vor allem im Bereich des heutigen Tauern-Fensters zusammengestaucht, verdickt und in die Höhe gepresst wurde. Im Westteil der Ostalpen wurde das Tauern-Fenster im Zuge des Extrusionsvorganges durch tektonische Denudation „freigelegt“. Dabei wurden ostalpine Deckenstapel an der flach einfallenden Brenner-Abschiebung im Westen und an der Katschberg-Abschiebung im Osten weggezogen (FRISCH et al., 2008). Gleichzeitig entwickelte sich ein System von konjugierten Seitenverschiebungen: sinistrale, ENE–WSW streichende Störungen im Norden (Inntal-Störung, die bereits im Oligozän aktiv war; Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg-Störung, auch SEMP-Störung) und WNW–ESE bis NW–SE streichende, dextrale Störungen

im Süden (Periadriatische Störung, Mölltal- und Lavanttal-Störung etc.). Entlang dieser Störungen fand das ostwärtige Ausweichen von keilförmigen Krustenschollen statt (Tafel 2: Fig. 2b). Das nach Norden gerichtete Entwässerungssystem der Augenstein-Flüsse wurde in der Folge zerstört und durch ein longitudinales, an Störungen gebundenes System ersetzt. Durch den Prozess der lateralen tektonischen Extrusion (RATSCHBACHER et al., 1991) erhielten die Ostalpen, insbesondere auch die Nördlichen Kalkalpen, ihre heutige lang gestreckte Form (Tafel 2: Fig. 3). Die Ostalpen wurden in W-E-Richtung um etwa 50 % gestreckt.

Das obere Miozän und das Pliozän waren in den westlichen Ostalpen generell von starker Hebung und morphologischer Formung zum Hochgebirge geprägt. Zur Zeit des Pliozäns besaß auch das Tauern-Fenster erstmals Gebirgscharakter (BRÜGEL, 1998; BRÜGEL et al., 2003).

5.3.3. Inntal-Störung und Exhumierung des Tauern-Fensters

Die Inntal-Störung ist an die Brenner-Abschiebung gekoppelt. Sie schneidet die Nördlichen Kalkalpen entlang des Unterinntales schräg durch, ebenso die Rheno-danubische Flyschzone und verbindet sich mit der basalen Überschiebung des Alpenin Orogens an dessen frontalem Abschnitt im Salzburger Raum (Tafel 2: Fig. 3). Die Störungszone war während der postkollisionalen Verkürzung der Nördlichen Kalkalpen vom frühen Oligozän bis zum späten Miozän aktiv und an die Exhumierung des Tauern-Fensters gebunden. Die duktile Verdickung, Stapelung und Faltung im Tauern-Fenster ging mit E-gerichteter Streckung einher, wobei die Inntal-Störung hierbei die Nordbegrenzung des E-gerichteten Materialtransportes darstellte. Aus der Analyse der Sprödstrukturen entlang der Störungszone geht ein sinistral transpressives Deformationsregime hervor (ORTNER et al., 2006).

5.4. Landschaftsentwicklung im Pliozän und Quartär

5.4.1. Morphogenese und Talentwicklung

Ab dem Pliozän (5,3–2,6 Ma) bis in die heutige Zeit erfolgte aufgrund anhaltender Oberflächenhebung und letztlich Überprägung durch die eiszeitlichen Vergletscherungen eine verstärkte erosive Umgestaltung des Alpenorogens zum gegenwärtigen ausgeprägten Hochgebirge. Die anfallenden großen Schuttmengen wurden hierbei von den Flüssen und den Gletschern in die Vorlandbecken des Nördlichen und Südlichen Alpenvorlandes verfrachtet (HINDERER, 2001; FRISCH et al., 2000, 2008).

Das Talsystem der Alpen war mit Beginn des Quartärs vor etwa 2,6 Ma in den Grundzügen bereits fertig angelegt. Es bekam, wie ein Großteil des Ostalpenreliefs, durch die Eiszeiten zusätzlich einen markanten „glazialen Schriff“.

Aus den Ostalpen sind bisher vier Glaziale (Günz, Mindel, Riss und Würm) seit dem Beginn des Mittelpleistozäns (ca. 800 ka; VAN HUSEN, 2000) nachgewiesen worden, die durch Vollvergletscherungen des Gebirges (Eisstromnetz) und große, in das Alpenvorland reichende Piedmontgletscher gekennzeichnet waren. Die Maximalausdehnung der Gletscher ist durch Endmoränenwälle und genetisch damit verbundene proglaziale Schotterfluren sowie verschiedene glazilogene, glaziofluviale, glaziolakustrine und periglaziale Sedimente und morphologische Phänomene dokumentiert (PENCK & BRÜCKNER, 1901–1909; VAN HUSEN, 2000). Deren Belege in den alpinen Tälern – wie auch diejenigen vergangener Interglaziale – wurden größtenteils während der nachfolgenden Großvergletscherung wieder erodiert. Zumeist liegen Daten über die inneralpine Klimaentwicklung nur lückenhaft an der Oberfläche (siehe VAN HUSEN, 2000) bzw. in Höhlen (Speläotheme; MEYER et al., 2009; SPÖTL et al.,

2014a, 2018; SPÖTL, 2016) vor. Daher ist man hinsichtlich der Rekonstruktion des Klimaganges vom letzten Interglazial (Riss-Würm-Interglazial, 130–115 ka) bis zur letzten Vollvergletscherung (Würm-Hochglazial) und ihren landschaftsprägenden Auswirkungen auf die Dokumente im Unterinntal angewiesen. Eine ausführliche Beschreibung dazu verfasste REITNER (2011).

Nach neueren Forschungsergebnissen belegen zumindest Teile der Höttinger Brekzie eine Schuttfächerablagerung am Südrand der Nördlichen Kalkalpen unter interglazialen bis interstadialen Bedingungen (GEMMELL & SPÖTL, 2009; SANDERS & SPÖTL, 2014). Für den Zeitraum des Frühwürms (115–73 ka) ist im Raum Innsbruck eine Eisfreiheit plausibel (SPÖTL & MANGINI, 2006). Die prägende Bedeutung gravitativer Prozesse für die Gestaltung des Talraumes im Frühwürm ist aus den neuesten Untersuchungen am Unterangerberg im Unterinntal ersichtlich (GRUBER et al., 2009; STARNBERGER et al., 2013; REITNER & GRUBER, 2014). Die Platznahme der Gleitmassen der Bergstürze vom Butterbichl und von Mariastein erfolgte im Zeitraum von 115–62 ka, begleitet von anschließenden Seenbildungen. Sedimentanalysen und Sedimentdatierungen dieses Raumes lassen vom Ende des Riss-Würm-Interglazials bis zum letzten glazialen Maximum des Würm-Glazials (LGM) eine Landschaftsentwicklung rekonstruieren, die paläoklimatisch durch den Wechsel von kühl gemäßigttem Klima (boreale Baumvegetation) zu kaltem Klima (Gras- und Buschvegetation) mit Permafrostaktivität geprägt war. Am Übergang zum Würm-Hochglazial wurde dieses Gebiet wieder Teil des fluviatilen Sedimentationsbereichs des Inn, dokumentiert durch starke Aufschotterung aufgrund einer massiven Klimaverschlechterung. Die Höhlenbärenknochen und Artefakte von Knochen der Tischofer Höhle bei Kufstein, die von SPÖTL et al. (2014a) auf ^{14}C -Alter von 44,3–33,5 ka respektive 36,4–33,5 ka bestimmt wurden, sind ein wichtiger Beleg sowohl für die paläolithische Präsenz des Menschen, als auch für die Eisfreiheit des untersten Tiroler Inntales im späten Mittelwürm.

Die in das Mittelwürm datierten Sedimente der Mittelgebirgsterrassen östlich von Innsbruck (Bändertone von Baumkirchen) liefern die wichtigsten Nachweise, wie lange das Inntal in diesem Abschnitt eisfrei war. Ab 45 ka (PATZELT & RESCH, 1986; KLASSEN et al., 2007) setzte demnach eine markante Klimaverschlechterung ein. Diese hatte im Inntal eine starke Sedimentation mit vorbauenden Schwemmfächern aus den Seitentälern und dazwischen seichten Seen (mindestens zwei Seephasen) mit Stillwasserablagerungen zur Folge (BARRETT et al., 2017a, b; vgl. auch SPÖTL et al., 2013, 2014b). Die Oberkante der Baumkirchner Bändertone markiert den Beginn des Spätwürms und auch des Würm-Hochglazials (CHALINE & JERZ, 1984).

In die Übergangsphase von Mittelwürm zu Spätwürm bzw. in den Beginn des Würm-Hochglazials dürfte auch die Bildung des Achensee-Dammes fallen, der hauptsächlich ein Gebilde pro- und randglazialer Sedimente darstellt, die in Zusammenhang mit einem Vorstoß des Zillertalglaziers akkumulierten (PENCK, 1882; BLAAS, 1889; AMPFERER, 1905b, 1939a; AMPFERER & PINTER, 1927; POSCHER, 1994; BURGER et al., 2011). Der Achensee-Damm zwang auch das ursprünglich dem Inn tributäre südliche Achental zur Entwässerung nach Norden in die Isar.

In diese Zeit fällt auch die Zementation der Bachkonglomerat-Reste (**23**) an den Felswänden der Grundacheklamm bei Steinberg, die mit $29,7 \pm 1,8$ ka das höchste nachgewiesene Mindestalter eines quartären Sediments auf dem Kartenblatt aufweisen (OSTERMANN, 2006; SANDERS et al., 2014). Für die genannte Zeit ist folglich auch eine Eisfreiheit für das in rund 1.000 m Höhe liegende Becken von Steinberg anzunehmen. Zur Zeit der Ablagerung des Bachsediments waren bereits tiefe, fluviatile Abflusssysteme (Schluchten, Klammern) angelegt, die vermutlich während mehrerer glazialer und interglazialer Zyklen hinweg gebildet wurden (SANDERS et al., 2014).

5.4.2. Eisaufbau und Übergang zur Vollvergletscherung des Würm-Hochglazials

Der Aufbau zum Würm-hochglazialen Eisstromnetz begann in dem für Blatt Achenkirch relevanten Inn-gletschersystem in den hohen Gebirgszügen südlich des Inntales, den Stubai, Tuxer und Zillertaler Alpen (Abb. 18). Die Gletscher folgten dem bestehenden Talsystem. Da die mächtigen Eisströme der Zentralalpen sich beim Anwachsen gegenseitig blockierten – wie beispielsweise am Ausgang des Silltales bei Innsbruck – wurde in deren Folge die Eisoberfläche über die Schneegrenze angehoben (VAN HUSEN, 2000). Dieser Zuwachs an Akkumulationsfläche ermöglichte ein beschleunigtes Anwachsen und Vorstoßen des Inn-gletschers, in dessen Folge schon bald auch tiefliegende Wasserscheiden wie die Fernpasstalung,

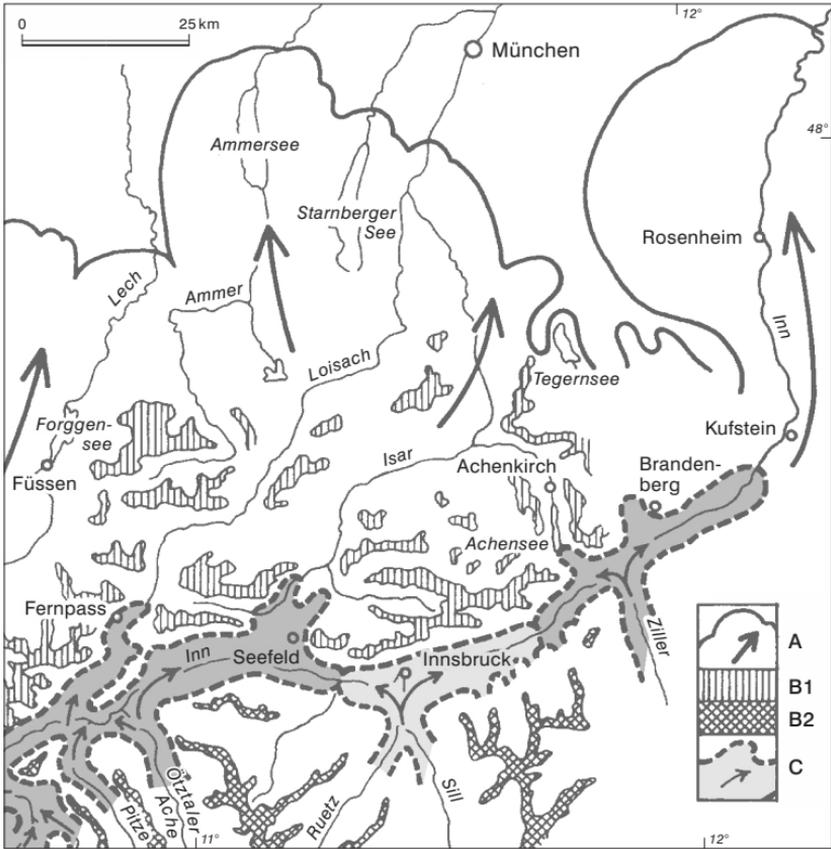


Abb. 18. Vermutete Gletscherausdehnung im Inntal am Beginn der finalen Vorstoßphase von Gletschern aus den Zentralalpen, die durch gegenseitige Eisblockade, daraus folgende Eisaufhöhung und Transfluenzen in die Nördlichen Kalkalpen gekennzeichnet ist, begleitet von vielfachen Eisstaustationen. A: Hauptvorstöße und maximale Gletscherausdehnung der großen Gletscherströme im Alpenvorland während des Würm-Hochglazials (LGM). B: Über das Eisstromnetz aufragende Felsareale (Nunatakker) in den Nördlichen Kalkalpen (B1) bzw in den Zentralalpen (B2). C: Ausbreitungsrichtung und gegenseitige Blockade der großen zentralalpiner Talgletscher im Inntal. Abbildung verändert und vereinfacht nach VAN HUSEN (2000), REITNER (2011) sowie REITNER & GRUBER (2014).

der Seefelder Sattel (ca. 1.200 m) und auch die Achensee-Schwelle bei Maurach (ca. 950 m) in Richtung Norden überflossen wurden. Somit gelangte Eis von den Zentralalpen in die großen Quertäler der Nördlichen Kalkalpen, noch bevor diese von den dortigen Lokalgletschern erfüllt waren. Die hohen Gehalte an Kristallingerollen in den Vorstoßschottern des Loisach- und Isartales (DREESBACH, 1985), wie auch jene im Brandenberger und Achental, spiegeln diesen Prozess wider. Im Unterinntal (Kartenblätter ÖK 89, 90, 119, 120, 121) setzte sich der Inngletscher maßgeblich aus den Eismassen des Zillertales zusammen und erreichte die Seitentäler zunächst südlich (Kitzbüheler Alpen), dann auch nördlich (Karwendel und Rofan) des Inntales, noch bevor die jeweiligen Lokalgletscher diese Täler einnehmen konnten. Wie in der Wildschönau (REITNER, 2008) führte das Vordringen des Inngletschers auch im Achental und besonders eindrucksvoll im weiter östlich gelegenen Tal der Steinberger Ache (Brandenberger Tal) zum Aufstau der Schmelzwässer und zur Bildung von Eisstauseen, in welche die Fronten von Inn- und Lokalgletschern kalbten (GRUBER et al., 2011a; SANDERS et al., 2014; vgl. AMPFERER, 1914c; WOLF, 1922). In den Schluchten der Steinberger Ache und der Grundache (z.T. auf ÖK 89 und 119) ist der Aufstau des Eisstausees im Vorfeld des Gletschervorstoßes über Bachsedimenten des lokalen Einzugsgebietes (23) mit mächtigen Abfolgen von lakustrinen Sedimenten (Bänderschlufluffe, 25; z.T. Schlamm- und Schuttstromablagerungen, 24) und ertrunkenen Deltasequenzen (Delta-Bottomset über Delta-Topset, 25) bestens dokumentiert. Das anschließende Verfüllen des lakustrinen Stauraumes durch fluviatile Sedimente drückt sich durch Vorstoßkiese und vorbauende Deltafronten und schließlich durch die diskordante Auflagerung des gesamten Sedimentationsraumes mit Würm-hochglazialer Grundmoräne (22) aus.

Während des Höhepunktes des Würm-Hochglazials existierte mit Vollendung des Eisstromnetzes ein genereller S–N-Gradient der Eisoberfläche, womit auch höhere Wasserscheiden als Eisübertritte (Transfluenzen) fungierten. Letztlich waren die vom Inngletscher genährten Vorlandgletscherloben (Loisach-/Isargletscher) ungleich größer als jene, die vorwiegend von Gletschern der Nördlichen Kalkalpen gebildet wurden, wie beispielsweise der des Lechgletschers. Die geringe Reichweite des Brandenberger/Tegernseer Gletschers östlich des Achentales könnte mit erschwertem Eindringen der Eismassen in das verwinkelte Brandenberger Tal und vielfachen Eistransfluenzen in die benachbarten Täler östlich und westlich davon zusammenhängen (Abb. 18).

Während des letzten Würm-zeitlichen Gletscherhochstandes (LGM – Last Glacial Maximum) um etwa 26–20 ka (MONEGATO et al., 2007) waren das Achental und seine Nebentäler bis auf etwa 1.800 m Seehöhe (südliches Achental, PENCK & BRÜCKNER, 1901–1909) von mächtigen Eismassen erfüllt (Faltable 1: Fig. 4). Nur die höchsten Gipfel ragten als Nunatakker aus diesem Eisstromnetz heraus. Die Eisoberkante wurde über Schliftgrenzen und Findlingsstreu (19) schon früh von PENCK & BRÜCKNER (1901–1909), KLEBELSBERG (1913, 1914), WOLF (1922, 1924) und MUTSCHLECHNER (1948) ermittelt. Neben den drei vom Inngletscher genährten Hauptgletscherströmen des Achentalgletschers, des Isargletschers weiter nordwestlich und des Brandenberger Gletschers östlich, die generell einen Abfluss nach Norden und Nordosten, zum Teil auch nach Nordwesten, aufwiesen, gab es lokale Gletschersysteme im Karwendel, im Rofan und im Guffert-Massiv. Deren Eigenvergletscherung war offenbar groß genug, um dem herandrängenden Achentalgletscher im Westen und dem Inngletscher im Osten standzuhalten bzw. diese abzudrängen. Über das Fehlen von zentralalpiner kristalliner Geschieben in diesen Gebieten lässt sich die Geometrie der Lokalvergletscherung rekonstruieren. Diese bestand aus einem System mächtiger Kar- und Talgletscher sowie im Falle des Rofan und Guffert-Massivs aus einer Plateauvergletscherung (vgl. SPÖTL et al., 2021). Im Karwendel war jedenfalls die



Abb. 19.

Asymmetrische Schliffformen am Gröbner Hals (1.654 m) deuten auf Eisübertritte vom Tiefenbachtal (Bächental, rechts) nach Osten in das Unteraulal (Achenal, vorne links) hin; die Asymmetrie ist zum Teil durch postglaziale Rückböschungsprozesse, hauptsächlich in der Schrambach-Formation (27), zusätzlich akzentuiert worden. Blick von den Abhängen des Rether Kopfs (1.926 m) nach Süden auf die Sonntagsspitze (1.926 m, links) und die Schreckenspitze (2.022 m) (Foto: A. GRUBER, 2006).

Vergletscherung derart mächtig, dass Pässe und Einsattelungen in das Bächental (Schleimssattel) und in das Achenal (Pasillsattel, Oberaulal) bzw. vom Bächental in das Achenal (Gröbner Hals, Unteraulal; Rotwandalmssattel, Pitzbachtal) von Süden nach Norden überflossen wurden, wie an asymmetrischen Schliffformen und an entsprechenden glazialen Ablagerungen sichtbar ist (Faltable 1: Fig. 4; Abb. 19). So sind die Würm-hochglaziale Vergletscherung und der Einfluss des Innigletschers allenthalben durch mehr oder weniger mächtige und ausgedehnte Reste von Grundmoränen-Ablagerungen (22) und deren Verbreitung bis über 1.700 m Höhe und durch die Findlingsstreu (19) mit reichlich Kristallinkomponenten aus den Zentralalpen bis nahe 1.500 m (vgl. MUTSCHLECHNER, 1948) nachvollziehbar.

Morphologische Zeugen des LGM und auch des Würm-Spätglazials, insbesondere Abtragsformen über Festgesteinen, sind vielerorts vor allem als Kare, überschleifte Felskämme, Rundhöcker, Transfluenzspässe etc. überliefert. Die „glaziale Striung“ ist auf Laserscan-Bildern (©Land Tirol) an der Westseite des Achenales sehr gut zu erkennen, wo ein Abfließen des Gletschers geradewegs nach Norden über den Blaubergkamm und nach Nordwesten in das Isartal evident wird.

Glaziale Übertiefungen bis 140 m im Achenal (Achenkirch) und seinen Nebentälern bei Pertisau sowie bis 170 m am Großen Ahornboden im benachbarten Rissal (ÖK 118, 119) wurden jüngst im Rahmen von geoelektrischen und seismischen Untersuchungen ermittelt (VAN HUSEN, 2000; RÖMER & BIEBER, 2011; MAIR et al., 2016; FUHRMANN, 2017; SPÖTL, 2019; vgl. Kap. 12).

5.4.3. Würm-Spätglazial

Phase des Eiszerfalls

Mit Beginn des Würm-Spätglazials um etwa 20–19 ka (vgl. REITNER et al., 2016) stieg die Schneegrenze an und weite Bereiche des Inngletschers und der größeren Lokalgletscher des Karwendels und der Brandenberger Alpen lagen als nicht mehr genährte, sondern als stagnierende Gletscherzungen vor, die in sich zusammensanken und sich in weiterer Folge in räumlich getrennte Eiskörper, sogenanntes Toteis, separierten. Hierbei muss angenommen werden, dass die an Eismasse wesentlich kleineren Lokalgletscher viel rascher ab- und zurückschmolzen. Gletschervorstöße des frühen Spätglazials (während des Eiszerfalls) beschränkten sich auf kleinere Vorstöße von Lokalgletschern, die sich schon vom niederschmelzenden Eisstromnetz separiert hatten (REITNER, 2007; REITNER et al., 2016). Möglicherweise zählen dazu auch die von AMPFERER (1941a) aus dem Oberautal und in den Quelltälern der Grundache/Steinberger Ache am Nordabhang des Rofan beschriebenen Endmoränen an den Talausgängen.

Bedingt durch das reichliche Angebot von leicht erodierbarem Lockermaterial, beispielsweise von Moränenablagerungen, sowie von großen Schmelzwassermengen wurden Lockersedimentkörper am Rand der kollabierenden Toteiskörper abgelagert. Man spricht daher von Staukörpern am Eisrand (16). Die Ablagerung erfolgte meist an den Mündungsbereichen von Seitentälern in Nischen des stagnierenden und einsinkenden Eises. Belege für diese Phase liegen in den verschiedenen Terrassenkörpern im Bächen-, Achen- und Weißachtal sowie im Becken von Steinberg vor. Da die großen alpinen Täler schon etwa vor 19 ka eisfrei waren (VAN HUSEN, 2000; REITNER, 2007), ist es wahrscheinlich, dass auch das Bächen- und Achen- und der Talkessel von Steinberg eisfrei waren. Das südlich von Achenkirch übertiefte Achen- tal dürfte hierbei als großer Schmelzwassersee vorgelegen haben, der mit seinen Armen zum Teil tief in die Karwendeltäler hineingereicht haben könnte, und in der Folge während spätglazialer Gletschervorstöße vermutlich rasch bis auf den heutigen „Restsee“, den Achensee, mit (glazio-)fluviatilen Sedimenten sowie zum Teil mit Ablagerungen von gravitativen Massenbewegungen (OSWALD et al., 2018, 2021) aufgefüllt worden ist. Dieser Verfüllungsprozess dürfte ebenso im Mündungsbereich des Ober- und Unterautales in das Achen- tal vonstattengegangen sein (Kap. 12). Die Abfolge von mächtigen Schluffen, Sanden und letztlich Kiesen ist für das vordere Falzthurmtal bei Pertisau dokumentiert (FUHRMANN, 2017). Seit 2017 werden von der Arbeitsgruppe von MICHAEL STRASSER (Universität Innsbruck) vielversprechende, hochauflösende seismische Messungen, Bohrkernuntersuchungen sowie Datierungen des Sedimentinhaltes des Achensee-Beckens durchgeführt (erste Ergebnisse in OSWALD et al., 2018, 2021). Bei Steinberg am Rofan ist die zeitweise Existenz eines spätglazialen Sees durch eine gestaffelte Deltasequenz (nur Fore- und Topsets) belegt. Weitere Nachweise für frühe Würm-spätglaziale Eisstauseen und deren Verfüllung wurden auch aus dem Risstal (SPÖTL et al., 2014c) und Isartal bei Fall (ÖK 87; DOBEN, 1993) sowie aus dem Tegernseer Tal (DOBEN, 1995) erbracht.

Glazialbildungen im Würm-Spätglazial

Nach dem Abschmelzen der letzten Toteisreste existierte in den Talräumen eine freie, ungehinderte Entwässerung. Die zuvor abgelagerten Eisrandsedimente wurden wieder erodiert. Während des markanten Klimarückschlages des Gschnitz-Stadials (an der Typlokalität bei Trins im Gschnitztal mittels Expositionsaltersdatierung [¹⁰Be] von Moränenblöcken auf ein Alter von $16,8 \pm 1,7$ ka datiert; IVY-OCHS et al., 2006) ereignete sich ein weit verbreiteter, mehrere Jahrhunderte dauernder Wiedervorstöß der großen Alpengletscher. Aus der Rekonstruktion des Gschnitz-zeitlichen

Gletschers an der Typlokalität postulierten KERSCHNER et al. (2003) eine Absenkung der Schneegrenze von etwa 700 m gegenüber jener des 1850er Standes (LIA - Little Ice Age) und ein kaltes (Temperaturrückgang von bis zu 10 °C gegenüber heute), trockenes Klima (vgl. IVY-OCHS et al., 2008; KERSCHNER, 2009).

Da für das Gschnitz-Stadial keine verlässlichen Anhaltspunkte über die Ausdehnung des Innegletschers vorliegen, kann über diese nur spekuliert werden: Vermutlich waren die größeren Täler noch vergletschert, in günstigen Fällen erreichten die Gletscherzungen auch die Haupttäler wie das Inntal.

Im etwa 2.000 Jahre umfassenden Bölling-Alleröd-Interstadial (KERSCHNER, 2009) erfolgte eine markante Klimaverbesserung und damit einhergehend eine Wiederbewaldung mit Birken und Föhren, wie das Lansermoor-Profil im Inntal belegt (BORTENSCHLAGER, 1984).

Der erneute Klimarückschlag während der Jüngeren Dryas führte zu einem Wiedervorstoß der Gletscher um 12,8 ka, dem Egesen-Stadial (KERSCHNER, 2009). Dieses Stadial ist durch mehrere Gletschervorstöße charakterisiert, die eine vielgliedrige Moränenserie mit Stabilisierung bis um 11,5 ka hinterließen, die in den Zentralalpen durch akzentuierte End- und Seitenmoränenstapeln gut dokumentiert ist (HERTL & KERSCHNER, 2001; SAILER, 2002; REITNER et al., 2016). Generell lag die Schneegrenze im Vergleich zur Gletscherausdehnung um 1850 etwa 150 bis 400 m tiefer, wobei die höheren Werte am niederschlagsreichen Alpenrand vorlagen. Das instabile Klima war in der frühen Phase feucht und kühl. Die trocken-kalte Spätphase ist durch Gletscherrückzüge und Blockgletscherentwicklungen in den eisfrei gewordenen Arealen gekennzeichnet (KERSCHNER, 2009; vgl. IVY-OCHS et al., 2009).

Trotz des Vorkommens zahlreicher gut entwickelter, gestaffelter Seiten- und Endmoränenwälle in den Nördlichen Kalkalpen lassen sich zur dortigen Gletscherausdehnung während des Gschnitz- und Egesen-Stadials zum gegenwärtigen Zeitpunkt keine verlässlichen Aussagen machen. Dies lässt sich mit den von den Zentralalpen abweichenden topografisch-klimatischen Bedingungen und dem weitgehenden Fehlen der Bezugsmoränen des 1850er Standes der „Kleinen Eiszeit“ (LIA) für Schneegrenzdepressionsberechnungen begründen. Analogieschlüsse mit den gut erforschten Zentralalpen könnten somit zu falschen Interpretationen führen (vgl. REITNER et al., 2016). Deshalb ist man auf Absolutdatierungen, zum Beispiel von stabilisierten Gletschermoränen oder Blockgletscherablagerungen angewiesen, wie sie jüngst erstmals von MORAN et al. (2016a, b) an spätwürmzeitlichen bis frühholozänen Beispielen im Mieminger Gebirge (ÖK 116) und im Karwendel (ÖK 118) durchgeführt wurden. Auf dem Kartenblatt Achenkirch sind aus diesen Gründen nur zeitlich undifferenzierte Würm-spätglaziale Moränen (-ablagerungen, **21**) aus- geschieden.

Sowohl in anderen ehemals vergletscherten Gebieten (REITNER et al., 1993; VAN HUSEN, 2000) ist davon auszugehen, dass die meisten großen gravitativen Massenbewegungen (**10–13**) an den glazial übersteilten Talflanken unmittelbar mit dem Schwinden der letzten Großvergletscherung schon im frühen Würm-Spätglazial einsetzten.

5.4.4. Holozän

Mit dem markanten Temperaturanstieg am Beginn des Holozäns vor 11,7 ka setzte die vollständige Wiederbewaldung bis hinauf in alpine Regionen (bis 2.400 m Höhe; VEIT, 2002) ein. Damit begann vermutlich auch die Bildung der zahlreichen Moore (**6**) am Kartenblatt (siehe Kap. 8). Die Wiederbewaldung führte zu einer starken Verminderung der Erosion, insbesondere der Hang- und Murschuttbildung (**8**,

9, 17). Diese Prozesse waren im vorangegangenen, vegetationsarmen Würm-Spätglazial sehr stark ausgeprägt und blieben im Holozän im Allgemeinen auf Gebiete oberhalb der Waldgrenze nahe 1.900 m beschränkt. Das Klima und die Gletscher pendelten im Holozän einige Male um die heutigen Verhältnisse mit Temperaturschwankungen im Rahmen von ± 2 °C (PATZELT & BORTENSCHLAGER, 1978). Die Gletscher waren bereits ab 10,5 ka (NICOLUSSI & PATZELT, 2000) auf neuzeitliche oder kleinere Größen zurückgeschmolzen. Als Maßstab für die Maximalausdehnung während des Holozäns dienen die noch frischen 1850er Moränenstände der „Kleinen Eiszeit“ (LIA), die in den Nördlichen Kalkalpen generell nur spärlich vorkommen, auf dem Kartenblatt aufgrund zu geringer Gebirgshöhen jedoch vollkommen fehlen.

Seit dem Beginn des Holozäns dominierte lineares Einschneiden von Bächen und Flüssen und die damit verbundene Hang-Abtragung entlang der Gerinne. Die nacheiszeitliche Entwicklung der Schwemmkegel (**7**) und des Talsohlenbereiches (**2, 3**) ist durch einen mehrfachen Wechsel von Perioden verstärkter Sedimentakkumulation mit Erosions- und Stagnationsphasen geprägt, wobei insgesamt die Aufschüttung auf Schutt-, Mur- und Schwemmkegeln (**7**) überwiegt. Dies konnten PATZELT (1987, 2012a, b, 2014) und PATZELT & WEBER (2015) anhand der holozänen Sedimentationsgeschichte im Inntal zeigen.

Gegenwärtig sind neben den aktiven Massenbewegungen die Muren- und Wildbachaktivität (**2, 3**) im Zuge von Hochwässern für den Hauptabtrag des Gebirges bzw. die talwärtige Verlagerung von Fest- und Lockergesteinsmaterial verantwortlich. Das große Augusthochwasser von 2005 hat letztthin die beachtlichen Erosionsleistungen und Sedimentumlagerungen der Wildbäche, insbesondere im Bächen-, Unterau- und Oberautal, eindrucksvoll aufgezeigt (vgl. **7, 3** in Kap. 6.3.3).

6. Erläuterungen zur Kartenlegende

(A. GRUBER, M. LOTTER, R. BRANDNER, T. SAUSGRUBER, A. SPIELER,
D. SANDERS & I. DRAXLER)

6.1. Diverse Zeichen

Katakklasezone / Kakirit

Entlang von größeren Störungen im Hauptdolomit (**41**), untergeordnet im Wettersteindolomit (**50, 48**) und in Dolomiten der Nordalpinen Raibler Schichten (**44**), gibt es Meter bis Zehnermeter breite Zonen mit spröder Gesteinsdeformation (Katakklase; REUTHER, 2012). Diese meist kohäsiven Störungsgesteine (Katakklasite) setzen sich aus größtenteils eckigen Klasten und Fragmenten verschiedener Korngrößen sowie stark schwankenden Anteilen meist feinkörniger Matrix des Ausgangsgesteins zusammen (Mikro- bis Megabrekzien). Die durch die Deformation entstandenen Mikrorisse, Klüfte, Spalten und Kleinstörungen sowie die Matrix sind karbonatisch zementiert. Auf der Geologischen Karte sind aus Maßstabsgründen nur die breitesten Katakklasezonen entlang einer großen N-gerichteten Aufschiebung und einer N-S streichenden Seitenverschiebung in den Nordabstürzen des Demeljoch-Massivs dargestellt.

Bachschwinde

Bei den auf der Geologischen Karte dargestellten Schwinden handelt es sich um Ponore (Schlucklöcher) von Kleingerinnen im verkarsteten Plattenkalk (**40**) sowie in Kalken der Kössen-Formation (**39**) mit unterirdischem Abfluss (STEINBICHLER et al., 2019). Ein eindrucksvoller Ponor ist im großen **Polje der Sindelsdorfer Alm/ Bayerischen Wildalm** südöstlich unterhalb der Halserspitze (1.863 m) ausgebildet, mit Wiederaustritt des abfließenden Wassers zum nordöstlich gelegenen Bayrbach (Kap. 10; Abb. 63a, b).

Großer Quellaustritt

Von den zahlreichen Quellaustritten auf dem Kartenblatt wurden die bedeutenderen unter diesem Symbol hervorgehoben. Dazu zählen auch Quellen, die große jahreszeitliche Schüttungsschwankungen aufweisen und in Einzelfällen auch längere Zeit trockenfallen. Zusätzliche Quellvorkommen sind den in der topografischen Kartenvorlage des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (BEV) verzeichneten Quellsymbolen zu entnehmen.

Gefasste Quelle

Mit diesem Symbol sind die wichtigsten für die kommunale oder private Trinkwasserversorgung gefassten Quellen dargestellt (Kap. 9).

Kies-, Sand-, Schottergrube

Das Symbol für Lockergesteinsgewinnung umfasst sowohl größere dauerhafte, von Firmen kommerziell betriebene Abbaugruben (Kap. 11), als auch sporadisch für den Eigenbedarf genutzte Kleinstabbaue (z.B. Wegschotterung für Fahrwege der Österreichischen Bundesforste).

Steinbruch

Das Steinbruchsymbol kennzeichnet dauerhafte als auch sporadisch in Betrieb befindliche Abbaue auf Festgesteine.

Bergbau im Betrieb (Bitumen)

Der einzige im Kartenblattbereich vorkommende Bergbau in Betrieb ist der weitum bekannte Abbau der unterjurassischen „Bächentaler Bitumenmergel“ (33) im hinteren Bächental nahe dem Tiefenbachalm-Mitterleger (Abb. 64). In den Wintermonaten ruht der Betrieb (nähere Informationen in Kap. 11.1).

6.2. Mitteltrias bis Unterkreide des Tirolikums (Inntal-Lechtal-Decke)

49 Wettersteinkalk (Riff- und Riffrückseitenfazies; Oberes Ladinium)

50 dolomitisiert

47 Wettersteinkalk (Lagunenfazies; Oberes Ladinium–Karnium)

48 dolomitisiert

Allgemeines: Als Wettersteinkalk (Begriffsprägung durch GÜMBEL, 1861: 221) wird die Karbonatplattform-Fazies der nordalpinen Mittel- bis untersten Obertrias (oberes Anisium bis unteres Karnium) im weitesten Sinne bezeichnet. Die Plattformentwicklung lässt sich in vier Faziesbereiche – Riffhang, Riff, riffnahe Lagune und riffferne Lagune – unterteilen, die eine horizontale sowie eine vertikale Abfolge bilden (ОТТ, 1972). Kennzeichnend für die Wettersteinkalk-Riffe ist die Verzahnung mit den Beckensedimenten der Reifling-Formation und der Partnach Schichten. Die letzte Entwicklung zeigt ein in der Fläche weit ausgreifendes Vorwachsen des Riffes und der darüber nachwachsenden Lagune in das Partnach-Becken, verursacht durch eine stark regressive Entwicklung am Beginn des Karniums (BRANDNER, 1978). Internaufbau, Wachstumsdynamik und Diagenese von Wettersteinkalk-Riffen studieren SARNTHEIN (1965, 1967), BRANDNER (1978), BRANDNER & RESCH (1981) und NITTEL (2006) am Beispiel des Hafelekar-Riffes im Karwendel im Detail. Erste Beschreibungen des Wettersteinkalks/Wettersteindolomits auf dem Kartenblatt stammen von PICHLER (1856: „Alpenkalk“), AMPFERER (1914c) und LEUCHS (1921). BUNZA (1971) unterscheidet Riff-, Rückriff- und Lagunenfazies.

Lithologie: Im Gelände lässt sich eine Zweiteilung des Wettersteinkalks vornehmen: Der untere Abschnitt aus **Wettersteinkalk/-dolomit in Riff- und Riffrückseitenfazies (49, 50)** besteht aus hellgrauen bis mittelgrauen, massigen bis dickbankigen, leicht dolomitisierten Kalken (Abb. 20a). Diese sind nach der Klassifikation der Kalksteine von DUNHAM (1962) und EMBRY & KLOVAN (1971) als Pack- und Grainstones entwickelt, führen reichlich Riffschutt von Rotalgen, gegliederten Kalkschwämmen (Abb. 20b) sowie Gastropoden und weisen verschiedene Riffhohlraumgefüge wie Großoolithe und Stromatactis auf. Im Dünnschliff erwähnt MOSHAMMER (2011) aus dem Riffareal beim Jagdhaus Floßbach (Steinberg am Rofan) an Biogenen vor allem Kalkschwämme als Gerüstbildner sowie Microproblematika, darunter *Tubiphytes* sp. und *Plexorama cerebriiformis*. Algen fungieren als Sedimentfänger und Sedimentbinder.

Der obere Abschnitt besteht aus **Wettersteinkalk in Lagunenfazies (47)** mit relativ scharfem Übergang aus der unterlagernden Rifffazies. Charakteristisch sind dm- bis m-dicke Wechselfolgen von weißen bis beige-hellgrauen, teils fossilfreien mikritischen, teils arenitischen, mitunter schräggeschichteten und gradierten, bioklastischen Kalken (Pack- bis Grainstones). Diese sind reich an Peloiden, Bivalven-, Gastropoden- und Algenresten sowie lokal an Onkoiden, die das Subtidal repräsentieren. Stromatolithaminite mit Spatitaugen (*birdseyes*) und laminaren Fenstergefügen, vereinzelt mit Teepee-Strukturen und Brekzienlagen aus Intraklasten, vertreten das Intertidal. Man könnte hier nach FISCHER (1964) auch von Lofer-Zyklen sprechen, wobei der Horizont A aus Boden- und Brekzienbildungen (Auftauchphase) weitge-

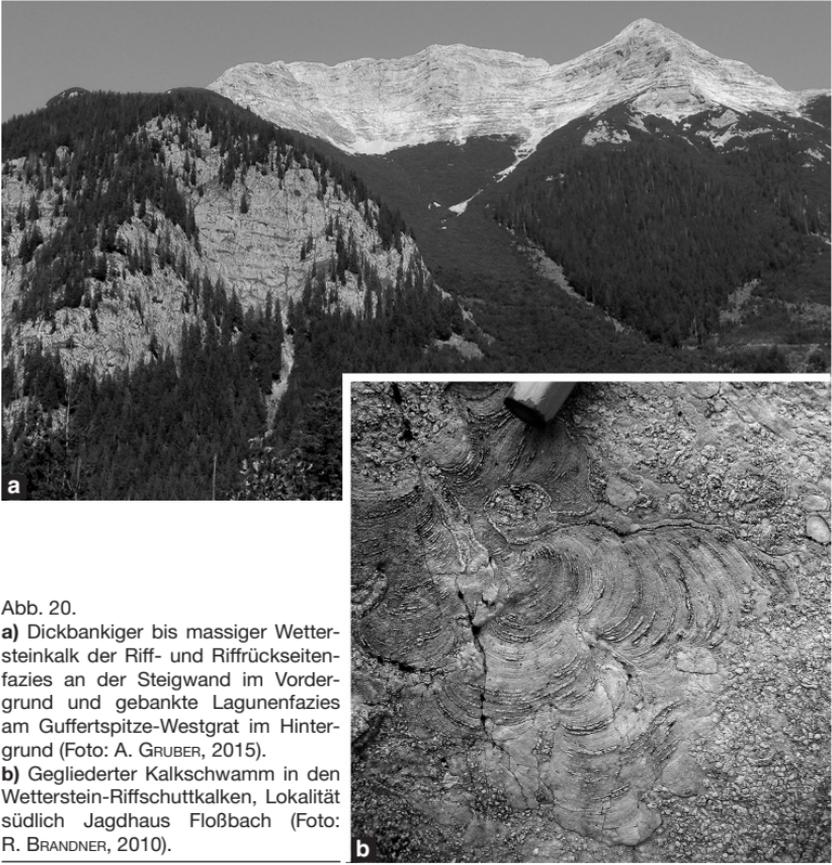


Abb. 20.

a) Dickbankiger bis massiger Wettersteinkalk der Riff- und Riffrückseitenfazies an der Steigwand im Vordergrund und gebankte Lagunenfazies am Guffertspitze-Westgrat im Hintergrund (Foto: A. GRUBER, 2015).

b) Gegliederter Kalkschwamm in den Wetterstein-Riffschuttkalken, Lokalität südlich Jagdhaus Floßbach (Foto: R. BRANDNER, 2010).

hend fehlt. An Makrofossilien finden sich neben Algenbruchstücken häufig Längs- und Querschnitte des großen turmförmigen Gastropoden *Omphaloptycha* sp. (früher *Chemnitzia* sp.). Nach oben wird die Bankung des Wettersteinkalks generell dünner. Im ungestörten stratigrafischen Übergang in die Nordalpinen Raibler Schichten (46–43), beispielsweise am Nordabfall des Guffert-Massivs, sind die obersten Bänke des Wettersteinkalks, insbesondere die dünnbankigen Lofelite des Intertidals, durch fein verteilten Pyrit in der Anwitterung ockergelb, im frischen Bruch grau-grünlich bis bräunlich gefärbt. In Spalten, deren Bildung durch Extensionstektonik und/oder durch subaerische Verkarstung in der Literatur kontrovers diskutiert wird („Präraibler Verkarstung“; BRANDNER, 1978), finden sich lokal grün-graue bis dunkelgraue, häufig dolomitisierte Mergel und Tone („Internsedimente“). Sie kündigen den Umschwung zur siliziklastisch beeinflussten Sedimentation der Nordalpinen Raibler Schichten an (BRANDNER, 1978; BRANDNER & POLESCHINSKI, 1986). Die letzte Karbonatbank wird von einer mm- bis cm-dicken, zu rotbraunen Eisenhydroxiden verwitterten Pyritschwarte bedeckt, die als „Kiesschwarte“ oder „Raibler Grenzlager“ bekannt ist (SCHULZ, 1970). Sie ist ein Hinweis auf eine Sedimentationsunterbrechung infolge der *onlap*-Situation der Raibler Schichten auf der Karbonatplattform des Wettersteinkalks.

In einem Dünnschliff aus dem untersten Lagunenabschnitt an der Straße nach Außersteinberg (bei Bildstock 1.082 m) beschreibt MOSHAMMER (2011) einen für diese Fazies typischen Packstone aus Peloiden, Rinden- und Aggregatkörnern, mikriti-

sierten Dasycladaceen, Molluskenresten, Foraminiferen, Ostracoden und diversen Schalenresten. Hohlräume zeigen laminare Fenstergefüge, die mit bräunlichen drusigen Zementen und weißen Blockzementen ausgekleidet sind. Die fortgeschrittene Dolomitisierung zeigt vereinzelte und kettenartig dicht gesprossene idiomorphe Dolomitkristalle.

Wettersteindolomit in Lagunen- (48) und Rifffazies (50) ist vor allem bei Steinberg am Rofan weitflächig verbreitet und liegt zumeist in Form weißer bis hellgrauer, fein- bis grobspätiger, zuckerkörniger Dolomite vor. Diese sind häufig auch am kleinstückigen und scharfkantigen Schutt erkennbar. Das Riffareal bei Vordersteinberg und die Lagunenfazies an den Felsflanken von Steinberger Ache und Grundache (z.T. auf ÖK 119) bestehen flächig aus Wettersteindolomit. In der Lagunenfazies (48) tritt der Dolomit überwiegend stratiform in den intertidalen Stromatolithen, aber auch in den subtidalen Bänken (Wacke-, Pack- und Grainstones) auf. Im Detail sind folgende Dolomittypen zu unterscheiden: (1) frühdiagenetische, meist feinkristalline und hellgrau anwitternde Dolomite, die faziell an peritidale Ablagerungsbereiche der typischen Lagunenfazies gebunden sind und (2) spätdiagenetische, grobkristalline Dolomite, die Kalke der Riff- und Lagunenfazies partiell erfassen. Typischerweise kann die im Zuge der Diagenese erfolgte Dolomitisierung lateral, innerhalb einer Bank enden. Die Dolomitisierung erfolgt stratiform, die unterschiedlichen Reichweiten dolomitisierender Fluids sind bereits im Gelände an der beigen Verwitterungsfarbe gut erkennbar. Zudem sind die Nahbereiche von Störungen häufig dolomitisiert. Beide Ausbildungen sind zum Beispiel an der Schaarwand östlich unterhalb des Vorderunnutz (2.078 m), im unteren Mühlbachgraben und an der Straße nach Außersteinberg entwickelt. Aufgrund des engständigen Wechsels von Kalk- und Dolomitbänken und der unscharfen Verbreitung sind die Dolomite in der Geologischen Karte in den Kammgebieten des Guffert- und Unnütz-Massivs, im Gegensatz zu AMPFERER (1912a) und BUNZA (1971), nicht eingetragen. Spätdiagenetische Wettersteindolomite (auch „Ramsaudolomit“ in den mittleren Nördlichen Kalkalpen) sind charakteristisch für die Karbonatplattform des Wettersteinkalks am Südrand des Beckens mit Reifling-Formation/Partnach Schichten.

Bildungsmilieu: Die massigen bis dickbankigen Lithotypen des unteren Abschnittes des zum Teil dolomitisierten Wettersteinkalks sind kennzeichnend für flachmarine Kalksandbarren (*sand shoals*) im Rückriffbereich einer Karbonatplattform, die hier als **Unnütz-Guffert-Pending-Plattform** bezeichnet werden kann. Die Vorrifffazies, die Riffhangfazies und die zugehörige Beckenfazies (Reifling-Formation, Partnach Schichten) sind nicht aufgeschlossen. Die gut gebankte, zyklische Folge von den meist dickbankigeren Pack- und Grainstones und den dünnbankigeren Stromatolithaminiten im oberen Abschnitt entspricht dem Wechsel zwischen flachem Subtidal und Intertidal einer Lagunenfazies. Die von Süden nach Norden abnehmende Mächtigkeit der Lagunenfazies (Faltdafel 4: Profil 6) lässt auf eine Progradation der Karbonatplattform in diese Richtung schließen. Bereits OSSWALD (1925) erwähnt, dass im einige Kilometer nördlich gelegenen Gebiet der Weißbach und des Risserkogels (1.826 m, bayerischer Anteil des Kartenblattes) der Wettersteinkalk durch „oberen Muschelkalk“ (Reifling-Formation) und Partnach Schichten vertreten wird. Diese Beckensedimente sind im Isartal in der Tiefbohrung Vorderriß (ÖK 87; BACHMANN & MÜLLER, 1981) in großer Mächtigkeit im Untergrund nachgewiesen.

Fossilinhalt und Alter: BUNZA (1971) gibt folgende Makro- und Mikrofossilien an: Kalkschwämme (*Sphinctozoa*, *Inozoa?*), *Tubiphytes* sp., Gastropoden (*Omphaloptycha* sp.), Algen (Dasycladaceen: *Diplopore* sp., *Teutloporella herculea* im riffnahen Bereich; Codiaceen), Bivalven, Filamente (Schälchen dünnwandiger Muscheln), Foraminiferen (*Miliolidae*, *Throchaminidae*, *Rheophax* sp., *Ammodiscus* sp., *Pseudonodosaria* sp.), *Girvanella*, Ostracoden.

Aufgrund der dürtigen biostratigrafischen Datengrundlage sind weder genaue Aussagen zum zeitlichen Gesamtumfang der Plattformentwicklung, noch zur Unterscheidung eines ladinischen von einem karnischen Wettersteinkalk möglich. Die wahrscheinliche Riffprogradation nach Norden bzw. Nordwesten lässt folgern, dass die Wettersteinkalk-Plattform im Raum Steinberg und Unnutz-/Guffert-Massiv mit den Partnach Schichten verzahnt und somit **unterkarnisches Alter** aufweist. Das mit dem progradierenden Riff gekoppelte „Nachwandern“ der Lagune (BRANDNER, 1978; BRANDNER & RESCH, 1980, 1981; BRANDNER & POLESCHINSKI, 1986) impliziert für diese demnach ebenso unterkarnisches Alter, da auf der Lagune überall stratiform die Nordalpinen Raibler Schichten (46–43) folgen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Wettersteinkalk/-dolomit (50–47) weist seine ausschließliche und zusammenhängende Verbreitung auf dem Kartenblatt im Talbecken von Steinberg am Rofan sowie im Unnutz- und Guffert-Massiv auf (Vorderunnutz, 2.078 m; Guffertspitze, 2.194 m). Die Riff- und Rückrifffazies tritt in einem durch eine Domstruktur bedingt oval begrenzten Bereich an den Ost- bzw. Südhängen des Unnutz- bzw. Guffert-Massivs auf. Die Mächtigkeit des Riff- und Rückriffanteils beträgt mindestens 400 bis 500 m (Falldtafel 4: Profile 6, 11, 12), die des lagunären Anteils mindestens 1.200 m. Aus Profil 6 (Falldtafel 4) geht hervor, dass die Lagunenfazies im Bereich des Vorderunnutz wesentlich mächtiger ist (1.500 m?) als im Guffert-Massiv (800 m) (siehe auch Falldtafel 4: Profile 11, 12). Daraus kann man schließen, dass der Karbonatplattformrand zum Becken hin im Guffert-Gebiet näher liegt als im Unnutz-Gebiet.

Stratigrafisch Liegendes: Nicht aufgeschlossen, vermutlich Partnach Schichten.

Stratigrafisch Hangendes: Nordalpine Raibler Schichten mit dem basalen Schieferton- und Sandstein-Horizont (46).

43 Nordalpine Raibler Schichten im Allgemeinen (Karnium)

46 Schieferton, Sandstein

45 Kalk

44 Dolomit, Rauwacke

Allgemeines: FOETTERLE (1856) bezeichnet den „Schichtenkomplex zwischen Hallstätter Kalk und Dachsteinkalk“ in Raibl (Julische Alpen) als Raibler Schichten. RICHTHOFEN (1859) überträgt den Begriff auf die Nördlichen Kalkalpen Vorarlbergs und Tirols. PICHLER (1856, 1859, 1866) spricht im Achantal von „Carditaschichten“. Eine bis heute in ihren Grundzügen gültige lithostratigrafische Gliederung in drei siliziklastisch betonte und drei karbonatische Horizonte, die, nicht immer vollständig, abwechselnd auftreten, nimmt WÖHRMANN (1889, 1893) im Karwendel (Lafatschertal, ÖK 118) vor. Diese Unterteilung wird später von ANGERMEIER et al. (1963), JERZ (1966) und SCHULER (1968) modifiziert sowie petrografisch, sedimentologisch, paläontologisch und faziell neu bearbeitet. Die Gliederung ist im engeren Sinn jedoch nur für den Raum zwischen dem Karwendel und den Chiemgauer Alpen sowie für den Drauzug und die Nordkarawanken gültig (SCHULER, 1968; KRAUS, 1969; SCHULZ, 1970; KRÄINER, 1985; KISTEN et al., 1990). Im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen ist der untere Teil mit Schiefer-tonen als Reingrabener Schiefer, der mittlere mit Sandsteinen, Schiefer-tonen und Kohlen als Lunzer Sandstein und der obere, von Karbonaten und Evaporiten dominierte Teil, als Opponitzer Schichten bekannt (TOLLMANN, 1976a, 1985). Auf dem Kartenblatt fehlen die Reingrabener Schiefer („Halobien-schiefer“) an der Basis, weshalb von einer stratiformen Schichtlücke ausgegangen werden muss.

Lithologie: Die Nordalpinen Raibler Schichten (**46–43**) werden auf dem Kartenblatt lithologisch in siliziklastisch betonte (Schiefer-ton/Sandstein, **46**; in der Geologischen Karte fälschlicherweise als Tonschiefer/Sandstein ausgewiesen) und karbonatisch betonte Horizonte unterschieden. Innerhalb letzterer sind mächtigere Kalke (**45**) von ebensolchen Dolomiten (**44**) getrennt. Eine lithostratigrafische Gliederung im Sinne von JERZ (1966) war nicht durchführbar. Es kann grob eine sich zweimal wiederholende Oben-flach-Entwicklung (*shallowing upward*), beginnend mit Sandsteinen und Schiefertonen, darüber fossilreichen Kalkeinschaltungen sowie Mürbdolomiten und zuletzt mächtigeren, dickbankigen Kalk- und Dolomit-Horizonten, festgestellt werden. Tektonisch stark gefaltete, gestörte und reduzierte Schichtfolgen und die von SAUSGRUBER (1994a) übernommene Kartierung sind als Nordalpine Raibler Schichten im Allgemeinen (**43**) zusammengefasst.

In den einigermaßen vollständigen Profilen an der Nordflanke des Guffert-Massivs ist die über weite Bereiche invers vorliegende Schichtabfolge im Idealfall vom stratigrafisch Liegenden zum Hangenden folgendermaßen aufgebaut: Sie beginnt über dem Wettersteinkalk (**47**) mit einem zurückgewitterten, mehrere Meter mächtigen siliziklastischen Horizont (**46**), der sich aus dünn-schichtigen, dunkelgrauen, braun anwitternden, weichen Schiefertonen und leicht mürben Fein- bis Mittelsandsteinen zusammensetzt (Tafel 3: Fig. 1). Quarz- und Glimmerführung sowie inokholte Pflanzenhäcksel sind bereits mit freiem Auge gut erkennbar. Die dunkelgraue Farbe ist im Wesentlichen auf dispers verteilte Pyrite zurückzuführen. Mit der Petrografie, Schwermineralführung und Tonmineralogie der Sand-, Silt- und Tonsteine befassen sich JERZ (1966), SCHULER (1968), SCHULZ (1970), BUNZA (1971) und KISTEN et al. (1990) ausführlich. Am Top, aber auch innerhalb der Schiefer-ton- und Mergellagen treten charakteristische, wenige Zentimeter bis mehrere Dezimeter dicke, braungelb anwitternde Lumachellenkalke mit Austernschalen sowie Onkolithe auf, die in der älteren Literatur als „Ostreenkalke“ und „Sphärocodienuolithe“ bekannt sind (vgl. JERZ, 1966). Aus Maßstabsgründen ist auf dem Kartenblatt nur der erste, basale und mit Abstand mächtigste Schiefer-ton-, Sandstein- und Mergel-Horizont ausgeschieden.

Über dem basalen Siliziklastika-Horizont folgt eine erste mächtigere Karbonatfolge. Sie beginnt mit grauen bis ockerbraunen, dünnbankigen, mürben Dolomiten mit Kieselknauern (**44**). Daraus entwickeln sich dünnbankige, wellig geschichtete Kalke (Packstones), deren Komponenten sich aus Peloiden, mikritisierten Schalenresten, Onkoiden und Crinoiden zusammensetzen. Diese Kalke gehen in dm- bis 0,5 m dicke, hell- bis mittelbraune, feinspartische Kalke mit Lagen von intraformationellen Brekzien über. Daraus entwickeln sich schließlich strukturlose, spartische, dolomitische Kalke. Die beschriebenen Kalke (**45**) und ihnen zwischengeschaltete geringmächtige Dolomite (nicht eigens als **44** ausgeschieden) bilden über den Mürbdolomiten eine erste, bis 10 m mächtige, massig hervortretende Rippe, die sich lateral über weite Strecken verfolgen lässt. Darüber bilden wieder mehrere Meter mächtige, ockergelbe Dolomite und dolomitische Mergel (**44**) ein zurückwitterndes Relief. Es folgt ein zweiter, bis 30 m mächtiger, überwiegend kalkiger Horizont (**45**) mit ähnlicher lithologischer Zusammensetzung wie der erste (Tafel 3: Fig. 2). Die weitere Schichtfolge besteht aus mehrere Zehnermeter mächtigen, dünnbankigen bis plattigen, ockergelben, gelbgrauen, blaugrauen und olivgrünen, feinlaminieren Dolomiten (**44**), denen cm-dünne Lagen von grünen, grauen und rötlichen Dolomitmergeln und Tonsteinen zwischengeschaltet sind (Tafel 3: Fig. 3).

An den Süd- und Westabhängen des Vorderunnutz (2.078 m) ist die Gesamt-abfolge etwas abweichend entwickelt: Die basalen Schiefertone und Sandsteine (**46**) bilden ein gut 20 m mächtiges Gesteinspaket, das reich an Pflanzenresten ist (PICKLER, 1856). Darüber folgen etwa 5 m mächtige, gut gebankte onkolithische Kalke.

Die beiden anschließenden mächtigeren Kalk-Horizonte (45) bestehen teils aus tempestitischen Schilllagen, teils aus schräggeschichteten Grainstones. Auf den Schichtflächen der obersten dünnbankigen Dolomite (44) finden sich an der Achen-seestraße ungefähr auf Höhe der Köglalm (ÖK 119) Wellenrippeln.

In Summe bilden die Karbonatgesteine den Hauptanteil der Nordalpinen Raibler Schichten. Rauwacken sind nur ansatzweise zusammen mit Mürbdolomiten entwickelt.

Bildungsmilieu: Der Ablagerungsraum der Nordalpinen Raibler Schichten ist ein subtidales bis peritidales Flachmeer mit teils reduzierenden (Pyrit), terrigen siliziklastisch (Glimmer, Quarz) beeinflussten, überwiegend jedoch normal marinen Bedingungen. Laminierte Mudstones und Onkolithe zeigen Stillwasserverhältnisse bzw. schwache Bodenströmungen an. Rippel, Oolithe, Schlickgerölle und Grainstones sind Hinweise für bewegtes Wasser innerhalb der normalen Wellenbasis. Die Schilllagen entstehen bei Sturmereignissen. Evaporite zeugen von hypersalinaren, bituminöse Dolomite von schlecht durchlüfteten Sedimentationsbedingungen. Die Schwefelquelle von Wildbad Kreuth hat ihren geologischen Ursprung vermutlich in Gipsvorkommen der dort an der Oberfläche nicht aufgeschlossenen Nordalpinen Raibler Schichten (JERZ, 1966; Kap. 9). Die Brekzien und Rauwacken sind zumeist Produkte frühdiagenetischer Lösungs- und Fällungsprozesse, die in weiterer Folge als bevorzugte tektonische Abscherhorizonte genutzt werden können. Seltener sind Sturmereignisse oder synsedimentäre Extensionsbewegungen der Grund der Brekzienbildung.

Fossilinhalt und Alter: Eine reiche Makrofossilführung ist nach JERZ (1966) auf einige charakteristische Kalkbänke beschränkt, häufiger sind Mikrofossilien. PICHLER (1856) listet an Makrofossilien am Unnutz-Massiv unter anderem *Ostrea montis caprillis*, *Cardita crenata*, *Terebratulula vulgaris*, *Pentacrinus propinquus* sowie verschiedene Arten von Pflanzenresten wie *Equisetites arenaceus* und ein „bernsteinartiges Harz“ auf. Die Fossilliste von BUNZA (1971: 43ff.) umfasst Bivalven, Gastropoden, Brachiopoden, Crinoiden, Asteroideen, Seeigelstacheln, Ophiuren, Algen (Codiaceen, Grünalgen), Schwammnadeln, Hydrozoen, Ichnofossilien, Fischschuppen und Fischzähne, inkohlte Pflanzenreste und Harze. Die Mikrofossilien sind durch eine reiche Ostracoden- und Foraminiferenfauna vertreten. Aus Mergeln und Schiefertönen beschreiben BUNZA & KOZUR (1971) eine reiche Ostracodenfauna, die vollständig mit jener der germanischen Trias aus dem Grenzbereich Unterer Gipskeuper/Schilfsandstein übereinstimmt. Weiters wichtig ist das gesteinsbildende Vorkommen von Onkoiden der Art *Sphaerocodium bornemanni* („Sphärocodienkalk“; JERZ, 1966). Nach KISTEN et al. (1990) handelt es sich hierbei um Blaualgen der Gattung *Girvanella*, die neuerdings zu den Cyanobakterien gerechnet werden (WRAY, 2015). **Karnium (oberes Julium).**

Verbreitung und Mächtigkeit: Am westlichen und nördlichen Rand des Unnutz- und Guffert-Massivs kommen die Nordalpinen Raibler Schichten fast durchgehend, häufig jedoch tektonisch reduziert vor. Kleinere Vorkommen gibt es im Südosteck des Kartenblattes im Umfeld des Fahrweges zur Enteralm (1.324 m; ÖK 119), sowie ein isoliertes Vorkommen von Ton- und Siltsteinen (46) beim Guffertstein (1.963 m). Dieses ist im Scharnierbereich der Guffert-Antiklinale vermutlich als kleiner tektonischer Graben eingesenkt worden. Die größte Mächtigkeit wird mit 250 m im Weißbachtal und an der Südwestflanke des Unnutz-Massivs erreicht. Bisherige Bearbeiter (AMPFERER, 1914c; BUNZA, 1971; SAUSGRUBER, 1994a; TÖCHTERLE, 2005) geben 150 m an, da sie die mächtigeren Kalk-Horizonte und die dünnplattigen Dolomite zum Hauptdolomit (41) rechnen.

Stratigrafisch Liegendes: Wettersteinkalk/-dolomit (47, 48). Der Kontakt ist morphologisch ausgeprägt, aber nur in seltenen Fällen direkt aufgeschlossen. Die Gren-

ze ist scharf ausgebildet und entspricht einer stratigrafischen Diskordanz. Es ist davon auszugehen, dass aufgrund der generellen *onlap*-Situation eine stratigrafische Lücke vorliegt (HORNUNG et al., 2007).

Stratigrafisch Hangendes: Hauptdolomit (41). Eine exakte Grenzziehung ist nach lithologischen Merkmalen schwer, eine biostratigrafische Abgrenzung mangels Fossilien gar nicht möglich (SCHULER, 1968). Auf dem Kartenblatt wird mit dem Verschwinden der bunten Dolomitlaminiten und Tonlagen und dem Beginn dm- bis m-gebänkter, monoton grauer Dolomite die Grenze zum Hauptdolomit gezogen.

41 Hauptdolomit ungegliedert (Oberes Karnium–Norium)

Allgemeines: Der von GÜMBEL (1857) ersterwähnte Hauptdolomit ist in den westlichen Nördlichen Kalkalpen neben dem Wettersteinkalk (47) der wichtigste Gesteins- und Gipfelbildner. In den Vorarlberger Kalkalpen und in den Lechtaler Alpen gliedern CZURDA & NICKLAS (1971) sowie MÜLLER-JUNGBLUTH (1971) den Hauptdolomit in einen Unteren, Mittleren und Oberen Hauptdolomit. Zwischen den beiden letzteren scheiden sie noch den Bituminösen Hauptdolomit – die „Seefeld-Schichten“ – aus. FRUTH & SCHERREIKS (1982, 1984) unterteilen den Hauptdolomit in den östlichen Lechtaler Alpen in acht Faziesseinheiten. DONOFRIO et al. (2003) übernehmen die Gliederung von MÜLLER-JUNGBLUTH (1971) und schlagen dafür die Formationsbegriffe Schlossbach-Formation, Freiong-Formation, Seefeld-Formation sowie Dachsteindolomit vor und fassen diese zur Hauptdolomit-Gruppe zusammen.

Lithologie: Auf dem Kartenblatt ist nur Hauptdolomit ungegliedert (41) ausgeschieden. Eine lithostratigrafische Gliederung im Sinne von MÜLLER-JUNGBLUTH (1971) und DONOFRIO et al. (2003) ist nicht möglich, wie nachfolgend erörtert wird. Es handelt sich überwiegend um Zyklen aus hellgrauen bis dunkelgrau-bräunlichen, stets gut gebankten (dm- bis 0,5 m-Bereich), strukturlosen zuckerkörnigen Dolospariten sowie Dolomikriten und Dololaminiten des Subtidals. Stromatolithlaminiten mit laminierten Fenstergefügen der Gezeitenzone, Bioturbationsgefüge und Makrofossilien fehlen. Zwischen den Dolomitbänken finden sich häufig 1 bis 5 cm dicke dunkel- bis blaugraue, weiche bituminöse Dolomitmergel. Im Hühnersbachtal hat die Kartierung dieser Lithofazies (Abb. 21), die dort seit CLARK (1887) und AMPFERER (1914c) bekannt ist, auf dem Kartenblatt **irrtümlicherweise** zur Ausscheidung von **Bituminösem Mergel, Asphalt-schiefer (?Seefeld-Formation, 42)** geführt. Eine nach dem Kartendruck erfolgte Nachkartierung hat ergeben, dass diese bituminösen Dolomitmergel nicht horizontbeständig sind und innerhalb einer 300 bis 400 m mächtigen, auffallend dünnbankigen und nach unten und oben stratigrafisch schwer abgrenzbaren Abfolge auftreten. Vergleichbare bitumenreiche Ablagerungen aus der weiteren Umgebung sind von CLARK (1887) am Westufer des Achensees nördlich Pertisau (ÖK 119) entdeckt und von SANDER (1921) als „Bituminöse Mergel vom Typ Achensee“ beschrieben worden. TRUSHEIM (1930) erwähnt aus dem zentralen und nordwestlichen Karwendel (ÖK 87, 117, 118) Bitumenmergeleinschaltungen in allen stratigrafischen Niveaus des Hauptdolomits, die aber wenig horizontbeständig und daher als Leithorizont nicht brauchbar seien. SCHMIDT-THOMÉ (1950) gibt im bayerischen Isartal zwischen Wallgau und Sylvensteinenge (ÖK 87) an beiden Talflanken eine bis 50 m mächtige Zone von „dünnplattigen Dolomiten mit Asphalt-schiefer-Einschaltungen“ an. Er schreibt diese Bitumenzonen einem einheitlichen Horizont über der Liegendgrenze des Hauptdolomits zu. Die genannten Vorkommen haben mit der Seefeld-Formation i.e.S. (sensu DONOFRIO et al., 2003) nichts zu tun.

Erst in den höchsten Abschnitten besteht der Hauptdolomit aus dickbankigeren grau-beigen loferitischen und stromatolithisch laminierten Dolomiten des Inter- und Supratidals. Im Bereich des Festalm-Niederlegers ist diese Lithofazies laut SAUS-



Abb. 21.
Dünnplattiger bituminöser Hauptdolomit in der Schlucht des Hühnersbachtals (Foto: A. GRUBER, 2017).

GRUBER (1994a) ähnlich zyklisch aufgebaut wie der gebankte Dachsteinkalk in den mittleren Nördlichen Kalkalpen (vgl. FISCHER, 1964; SATTERLEY & BRANDNER, 1995). An der Forststraße zum Schleimssattel, zwischen der 2. und 4. Kehre (ÖK 119), sind in diesem Niveau sub-, inter- und supratidale Zyklen ausgebildet, die als Oberer Hauptdolomit/Dachsteindolomit der „Oberen Super-Sequenz“ (DONOFRIO et al., 2003) anzusprechen wären.

Bildungsmilieu: Beim Ablagerungsraum des Hauptdolomits (41) handelt es sich großteils um den subtidalen Bereich einer riesigen Lagune, die sich hinter den Dachsteinkalkriffen der mittleren Nördlichen Kalkalpen gegen Nordwesten erstreckt. Ein Auftauchen in den Gezeitenbereich („Loferer Zyklizität“) erfolgt erst im Zuge der Bildung des Mittleren und Oberen Hauptdolomits. Dysaerobe und lokal anoxische, subtidale Bedingungen sind durch wenige cm- bis mehrere dm-dicke plattige bituminöse laminierte Dolomite und Bitumenmergeleinschaltungen dokumentiert. Die Lamination innerhalb der Dolomite kommt durch den Wechsel dünner feinklastischer Schüttungen mit bitumenreichen mikritischen Lagen (mikrobielle Lagen, Stromatolithe) zustande.

Fossilinhalt und Alter: Eine genaue Altersangabe ist aufgrund mangelhafter Fossilbelege nicht möglich. BUNZA (1971) nennt Muschel- und Gastropodenbruchstücke sowie Algenreste und Anhäufungen von Foraminiferen (u.a. *Glomospira* sp., sehr häufig *Involutina tenuis*) und Ostracoden in bituminösen feingeschichteten Dolomiten. Wichtige biostratigrafische Daten der Nachbargebiete, basierend auf reichlichen Conodontenfunden in der Seefeld-Formation, sind in DONOFRIO et al. (2003) veröffentlicht. Eine Zusammenstellung der Makro- und Mikrofossilenelemente findet sich in CZURDA & NICKLAS (1971). Im Wesentlichen vertritt der Hauptdolomit **oberes Karnium** bis **oberes Norium** (TOLLMANN, 1985).

Verbreitung und Mächtigkeit: Aus den Profilen (Falttafel 3: Profil 4; Falttafel 4: Profile 5, 6, 11, 12) geht eine Mächtigkeit von 1.200 bis maximal 2.000 m hervor. OSSWALD (1925) rechnet mit mindestens 1.100 m an den Blaubergen, wobei die Untergrenze in diesem Gebiet nicht aufgeschlossen ist. Im Gebiet des Hühnersbachtals und des Demeljochs (1.924 m) hängt die scheinbar übergroße Mächtigkeit mit Verfaltungen und Aufschiebungen zusammen (vgl. SAPPER, 1888). TÖCHTERLE (2005) ermittelt aus dem Querprofil entlang der TRANSALP-Trasse eine Mächtigkeit von 1.500 m.

Stratigrafisch Liegendes: Nordalpine Raibler Schichten (43–45; Abgrenzungskriterien siehe dort).

Stratigrafisch Hangendes: Plattenkalk (40; Abgrenzungskriterien siehe dort).

40 Plattenkalk (Norium–Rhätium)

Allgemeines: Nach CZURDA (1970) und CZURDA & NICKLAS (1971) stellt der Plattenkalk (Erstbeschreibung von GÜMBEL, 1861) den Faziesübergang von den tidal beeinflussten Bildungsbedingungen des Hauptdolomits (41) zur subtidalen Entwicklung der Kössen-Formation dar. Diese Entwicklung bildet sich in der Abfolge durch graduelle lithologische Änderungen ab, wodurch der Plattenkalk zu seinen benachbarten Schichtgliedern keine scharfen Grenzen, sondern mehr oder minder breite Übergangsbereiche besitzt.

Lithologie: Der untere Abschnitt des Plattenkalks (40) besteht aus hell- bis dunkelgrauen, plattigen bis leicht wellig im dm-Bereich gebankten, sparitischen bis mikritischen, mergeligen Kalken (Biopel-Packstones bis Wackestones). Diese wechsellaagern mit dm-gebankten, teils bituminösen stromatolithischen Dolomitbänken. Nach oben hin werden die Dolomitbänke rasch weniger und setzen schließlich aus. Die Kalke sind dunkler, bituminöser und fossilreicher. Im obersten Abschnitt verzahnen sie sich mit mm- bis cm-dicken dunklen Mergel- und Tonsteinlagen. Typisch sind gradierte Sturmlagen (Packstones) aus Ostracoden, Foraminiferen und Lamellibranchiaten-Schillen mit Pellets, die nach oben hin häufiger werden. Die dickbankigen Kalke führen teils zweiklappig erhaltene Schalen von Megalodonten, beispielsweise am Stichweg Festalm-Hochleger und nordöstlich des Hinteren Sattelkopfs. Bioturbationsgefüge treten als cm- bis dm-große „Wursteln“ und zopfartige Muster an Bankunterseiten häufig auf und verleihen damit dem Gestein ein wellig-knolliges Aussehen (Tafel 4: Fig. 1). Die durchwühlten und mergelreichen Bereiche verwittern typisch hellgelblich. Ebenso finden sich im Plattenkalk intraformationelle Brekzien- und Konglomeratlagen von Sturmereignissen, Oolithlinsen und Schrägschichtungsgefüge (TRUSHEIM, 1930). Die Mikrofazies ist in FABRICIUS (1966) und CZURDA & NICKLAS (1971) eingehend beschrieben.

Bildungsmilieu: Der Plattenkalk wird in einem peritidalen bis subtidalen Milieu eines zunehmend offenermarinen Schelfs gebildet. Die zunehmende Subsidenz bewirkt einen graduellen Übergang von der Gezeitenfazies des Hauptdolomits (41) in die terrigen beeinflusste Beckenfazies der Kössen-Formation (39). Stromatolithaminite stehen noch für intertidale Bedingungen, Fossilischiuttkalke (Tempestite) und Oolithe zeigen bewegtes Seichtwasser unter der normalen Wellenbasis an. Fossilarme Mud- und Wackestones bilden sich im tieferen Subtidal. Bituminöse Kalke und Dolomite sprechen für eingeschränkte Zirkulation. Die Mergel- und Tonstein-Einschalungen im oberen Abschnitt zeigen zunehmend feinsterrigen Einfluss an, wie er für die Kössen-Formation prägend ist. Für SATTERLEY & BRANDNER (1995) ist die Zyklizität im Plattenkalk durch Tektonik, Meeresspiegel- und Klimaschwankungen allozyklisch gesteuert. Nach KERN & HÜSSNER (1999) hingegen spielen autozyklische

Prozesse für die Wiederaufnahme der Karbonatproduktion und die damit einhergehende Verflachung der Meerestiefe eine entscheidende Rolle.

Fossilinhalt und Alter: AMPFERER (1914c) führt an typischen Kleingastropoden *Rissoa alpina*, *Turritella zitteli* und *Naticopsis ornata* an. Großwüchsige Megalodonten findet er an den Südbahängen der Blauberge und im Klammabschnitt des unteren Kesselbaches („Leckbaches“). OSSWALD (1925) ergänzt Brachiopoden wie *Terebratula* sp., *Rhynchonella fissicostata*, und Gastropoden wie *Pleuromaria* sp., *Turbo* sp., *Natica* sp. BUNZA (1971) beschreibt eine reiche Foraminiferenfauna. Darunter befinden sich auch die für das **Norium** und **Rhätium** typischen Formen *Triasina hantkeni* und *Involutina sinuosa sinuosa*.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Plattenkalk ist aufgrund seiner Verwitterungsresistenz in den Antiklinal- und Synklinalstrukturen vor allem des Liegendblocks der „Achtentaler Schubmasse“ eines der strukturellen Leitgesteine und einer der wichtigsten Gipfel- und Kammbildner (Demeljoch, 1.924 m; Pitzkopf, 1.670 m; Schulterberg, 1.686 m; Blauberge-Halserspitze, 1.863 m; Schneidjoch, Punkt 1.811 m; vgl. Falltafel 3: Profil 1; Falltafel 4: Profile 5, 6, 11, 12). Seine durchschnittliche Mächtigkeit beläuft sich auf 150 bis 200 m. Die dicken Kalkbänke des Plattenkalks sind zum Teil stark verkarstet, beispielsweise auf der Bayerischen Wildalm und der Blaubergalm (Kap. 10).

Stratigrafisch Liegendes: Hauptdolomit (41). Die Grenzziehung erfolgt an der Basis der ersten dicken (0,5 bis 1 m) Kalkbank. Dies schlägt auch TRUSHEIM (1930) vor. CZURDA & NICKLAS (1971), SAUSGRUBER (1994a) und TÖCHTERLE (2005) legen die Liegendgrenze mit dem Überwiegen der Kalk- gegenüber den Dolomitbänken fest.

Stratigrafisch Hangendes: Kössen-Formation (39). Die Grenze wird, wie bei den meisten Autoren (FABRICIUS, 1966; CZURDA & NICKLAS, 1971; SAUSGRUBER, 1994a; DONOFRIO et al., 2003; TÖCHTERLE, 2005), an der Basis der ersten mächtigeren Mergellage (dm-Bereich) fixiert.

39 Kössen-Formation (dunkler Mergel bis Kalkmergel, Kalk; Rhätium)

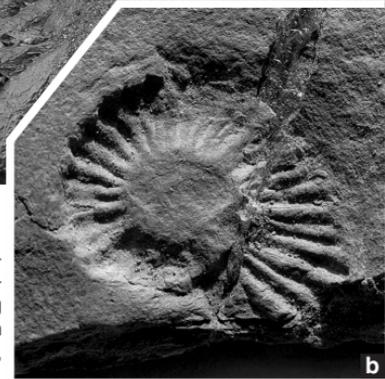
Allgemeines: Zunächst als Gervillenschichten bekannt (vgl. GÜMBEL, 1856), spricht SUESS (1852a) erstmals von den „Kalkschichten von Kössen“. HAUER (1853) macht daraus die Kössener Schichten. SUESS & MOJSISOVICS (1868) gliedern diese nach biofaziellen Kriterien in eine Schwäbische, Karpatische, Kössener und Salzburger Fazies. Als wichtigen Leithorizont scheiden sie den Hauptlithodendronkalk aus. Diese Gliederung wird später auch lithostratigrafisch angewandt. QUENSTEDT (1951a) führt im Achtental eine Unterteilung der Kössener Schichten in eine unterrhätische „Lamellibranchiaten-Schicht“ und in die eigentliche, oberrhätische Beckenfazies mit der „Choristoceraten-Schicht“ und dem „Oxycolpus-Kalk“ ein. Die Rifffazies innerhalb der Kössener Schichten nennt er „Kössener Riffkalk und Brachiopodenkalk“, bzw. „Mittlerer Rätalk“. FABRICIUS (1966) schließt sich dieser Gliederung an. Er präzisiert, dass Kössener Riffeinschaltungen („Kössener Korallenkalk“ oder „Kössener Riffkalk“) als kleinräumige Bioherme streng vom mächtigeren oberrhätischen „Rätolias-Riffkalk“ (= Oberrätalk) zu trennen seien. KUSS (1983) weist unter anderem im Achensee-Gebiet drei übergeordnete Fazieszonen aus, die er mit der lithostratigrafischen Gliederung gleichsetzt. GOLEBIEWSKI (1989, 1990, 1991) gliedert auf Basis der Litho- und Biofazies die Kössen-Formation an Schlüsselprofilen lithostratigrafisch in eine liegende, seichtwasserkarbonatbetonte Hochalm-Subformation und eine hangende, becksedimentbetonte Eiberg-Subformation. Diese Einteilung hat sich für die gesamten Nördlichen Kalkalpen durchgesetzt.

Lithologie: Im Rahmen der Kartierung für dieses Kartenblatt wurde aufgrund unzusammenhängender Profile, tektonischer Überprägungen, schlechter Auf-



Abb. 22.

a) Wechsel von mächtigeren Mergeln und dünnbankigen mikritischen Kalken der Kössen-Formation unterhalb des Lithodendronkalks, am Fahrweg zum Lochalm-Mitterleger (Bächental), nördlich der Alm auf etwa 1.380 m Höhe (Foto: A. GRUBER, 2010).



b) *Choristoceras marshi* HAUER, Steinbergstraße, ca. 1 km östlich der Abzweigung von der Achenseestraße (Fund und Foto: R. BRANDNER, 2017; Bestimmung: L. KRYSZYN, Univ. Wien).

schlussverhältnisse und weitflächiger Massenbewegungen keine Unterteilung der Kössen-Formation (39) in Hochalm- und Eiberg-Subformation durchgeführt (vgl. SAUSGRUBER, 1994a; SPIELER, 1994, 1995). Im Gelände tritt die Kössen-Formation in Form verschieden dicker, teils wellig gebankter, dunkler, mikritischer Biodetrituskalke, häufig mit gradierten Schilllagen (Tempestiten) aus Bivalven (z.B. *Rhätavicula contorta*, *Gervillia inflata*) und Brachiopoden (*Rhätina gregaria*) auf. Weitere charakteristische Lithotypen sind fossilarme dichte Mergelkalke (Mud- bis Wackestones), die typisch ockergelb bis hellrötlich anwittern und mit teils mehrere Meter mächtigen, schwarzen, fettigen, blättrigen Mergeln und Tonmergeln alternieren (Abb. 22a). Laminierte Algen-Bindstones und Schilltempestitute sind vor allem im unteren Abschnitt häufig. Einschaltungen von 2 bis 5 m dicken, einförmigen Korallenkalke in dunkler mikritischer Matrix (Lithodendronkalke, Korallen-Wacke- bis Korallen-Packstones) sind im Mittelteil der Abfolge auffindbar. Hierzu zählt auch der „Mittlere Rätalk“

sensu QUENSTEDT (1951a) an der Steinbergstraße, einen Kilometer östlich der Abzweigung von der Achenseestraße (vgl. hierzu Oberrhätalk, 38). AMPFERER (1914c) erwähnt Korallenkalkzüge am Südabhang der Blauberge. FABRICIUS (1966) gibt bis zu vier Korallenkalk-Niveaus an. KUSS (1983) unterscheidet im Profil Christlumpkopf (1.758 m) bis 6 m mächtige, Megalodonten führende flachmarine Korallenkalke und höher in der stratigrafischen Abfolge bis 8 m mächtige tiefermarine Korallenkalke. Letztere setzt er mit dem Lithodendronkalk gleich.

Der obere Abschnitt der Kössen-Formation ist vor allem durch eine Wechselagerung von Biomikriten aus Peloiden, Foraminiferen und Echinodermen, plattigen, teils dickbankigen, fossilarmen Mergelkalken und einige Meter mächtigen, schwarzgrauen, schiefrigen Mergeln und Tonmergeln gekennzeichnet. Charakteristisch darin sind Vorkommen von Choristoceraten (Abb. 22b), Brachiopoden und Spurenfossilien. Brachiopoden können im obersten Abschnitt lokal gesteinsbildend auftreten, wofür FABRICIUS (1966) den Ausdruck „Oxycolpuskalke“ verwendet. Diese sind beispielsweise im Profil am Juifen-Nordgrat aufgeschlossen. Dort werden nach UNGERICH (2012) die obersten Meter der Kössen-Formation aus 20 bis 50 cm dicken, wellig gebankten, grauen Kalen (Mud- bis Wackestones, z.T. bioturbate peloidale Packstones) aufgebaut, die mit dunklen Mergeln wechsellagern. Die allerobersten 7 cm sind laminiert und werden auch als **T-Bank** (= Top-Bank, HILLEBRANDT & KRYSZYN, 2009) bezeichnet. Darüber folgen **Schwarzschiefer** und die feinklastischen grau-roten **Schattwalder Schichten** der Kendlbach-Formation (in 37).

Bildungsmilieu: Nach TOLLMANN (1976a) bildet die Kössen-Formation die rhätische Beckenfazies im Bereich der Hauptdolomit-Fazieszone, die im Osten und Süden an die Dachsteinkalk-Fazieszone grenzt. FABRICIUS (1966) geht von mehreren, durch „Rätolias-Riffkalk-Komplexe“ getrennten Kössener Beckenarealen aus: So weist er im Gebiet des Kartenblattes ein „Holzgau-Karwendel-Becken“ aus (vgl. HILLEBRANDT & KMENT, 2009). Das Becken bildet im Achental nach FABRICIUS (1966) eine große Bucht, von der Karbonatplattform im Norden und im Osten im Meridian der Gufferhütte (1.465 m) begrenzt. Die Existenz dieser Bucht ist jedoch in Zweifel zu stellen. Gemäß der paläogeografischen Rekonstruktion des Eiberg-Beckens nach HILLEBRANDT & KRYSZYN (2009) könnten der ehemalige Nord- und Südrand des Beckens auch durch Überschiebung (an der Achental-/Thiersee-Überschiebung) zusammengekommen sein. Nach GOLEBIOWSKI (1989, 1990, 1991) handelt es sich bei der Hochalm-Subformation um eine terrigen beeinflusste Flachmeerentwicklung einer offemarinen Lagune mit epikontinentalen Sedimentationsbedingungen. Die rhythmisch wechselnden, transgressiven und regressiven Phasen sind an den Karbonatgesteinstypen wie Tempestiten bzw. Algenlaminiten abzulesen. Als Ursache für die Zyklen sind Meeresspiegelschwankungen anzunehmen. GOLEBIOWSKI (1991) gibt für den unteren Teil der Hochalm-Subformation flaches Subtidal bis 20 m Tiefe an. Den Lithodendronkalk stuft er in ein tieferes Subtidal unterhalb der Sturmwellenbasis (30 bis 50 m) ein. Für die Eiberg-Subformation im Eiberg-Becken schätzt er Wassertiefen von 50 bis 100 m. Feingeschichtete Mergel und mikritische Kalke sowie der hohe Pyritgehalt zeugen von Stillwasserbereichen mit zeitweise schlechter Durchlüftung, Sauerstoffarmut und Halbfaulschlamm-Verhältnissen am Boden (vgl. Kap. 9, Schwefelquelle am Leitener Mühlbach; HAHN, 1911). Durch die Regressions-tendenz in der obersten Eiberg-Subformation kommt es zu einem Plattformvorstoß des Oberrhätalks von Norden und Süden in das Eiberg-Becken, dessen Fazies in der Folge partiell bzw. vollständig von der Plattformfazies vertreten wird (FABRICIUS, 1962).

Fossilinhalt und Alter: CLARK (1887) listet bereits eine Reihe von typischen Kössener Makrofossilien wie Bivalven, Brachiopoden und Ammoniten auf, z.B. am Juifen-Nordgrat *Mytilus minutus*, *Spiriger* (= *Oxycolpella oxycolpus*, *Choristoceras marshi* (vgl.

Abb. 22b), *Cardita austriaca*, sowie am Ampelsbach *Arcestes rhaeticus*, *Terebratula gregaria* und *Avicula contorta*. HAHN (1911) erwähnt aus dunklen, teils bituminösen Mergelkalcken an der Steinbergstraße, etwa 1 km östlich der Abzweigung von der Achenseestraße, eine Reihe von leitenden Brachiopoden und Bivalven, darunter *Dimyodon intusstriatum* und *Modiola minuta* (vgl. auch AMPFERER, 1914c). FABRICIUS (1966) führt eine Reihe von Makrofossilien und eine reiche Foraminiferenfauna an. An eigenen Funden sind *Rhätina gregaria*, *Rhätavicula contorta*, *Gervilla inflata* und *Lopha haidingeriana* im Aufschluss am Fahrweg südwestlich der Pitzalm, sowie *Choristoceras* sp., die Muschel *Chlamys* sp. und das Spurenfossil *Zoophycos* im Bett des Kesselbaches anzuführen. Eine umfangreiche Fossilliste und gute Schliffbilder präsentiert KUSS (1983). Eine Zusammenstellung der Fossilien mit Leitwert findet sich in GOLEBIEWSKI (1991). Nach GOLEBIEWSKI (1991) fällt der Top des Lithodendronkalks mit der Norium-Rhätium-Grenze zusammen, womit die Hochalm-Subformation noch norisches Alter besitzt, während die Eiberg-Subformation in das Rhätium fällt. Weitere Informationen hierzu finden sich in OGG et al. (2014). Laut RICHOSZ & KRYSZYN (2015) und METTE et al. (2016) fällt die Basis der Eiberg-Subformation noch in das Norium. Nach dem neuesten Forschungsstand (GALBRUN et al., 2020) liegt die Basis der Hochalm-Subformation annähernd an der Norium-Rhätium-Grenze, womit die gesamte Kössen-Formation in das **Rhätium** fällt.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Kössen-Formation erreicht in Gebieten mit durchgehender obertriassisch-jurassischer Becken- und Tiefschwellenfazies (Karwendel-Synklinale, Bächental, Thiersee-Synklinale westlich Gufferthütte) maximale Mächtigkeiten bis 150 m. In Bereichen mit Ausbildung der Oberrhätalk-Plattform werden am distalen Plattformhang des Christlumpkopfs (1.758 m) noch 110 bis 130 m erreicht, an der Natterwand 60 m (laut SAUSGRUBER, 1994a, tektonisch reduziert), am oberen Ampelsbach wieder bis 120 m (FABRICIUS, 1966), am Hinteren Sattelkopf 30 bis 50 m und am Schneidjoch nur mehr bis 30 m. Lithodendronkalke sind am Christlumpkopf, am Lochalm-Mitterleger, in den Kehren des Fahrweges zur Rotwandalm nördlich Zotental-Niederleger und im Bereich der Blaubergalm und Bayerischen Wildalm in einer Dicke von 3 bis 8 m entwickelt.

Stratigrafisch Liegendes: Plattenkalk (**40**; Definition der Hangendgrenze siehe dort). VORTISCH (1926) und GOLEBIEWSKI (1991) legen am Fonsjoch (ÖK 119) die Untergrenze der Kössen-Formation mit der ersten *Modiolus minutus* führenden Bank fest.

Stratigrafisch Hangendes: Oberrhätalk (**38**); im Liegendblock der „Achentaler Schubmasse“, westlich der Gufferthütte, Kendlbach-Formation (in **37** bzw. **32**); westlich der Klammbachalm Tiefengraben-Subformation, östlich davon Breitenberg-Subformation.

38 Oberrhätalk (Kalk, massig – gebankt; Oberes Rhätium)

Allgemeines: Der Begriff Oberrhätalk geht auf HAHN (1910, 1914: „Oberrhätischer [Riff]Kalk“) zurück. Diese Flachwasserkarbonat-Entwicklung des oberen Rhätiums, die sich mit der Kössen-Formation (Eiberg-Subformation) verzahnt und diese zum Teil vollständig vertritt, ist am Kartenblatt früh erforscht und mit unterschiedlichen Schichtbezeichnungen versehen worden: (ober)rhätischer Dachsteinkalk (GÜMBEL, 1861; CLARK, 1887), Weißer Riffkalk (WÄHNER, 1886a, b, 1903), Thecosmilienkalk (OSSWALD, 1928), zuletzt Steinplattkalk-Formation (SAUSGRUBER, 1994a). Insbesondere WÄHNER (1886a, b, 1903) beschäftigt sich ausführlich mit der stratigrafischen Position des Oberrhätalks im Rofan und lässt ihn bis in den Unterjura hineinreichen. VORTISCH (1926) sieht große Ähnlichkeiten zwischen dem Wilde Kirche-Riff (Oberautal, ÖK 119) und dem Steinplatte-Riff bei Waidring (ÖK 91/92). FABRICIUS (1962, 1966, 1967) spricht von einem Riff-Komplex und differenziert in einen zentralen Riffbereich (Riff i.e.S.), einen Vorriffbereich, einen Rückriffbereich (Achterriff)

sowie einen riffernen gebankten Bereich („Angulodiskuskalk“). Im Rückriff ortet er Oolithbildungen, die in der Voralpenzone (Bayern) bis in den Unterjura reichen. Aus diesem Grund bezeichnet er den Oberrhätkalk auch als „Rätolias-Riffkalk“. Aus heutiger Sicht werden diese Oolithbildungen allerdings vom Oberrhätkalk getrennt, der folglich auf die Trias beschränkt bleibt. RIEDEL (1988) studiert den Aufbau und die verschiedenen Entwicklungsphasen des Riffwachstums des Wilde Kirche-Riffs (ÖK 119) anhand der Mikrofazies (Näheres unter Bildungsmilieu).

Lithologie: Beim Oberrhätkalk (38) handelt es sich um dickgebankte bis massige (Abb. 23a), hellbraune bis hellgraue Biogenschuttkalke, wobei Riff bildende Organismen wie Korallen, Kalkschwämme und Algen neben Bivalven, Gastropoden und Peloiden den Hauptanteil stellen. Nach der Klassifikation der Kalksteine von DUNHAM (1962) und EMBRY & KLOVAN (1971) handelt es sich hauptsächlich um Rudstones, Grainstones und Packstones, zum Teil aber auch um Boundstones, wie größere stockförmige Korallenareale der Art *Retiophyllia clathrata* in Lebensstellung dokumentieren. Im Dünnschliff zeigt die Mikrofazies nach SAUSGRUBER (1994a) onkoidisch umkrustete Korallen und Algen (*Thaumatoporella* sp.), auf denen sessile Foraminiferen der Species *Alpinophragmium perforatum* aufwachsen, mikritisch umkrustete Bivalven, weiters Gastropoden, Echinodermen und Peloiden, welche die Matrix bilden.

Der untere Teil des Oberrhätkalks am Hinteren Sattelkopf zeigt undeutlich gebankte ruditische bis arenitische Biogenschuttkalke mit großen Korallen (Längs- und Querschnitte der Thalli), Schwamm-(?), Hydrozoen- und Algentrümmern, Bivalvenschill, vereinzelt Brachiopodenschalen, kleinen Crinoidenstielgliedern und Bryozoen(?) (Abb. 23b).

Nördlich des Abendsteins (1.596 m) beobachtet man in höheren Abschnitten einen mehrmaligen Wechsel von grau-grünlichen Mergeln („Oberrhätsche Mergelkalke“ sensu WÄHNER, 1903) und dickbankigen hellen Kalken. Vergleichbare Mergelzwischenlagen vom Typ Kössen-Formation beschreibt FABRICIUS (1966) vom oberen Ampelsbach und anderen Lokalitäten. Nesterweise finden sich im deutlich gebankten Kalk Ansammlungen von Megalodontenschalen, häufig mit Erhaltung beider Klappen („Kuhtrittmuscheln“) in grauer mikritischer bis arenitischer Matrix.

Nordwestlich des Abendsteins tritt im Nahbereich von Störungszonen auch hellgrau-weißer, massiger, sparitischer Dolomit auf. Dolomite beschreiben bereits DACQUÉ (1912) aus dem oberen, OSSWALD (1925) aus dem unteren gut gebankten Oberrhätkalk und FABRICIUS (1966) aus der Thiersee-Synklinale. In den obersten Partien ist der Oberrhätkalk häufig leicht rot gefärbt und folglich im Aufschluss nicht sofort von den auflagernden jurassischen Rotkalken (34) unterscheidbar. Mit der Rotfärbung und deren Ursachen beschäftigen sich ausführlich FLÜGEL & TIETZ (1971) und BÖHM (1992), Stichwort „Adneter Tropf“.

Der Oberrhätkalk weist am Top häufig ein akzentuiertes Kleinrelief auf, das mit Verkarstung erklärt wird und meist mit Eisen-Mangan-Krusten (Hartgrund) und kondensierten unterjurassischen Rotsedimenten verfüllt und plombiert ist (Näheres hierzu unter Rotkalk-Gruppe, 34). Im Profil am oberen Ampelsbach ist dieses Relief sehr eindrucksvoll ausgebildet (Tafel 3: Fig. 4). Damit im Zusammenhang steht auch das Vorkommen teils tiefreichender Hohlräume, die mit feinkörnigem, rotem bis rotbraunem, teils feinschichtigem Material (Internsediment) verfüllt sind (TÖCHTERLE, 2005). Mit der Frage der Entstehung der Diskontinuitätsfläche am Top des Oberrhätkalks durch subaerische Exposition und/oder durch submarine Subsolution haben sich MAZZULLO et al. (1990), BÖHM (1992), SATTERLEY et al. (1994), SAUSGRUBER (1994a), BÖHM et al. (1999) und KAUFMANN (2009) näher befasst (Zusammenfassung und weiterführende Literatur in RICHOSZ & KRYSZYN, 2015 und METTE et al., 2016).



Abb. 23.

a) Der schroffe Felsrücken der Natterwand im überkippten Vorderschenkel der Guffert-Antiklinale ist aus massigem bis dickbankigem, etwa 120 m mächtigem Oberrhätalkalk aufgebaut. Nach Südosten hin (in Richtung Ampelsbach) nimmt die Mächtigkeit rasch ab; Nordansicht vom Blaubergkamm (Foto: J. GRUBER, 2009).

b) Dickbankiger Fossilschuttalk (Brachiopoden, Bivalven, Gastropoden, Crinoiden, Schwämme? Bryozoen?) am Hinteren Sattelkopf (Foto: A. GRUBER, 2017). Größenvergleich: Lippenbalsam.

Für die von einigen Autoren (WÄHNER, 1903; OSSWALD, 1928; SÄRCHINGER, 1939; FABRICIUS, 1959, 1962) in der Kalkalpenrandzone (Benediktenwand, Wendelstein;

ÖK 87, 89) und im Rofan (ÖK 119) beschriebene kontinuierliche Fortsetzung der Flachwasserentwicklung der rhätischen Rifffazies mit charakteristischen Oolith- und Crinoidenkalkbildungen bis in den Unterjura („Rätolias-Riffkalk“ nach FABRICIUS, 1966; siehe auch FABRICIUS, 1967) fehlen auf dem Kartenblatt sowie in der Karwendel- und Thiersee-Synklinale jegliche lithologische als auch biostratigrafische Hinweise (vgl. KUSS, 1983). Vielmehr folgen mit diskordantem Kontakt und mit einem zeitlichen Hiatus auf dem Oberrhätkalk überall jurassische Sedimente der Rotkalk-Gruppe (34). Diese liegen zum Teil in Form von Spaltenfüllungen vor.

Bildungsmilieu: Die Faziesentwicklung der obertriadischen Kalke im Gebiet der Steinplatte (ÖK 91/92) wird seit den Arbeiten von VORTSCH (1926), OHLEN (1959) und PILLER (1981) als Modell für die Ausbildung eines Riffes am Übergang einer Plattform in ein Becken betrachtet. Nach den letzten beiden Autoren handelt es sich dabei um ein schmales Saumriff am Westrand einer großen Karbonatplattform mit Vorriff-, Riffkern- und Rückriff-Zone und einer Lagune mit Übergang in den gebankten Dachsteinkalk. STANTON & FLÜGEL (1989, 1995) sehen darin weniger ein rein organisch gewachsenes Riff, sondern eine Mischung aus autochthoner und allochthoner bioklastischer Sedimentation auf einer Karbonatrampe und einem Plattformhang mit Korallenrasen, die fächerförmig um ein Relief wachsen. Der von Süden in das Kartenblatt hineinreichende oberrhätische Riffkomplex der Wilden Kirche (ÖK 119) ist nach RIEDEL (1988) in vier Fazieseinheiten untergliederbar, die mit ihren graduellen Übergängen und Verzahnungen eine Rekonstruktion von Riffkern, Vorriff, distalerem Vorriff und Rückriff ermöglichen. Die Riffbildung wurde nach diesem Modell erst durch das seichtmarine Relief des Lithodendronkalks ermöglicht (vgl. KUSS, 1983), auf welchem sich Riffknospen bildeten, die anschließend zusammenwuchsen.

Fossilinhalt und Alter: HAHN (1911) findet im weißen, wechselnd crinoiden- und korallenreichen, massigen Kalk der Natterwand (1.618 m) Brachiopoden wie *Rhynchonella fissicostata* und *Spiriferina kössenensis*. OSSWALD (1925) fügt diesen weitere hinzu, unter anderem *Terebratula gregaria* (vgl. auch AMPFERER, 1914c). Laut FABRICIUS (1966) sind am Aufbau des Riffgerüstes hauptsächlich ästige Korallenkolonien vom Typ *Thecosmilia* (*Rethiophyllia*) *clathrata*, dann Krusten bildende Kolonien wie *Stephanocoena* sp. und *Thamnasteria* sp. sowie solitäre Korallen, z.B. *Montlivaultia* sp., ferner Hydrozoenkolonien, Kalkalgen, Bryozoen, Kalkschwämme und Foraminiferen beteiligt. RIEDEL (1988) macht für den zentralen Riffbereich des Wilde Kirche-Riffs als Gerüstbildner Korallen der Gattung *Rethiophyllia*, weiters Kalkschwämme (*Follicatena cautica*, *Cheilosporites tirolensis*), Hydrozoen und Bryozoen aus. Als Inkrustierer fungieren Foraminiferen (*Galeanella*, *Ophthalmidium* und *Sigmollina*), Algen (*Lithocodium*) sowie Mikroproblematika wie *Microtubus communis*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* und *Tubiphytes obscurus*. In der Riffschuttfazies werden Bio- und Lithoklasten von Algen und sessilen Foraminiferen inkrustiert. In Vorriffbereichen sind Solenoporaceen und Cyanobakterien (*Cayeuxia*), Bivalven, Echinodermen und involutinide Foraminiferen wie *Aulotortus sinuosus*, *Involutina* und *Triasina hantkeni* dominant. Im windgeschützten Rückriffbereich und in distalen Vorriffbereichen kommen zum Teil feinkörniger Riffschutt, Pelloide, Echinodermen, Gastropoden, Brachiopoden, Bivalven- und Dasycladaceenschutt sowie Foraminiferen vor. **Oberes Rhätium.**

Verbreitung und Mächtigkeit: Im Liegendblock der Achantal-Überschiebung ist der Oberrhätkalk lediglich im aufrechten Nordschenkel der Thiersee-Synklinale vorhanden. Der vom östlichen Nachbarblatt 89 Angath durchgehend bis zum Hintere Sattelkopf entwickelte Oberrhätkalk verzahnt sich an seiner Westseite mit der Kössen-Formation (39) und keilt in diese Richtung nach wenigen hundert Metern primär aus (OSSWALD, 1925; FABRICIUS, 1966). Im gesamten übrigen Liegendblock der „Achantaler Schubmasse“ ist der Oberrhätkalk primär durch die Beckenfazies (Eiberg-Subformation der Kössen-Formation) ersetzt. Das in der Geologischen Karte

falsch eingetragene Oberrhätalk-Vorkommen an der Steinbergstraße, 1 km östlich der Abzweigung von der Achenseestraße, ist nach den Angaben von HAHN (1911), AMPFERER (1914c) und QUENSTEDT (1951a) richtigerweise ein Lithodendronkalk, da in der Profilabfolge darüber noch dunkle Mergel mit dem leitenden Ammoniten *Choristoceras marshi* (vgl. Abb. 22b) und dem Brachiopoden *Oxycolpella oxycolpus* folgen, die von der Kendlbach-Formation (in **32**) überlagert werden. Die Mächtigkeiten betragen am Hinteren Sattelkopf 70 bis 80 m (vgl. TÖCHTERLE, 2005). Im Hangendblock der „Achentaler Schubmasse“ beobachtet man, ausgehend von der größten Mächtigkeit des Riffkörpers von 120 m an der Natterwand (1.618 m; Abb. 23a), nach Osten (Ampelsbach) und auch nach Westen (Rotmöserkopf, 1.522 m) eine rasche Mächtigkeitsabnahme und eine deutliche Verzahnung der Riffschuttfazies mit der Beckenfazies der Kössen-Formation auf engem Raum (SAUSGRUBER, 1994a; ORTNER, 2016). Vom Ampelsbach ostwärts zeigt der Riffkörper abwechselnd ein An- und Abswellen der Mächtigkeit, mit einem Maximum von etwa 100 m am Abendstein (1.596 m). Im Hangendblock sind westlich des Rotmöserkopfs geringmächtige Vorkommen an der Hochplatte (1.813 m) und am Kleekopf (1.760 m, AV-Karte Nr. 5/3) südlich der Moosenalm erhalten. Letzteres ist der Nordausläufer des bis ungefähr 75 m mächtigen Riffkörpers der Wilden Kirche (ÖK 119; VORTISCH, 1926; KUSS, 1983).

Stratigrafisch Liegendes: Kössen-Formation (**39**).

Stratigrafisch Hangendes: Kendlbach-Formation (in **32** bzw. **37**; Breitenberg-Subformation), Rotkalk-Gruppe (**34**, **36**).

Kendlbach-Formation, integriert in 37 bzw. 32 (Tonmergel, Siltsteine, Kalke; Oberstes Rhätium–Hettangium)

Allgemeines: HAHN (1911) beschreibt an der Steinbergstraße über der Kössen-Formation erstmals bräunliche, fossilreiche, „mergelig-sandige Kalke“, die er mit den Grestener Schichten der östlichen Nördlichen Kalkalpen gleichsetzt. ULRICH (1960) findet in der gesamten Karwendel-Synklinale unter der Bezeichnung „Grauer Basiskalk“ einen stratiform auf die Kössen-Formation folgenden, nur 1,5 m mächtigen, dunkelgrau-schwärzlichen, sandigen bis spätigen Kalk. Altersmäßig stuft er den Kalk durch Ammoniten- und Bivalvenfunde in den untersten Jura (Lias α 1) ein. FABRICIUS (1966) scheidet in diesem Kontext graue und rotbraune siltige Mergel als „Oberrhätische Grenzmergel“ und sandige, fossilreiche Kalke in Anlehnung an ULRICH (1960) als „Grauen Liasbasiskalk“ aus. PLÖCHINGER (1982) bezeichnet ein 8 m mächtiges Gesteinspaket über der Kössen-Formation, bestehend aus sandigen Mergelkalken und Mergeln (unterer Teil) sowie dickbankigeren sandigen und glaukonitischen Mergelkalken mit reicher Makrofossilführung (oberer Teil) erstmals als „Kendlbachschichten“. GOLEBIEWSKI & BRAUNSTEIN (1988) vergleichen den basalen, sandig-mergelig-tonigen Abschnitt mit den „Prä-*planorbis*-Schichten“ Englands (vgl. HOUNSLOW & RUFFELL, 2006). Den glaukonitischen, bioklastischen Kalk setzen sie mit dem „Grauen Liasbasiskalk“ sensu FABRICIUS (1966) gleich. Den unteren, terrigenreichen Abschnitt der Kendlbach-Formation bezeichnet GOLEBIEWSKI (1989) schließlich als Tiefengraben-Subformation, den oberen, karbonatreichen transgressiven Abschnitt als Breitenberg-Subformation.

Lithologie: Die Kendlbach-Formation (auf der Geologischen Karte integriert in Allgäu-Formation, **32** bzw. Scheibelberg-Formation, **37**) zeigt am Kartenblatt, abhängig von der ererbten oberrhätischen Paläogeografie, zwei unterschiedliche lithologische Ausbildungen: Über der Kössen-Formation, die den tiefsten Beckenabschnitt repräsentiert (Eiberg-Becken), folgen konkordant die mergelig-tonigen Sedimente der Tiefengraben-Subformation (KRYSSTYN et al., 2005; HILLEBRANDT & KMENT, 2011; HILLEBRANDT et al., 2013). In den Beckenrandzonen (Verzahnungsbereiche der

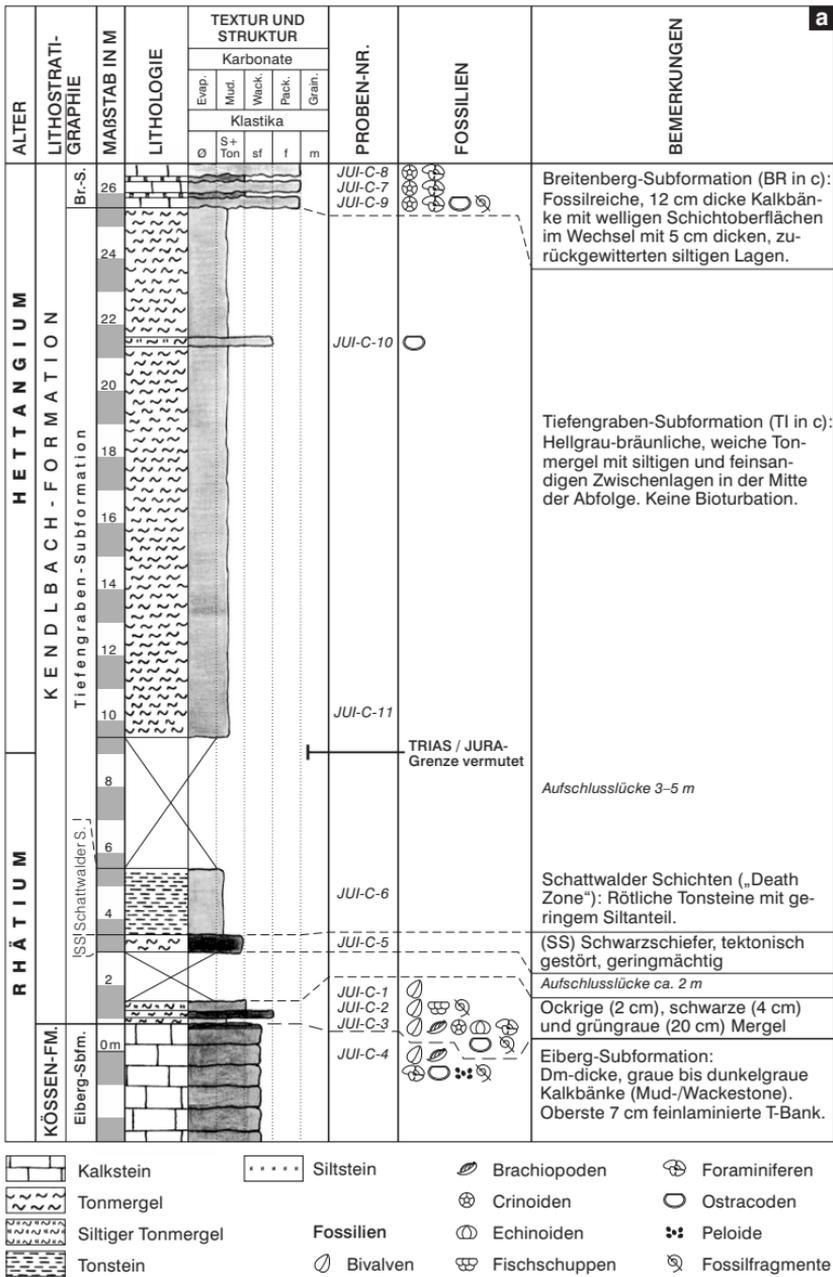
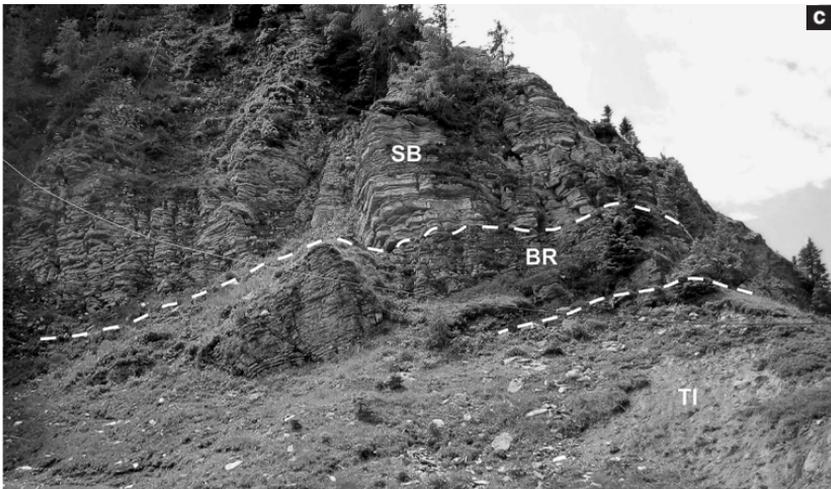


Abb. 24.

a) Profil Top Kössen-Formation bis Basis Breitenberg-Subformation (Br.-S.) am Juifen-Nordgrat, leicht verändert nach UNGERICHT (2012).

ALTER	LITHOSTRATI- GRAPHIE	MAßSTAB IN CM	LITHOLOGIE	TEXTUR UND STRUKTUR					PROBEN-NR.	FOSSILIEN	BEMERKUNGEN
				Karbonate							
				Evap.	Mud.	Wack.	Plack.	Grain.			
				Klastika							
Ø	S+ Ton	sf	f	m							
OBERES RHÄTIUM	KENDLBACH-FORMATION Tiefengraben-Subformation	40									Aufschlusslücke ca. 2 m grüngraue Tonmergelschicht mit Bivalvenresten (20 cm mächtig).
		38									
		36									
		34									
		32									
		30									
		28									
		26									
		24									
		22									
		20									
		18									
		16									
		14									
		12									
		KÖSSEN-FM. Eiberg-Sbfrm.		10							
8											
6											
4											
2											
0											
											20 cm dicke Kalkbänke mit Bivalven- und Brachiopodenresten (Mud-/Wackestone)



b) Detailausschnitt aus dem Profil vom Übergangsbereich Kössen-Formation zur Tiefengraben-Subformation.

c) Aufschluss der Kendlbach-Formation (TI – Tiefengraben-Subformation, BR – Breitenberg-Subformation) und der Scheibelberg-Formation (SB) am Juifen-Nordgrat (Foto: A. GRUBER, 2011).

Eiberg-Subformation mit dem Oberrhätalk) östlich des Achantales und am Südostende der Karwendel-Synklinale (ÖK 119) fehlt die Tiefengraben-Subformation weitgehend. Auf den die Becken umgebenden, ehemals flachmarinen Plattformarealen des Oberrhätalks (Hochzonen) wurde die Kendlbach-Formation aufgrund ihrer *onlap*-Position nicht abgelagert. Hier beginnt die Jura-Schichtfolge erst im Sinemurium mit Spaltenfüllungen und Rotkalken der Rotkalk-Gruppe (34).

UNGERICHT (2012) hat die Lithologien der Tiefengraben-Subformation am Juifen-Nordgrat näher beschrieben (Abb. 24a, b) und mit dem Profil am Kuhjoch (ÖK 118; HILLEBRANDT & KMENT, 2009, 2011; HILLEBRANDT & KRZYSTYN, 2009; HILLEBRANDT et al., 2013; RICHOSZ & KRZYSTYN, 2015) verglichen. Über der allerobersten Bank der Eiberg-Subformation (T-Bank, siehe unter Kössen-Formation, 39) folgt ein bis 2 m mächtiger **Schwarzschiefer**: Hierbei handelt es sich um schiefrige, feinlaminierte schwarze Mergelkalke mit Lumachellen aus dünnchaligen Muschelresten und Fischschuppen, Resten von Brachiopoden, Echinodermen, Ostracoden, Foraminiferen sowie sehr viel Rogenpyrit. Es folgen wenige Meter grün-graue bis ockergelbe und rote, feingeschichtete, fettige, siltige Tonsteine mit weißen Bivalvenschalen, die auch als **Schattwalder Schichten** bekannt sind. Tonmineralogische Untersuchungen haben smektitische Tonminerale, Kaolinit und Illit nachgewiesen. Der Großteil der **Tiefengraben-Subformation** (Abb. 24a–c) besteht aus hell- bis mittelgrauen, bräunlichen, feingeschichteten, schwach siltigen Tonmergeln. Darin stecken Sturmlagen aus siltigen bis feinsandigen Kalkareniten. Die stratigrafisch hangende, karbonatreiche **Breitenberg-Subformation** (Abb. 24a, c) setzt sich unten aus cm-dicken Lagen von feinkörnigen, gradierten Lithareniten mit bioklastischem Detritus, Quarz und Glaukonit im Wechsel mit sandigen Mergeln zusammen. Darüber stellen sich graue bis dunkelgraue, wellig gebankte, dm-dicke, fossilreiche Kalke (Wacke- bis Packstones) mit häufig Muschelschill und Glaukonit ein. Bisweilen sind die Bänke amalgamiert. Ein wesentliches Kennzeichen der Basis der Breitenberg-Subformation sind die seit langem bekannten Muschelpflaster aus großen Bivalven wie *Plagiostoma giganteum* und *Plagiostoma punctata* – man spricht auch von der Plagiostomen-Bank – und Ammoniten der Gattung *Psiloceras* (Tafel 4: Fig. 2).

Bildungsmilieu: Die Tiefengraben-Subformation wurde faziell in einem flachen, terrigen beeinflussten, dysaeroben Subtidal unterhalb der normalen, aber oberhalb der Sturmwellenbasis gebildet. In den basalen Schwarzschiefern fehlen Bodenströmungen und Bioturbation. Im Bereich der Schattwalder Schichten erfolgte einer der größten Faunenschnitte (Massenaussterben) der Erdgeschichte („Death Zone“, vgl. Abb. 24a), laut Definition noch innerhalb der obersten Trias (HILLEBRANDT et al., 2013). Die Breitenberg-Subformation wurde auf einem offeneren Schelf aufgrund rascher progressiver Transgression und einer Verbesserung der Lebensbedingungen (Fossilreichtum, Aufblühen der Faunen, Bioturbation) durch höherenergetische, zum Teil bodenberührende Strömungsereignisse im Bereich der Sturmwellenbasis (Kalkarenite, Auswaschung des Sedimentfeinanteils) gebildet.

Fossilinhalt und Alter: Die Makro- und Mikrofauna der Tiefengraben-Subformation ist in den basalen Abschnitten (Schattwalder Schichten) gegenüber der Eiberg-Subformation stark verkümmert (HILLEBRANDT & KMENT, 2009, 2011; UNGERICHT, 2012). Dies betrifft auch die Mikro- und Nannoflora, die anfangs noch triassisch geprägt ist (KÜRSCHNER et al., 2007; vgl. KARLE, 1984). In den höheren Anteilen der Tiefengraben-Subformation ist nach HILLEBRANDT & KMENT (2009, 2011) wieder eine besser entwickelte Foraminiferenfauna vorhanden. In der Makrofauna ist das Auftreten der ersten Jura-Ammoniten mit *Psiloceras spelae tirolicum* im GSSP-Profil Kuhjoch (ÖK 118) von internationaler stratigrafischer Bedeutung (HILLEBRANDT et al., 2013). Die Breitenberg-Subformation und insbesondere ihre kondensierte Fazies sind hingegen seit mehr als 150 Jahren für ihren Fossilreichtum berühmt, z.B. im Profil am Fons-

joch (ÖK 119; vgl. GRUBER & LOTTER, 2019). Vor allem Ammoniten sind in mehreren, oft nur wenige cm-dicken Hartgründen angereichert (NEUMAYR, 1879; LANGE, 1952; BLIND, 1963; KMENT, 2000). Drei kondensierte Ammonitenpflaster sind hervorzuheben: Die sogenannte **Calliphylum- oder Plagiostoma-Bank**, wo *Psiloceras calliphylum*, *Psiloceras planorbis*, *Psiloceras naumanni*, *Schlotheimia angulata* und die große Muschel *Plagiostoma gigantea* auftreten (*Planorbis*-Zone; vgl. Tafel 4: Fig. 2). *Megastomoceras megastoma* ist namensgebend für die **Megastoma-Bank**. Die markanteste und bedeutendste ist die **Marmorea-Kruste** mit *Schlotheimia marmorea*. Sie ist ein überregionaler Leithorizont. Man vergleiche hierzu auch die reichen Makrofossilfunde, die HAHN (1911) an der Steinbergstraße tätigte.

Die Trias-Jura-Grenze im Profil am Kuhjoch (ÖK 118) liegt etwa 5 bis 6 m über der Basis der Kendlbach-Formation und korrespondiert mit dem Erstauftreten des Ammoniten *Psiloceras spelae tirolicum* (HILLEBRANDT et al., 2013). Damit ist auch erwiesen, dass die basalen 5 bis 6 m der Kendlbach-Formation (v.a. die Schattwalder Schichten) noch **oberrhäisches** Alter aufweisen. In den Profilen Wilde Kirche, Fonsjoch (beide auf ÖK 119) und Kuhjoch (ÖK 118) sowie in benachbarten Profilen konnte mit Ammoniten die *Marmorea*-Zone und damit **oberes Hettangium** als Obergrenze der Kendlbach-Formation nachgewiesen werden (KMENT, 2000; HILLEBRANDT & KMENT, 2009, 2011; HILLEBRANDT et al., 2013).

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Kendlbach-Formation erreicht im Bächental die größte Verbreitung und am Juifen-Nordgrat mit 25 m auch die größte aufgeschlossene Mächtigkeit, davon umfasst die Tiefengraben-Subformation allein etwa 20 m (vgl. Profil Juifen in Abb. 37; Abb. 24a). Deren tonreiche Gesteine sind häufig schuttbedeckt oder stark verwittert, tektonisch abgeschert oder in Massenbewegungen involviert (siehe unter Resedimente, **35** sowie Kap. 7). Die Breitenberg-Subformation ist trotz ihrer geringen Mächtigkeit häufig anstehend zu finden, beispielsweise am Fahrweg zum Rethalm-Hochleger oder zwischen Kesselbach und Rotwandalm. Am unteren Ampelsbach, ca. 1.300 m östlich der Mündung in die Seeache, gibt SAUSGRUBER (1994a) eine Mächtigkeit von 6 m an. Aus Maßstabsgründen ist die Kendlbach-Formation am Kartenblatt nicht dargestellt, sondern in die Allgäu-Formation (**32**) oder in die Scheibelberg-Formation (**37**) integriert. In der abgedeckten geologisch-tektonischen Karte ist sie jedoch zwecks besseren Verständnisses der Paläogeografie linienhaft ausgedehnt (Falltafel 3: Karte).

Stratigrafisch Liegendes: Kössen-Formation (**39**), Verzahnungsbereich der Kössen-Formation mit der Oberrhätkalk-Plattform (Kleekopf; Fonsjoch, ÖK 119).

Stratigrafisch Hangendes: Scheibelberg-Formation (**37**; Juifen, Bächental), Allgäu-Formation (**32**, Ältere Allgäu-Schichten), Rotkalk-Gruppe (**34**, Adnet-Formation).

37 Scheibelberg-Formation (Hornsteinkalk; Sinemurium-Toarcium), inkl. Kendlbach-Formation (Juifen, Kesselbach, Bächental)

Allgemeines: GARRISON (1964) prägt für die Lias-Hornsteinknollenkalke über dem Lias-Basiskalk (= Kendlbach-Formation) an der Westseite des Scheibelberges (ÖK 91) den Begriff „Scheibelbergkalk“. KRÄINER & MOSTLER (1997) führen eine litho- und biostratigrafische Neubearbeitung durch. Die Scheibelberg-Formation lassen sie an der Basis mit einer fossilreichen Kalkbank beginnen, ehe die typischen grauen kieselligen Knollenkalke mit Hornsteinknuern einsetzen.

Lithologie: Aus den arenitischen Kalken der Breitenberg-Subformation entwickeln sich im Profil am Juifen-Nordgrat (Abb. 24c) mit scharfem Kontakt die hellbraunbeigen bis grauen, welligen bis knolligen, abschnittsweise plattigen, 1 bis 3 dm gebankten, splittig brechenden kieselligen Biomikrite (Wacke- bis Packstones) der Scheibelberg-Formation (**37**). Bisweilen sind mm- bis cm-dünne mergelige

Lagen dazwischengeschaltet. Die Kalke sind reich an Mikrofossilien wie Skelettnadeln von Kieselschwämmen, die stellenweise gesteinsbildend auftreten (Spiculite), Radiolarien, Foraminiferen und Ostracoden (Abb. 25). Daneben finden sich vom Hang eingeschüttete Bioklasten von Crinoiden, Brachiopoden und Bivalven in unterschiedlicher Häufigkeit. Charakteristischer Bestandteil sind graue bis gelbliche Kieselknauer. Im Bächental finden sich innerhalb der Scheibelberg-Formation auch Abschnitte mit mehrere Meter dicken Rutschfaltensegmenten und Debitrbänken. Im Profil an der Steinbergstraße sind nach SAUSGRUBER (1994a) am Übergang Kendlbach-/Scheibelberg-Formation hellbraune und hellrötlich-gefleckte, etwa 8 m mächtige Biomikrite mit geringem Anteil an Spiculae aufgeschlossen, welche faziell einer höheren Hangposition, gleichsam dem Verzahnungsbereich zwischen Adnet- und Scheibelberg-Formation entsprechen. Im oberen Ampelsbach, östlich der Natterwand, gibt es auch dünnbankige, violette, graue bis grüne, Glaukonit führende Gesteinsvarietäten (SAUSGRUBER, 1994a).

Bildungsmilieu: Es handelt sich um eine hemipelagische bis pelagische, distale Hangfazies (Graufazies), die sich mit der Allgäu-Formation (32) im Becken (Graufazies) und mit der Adnet-Formation (34) auf der Tiefschwelle (Rotfazies) verzahnt. Kieselschwämme, Radiolarien und Holothurien zeigen eine Tiefe des Ablagerungsraumes von mehreren 100 m an.

Fossilinhalt und Alter: Die reiche Fauna ist autochthon sowie pelagisch und besteht hauptsächlich aus Kieselschwämmen (v.a. Hexactinellida), Radiolarien und Holothurien, die eine große Faunendiversität aufweisen. Mehr dazu berichten KRAI-

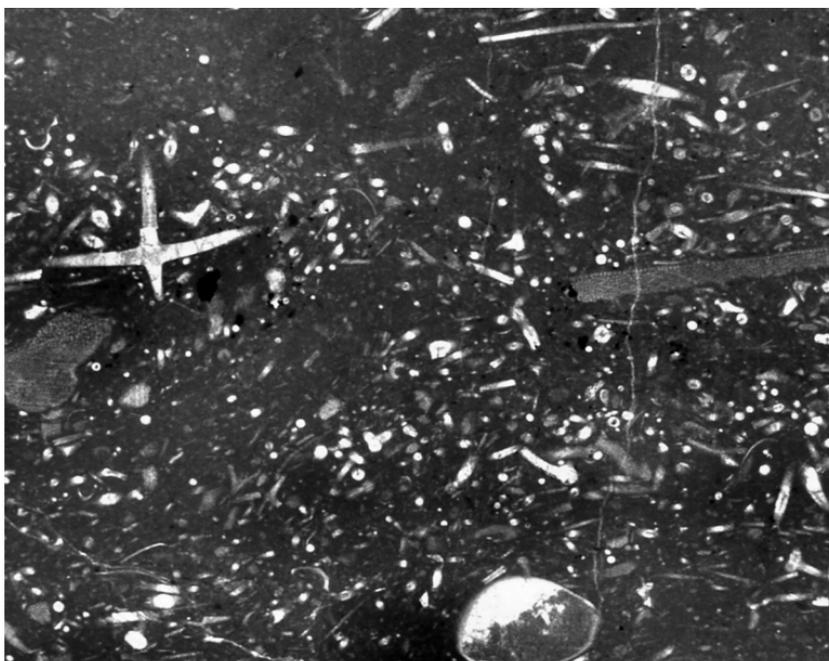


Abb. 25.
Dünnschliffphoto der Scheibelberg-Formation an der Basis der „Bächentaler Bitumenmergel“: Grauer Packstone mit Schwammnadeln, Echinodermenresten (Schwebcrinoiden) und wenigen Ostracoden. Dünnschliff Nr. B 2 (Schliffsammlung A. SPIELER, Institut für Geologie, Univ. Innsbruck). Vergrößerung: 10 x (aus: BRANDNER et al., 2011).

NER & MOSTLER (1997). BÖHM (1992) gibt **oberes Hettangium** bis **unteres Toarcium** an, KRAINER & MOSTLER (1997) können für die Typlokalität **Sinemurium** bis **Pliensbachium** nachweisen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Im Bächtental ist die Scheibelberg-Formation fast durchgehend entwickelt, im Gebiet der Tiefenbachalmen verzahnt sie mit der Adnet-Formation. Im Gebiet des Ampels- und Klammabaches ist sie geringmächtig (5 bis 7 m) und wird weitflächig von den faziell sehr ähnlichen Kieselkalken der höheren Allgäu-Formation (Jüngere Allgäu-Schichten bzw. Chiemgauer Schichten) überlagert; von diesen ist sie kaum unterscheidbar. Auf dem Kartenblatt ist daher die Scheibelberg-Formation in diesem Gebiet in die Allgäu-Formation inkorporiert worden (**37** integriert in **32**). Die Gesamtmächtigkeit beträgt im Kesselbach/Bächtental bis 45 m, am Juifen bis 30 m (vgl. Abb. 37).

Stratigrafisch Liegendes: Kendlbach-Formation (Breitenberg-Subformation).

Stratigrafisch Hangendes: Adnet-Formation (**34**; Tiefenbachalm-Hochleger) und deren Rutschfallen und Resedimente (**35**; Juifen-Nordgrat), Allgäu-Formation (Mittlere Allgäu-Schichten/Sachrang-Subformation, **33** und Jüngere Allgäu-Schichten/Chiemgauer Schichten, **32**).

34 Rotkalk-Gruppe ungegliedert (Adnet-Formation, Klaus-Formation, Hierlitzkalk, Resedimente; Sinemurium–Callovium)

Allgemeines: Der Jura in Tiefschwellenfazies ist durch generell geringmächtige, häufig kondensierte Rotkalken gekennzeichnet, mit den wichtigsten Schichtgliedern Hierlitzkalk (**36**, auch integriert in **34**), Adnet- und Klaus-Formation (jeweils **34**). Da in den westlichen Nördlichen Kalkalpen die verschiedenen Rotkalk-Fazies im Unterjura miteinander verzahnen und ungestört und in sehr ähnlicher lithologischer Ausbildung in den Mitteljura weiterlaufen, fehlen zwischen Hierlitzkalk und Adnet-Formation einerseits sowie zwischen Adnet-Formation und Klaus-Formation andererseits klare lithologische Schnitte. Daher fasst WENDT (1969) im Refan die vom Unterjura in den Oberjura durchgehende Rotkalkentwicklung als „Roten Jurakalk ungegliedert“ zusammen und unterscheidet darin eine Normalfazies und eine Spaltenfazies. KRYSZYN (1971) schlägt aus dem gleichen Grund für die Gesamtabfolge die Bezeichnung Adneter/Klaus-Schichten vor, der auch TOLLMANN (1976a) folgt. DIERSCHKE (1980) führt erstmals die Bezeichnung Rotkalk-Gruppe ein. Als Rotkalk-Gruppe ungegliedert (**34**) auf dem Kartenblatt werden alle Sedimente in Rotfazies, untergeordnet in Graufazies, und deren Resedimente zusammengefasst, die zwischen der Kendlbach-Formation (in **32** bzw. **37**) oder dem Oberrhätkalk (**38**) im stratigrafisch Liegenden und der Ruhpolding-Formation (**31**) bzw. lokal der Ammergau-Formation (**28**) im stratigrafisch Hangenden auftreten. Großteils handelt es sich dabei um mikritische Rotkalken vom Typ Adnet- und Klaus-Formation (**34** im engeren Sinne; Detailbeschreibung siehe unten), in die lagenweise Crinoidenschüttungen und gravitative Resedimente wie Gleitschollen, Brekzien und Konglomerate eingeschaltet sind. Wo diese kartierbare Körper bilden, sind sie in der Geologischen Karte als Hierlitzkalk (**36**) und Resedimente (**35**) eigens ausgewiesen.

Als **Adnet-Formation** (Begriffsprägung: „Adnether Marmor“, LIPOLD, 1851 bzw. „Adnether Schichten“, HAUER, 1853) werden seit über 150 Jahren unter verschiedenen Synonymen laufende („Adnether Kalk“, GÜMBEL, 1856; „Bunte Cephalopodenkalke“, WÄHNER, 1886a, b; „Bunte Liaskalke“, AMPFERER, 1914c; „Bayrachenfazies“, OSSWALD, 1925; „Roter Knollenkalk“, ULRICH, 1960; „Roter Bankkalk“, FABRICIUS, 1966; „Roter Jurakalk“, WENDT, 1969), allgemein geringmächtige, rote, mikritische, teils knollige Kalke des Unterjura bezeichnet, die reich an Cephalopoden, Crinoiden und Brachiopoden sind. Mit der Sedimentologie und Paläontologie der Adne-

ter Kalke an der Typlokalität (Osterhorngruppe, Salzburg, ÖK 94, 95) haben sich WENDT (1971) und zuletzt F. BÖHM gründlich auseinandergesetzt, mit dem Ergebnis einer lithostratigrafischen Neugliederung (BÖHM, 1992, 2003; BÖHM & BRACHERT, 1993; BÖHM et al., 1997a, 1999). Die neu definierte „Adnet-Gruppe“ dieser Autoren besteht demnach aus der basalen Schnöll-Formation mit der Langmoos- und der Guggen-Subformation sowie der Adnet-Formation mit den vier Unterteilungen Lienbacher-Subformation, Motzen-Subformation, Schmiedwirt-Subformation und Kehlbach-Subformation. Sonderausbildungen stellen die Scheck- („Scheck-Brekzie“) und die Saubach-Subformation (bunte Mergel) dar. Unter der **Klaus-Formation** (Erstbeschreibung als „Klaus-Schichten“ durch SUSS, 1852b) versteht KRYSZYN (1971) vor allem rote bis braune, kondensierte, mikritische Cephalopodenkalke mit Eisen-Mangan-Krusten (= Klauskalk s.str.), daneben weiße bis rote Bankkalke und rote tonige Knollenflaserkalke des Mitteljura, die in den mittleren und östlichen Nördlichen Kalkalpen diskontinuierlich auf triassischem bis liassischem Untergrund liegen. An der Typlokalität selbst (Klausalm bei Hallstatt, ÖK 96) stellt der Klauskalk eine Spaltenfüllung innerhalb des Dachsteinkalks dar. BÖHM (1992) fasst unter dem Begriff Klaus-Formation fast alle Rotkalke des Mitteljura zusammen, dazu zählt er Klauskalk, Reitmauerkalk und Radiolarien-Mikrit.

Lithologie: Die **Adnet-Formation** besteht überwiegend aus geringmächtigen, dünn- bis mittelgebankten, intensiv roten, braunroten, fleisch-, ziegel- bis rosafarbenen, häufig bioturbaten mikritischen Bankkalken und charakteristischen Knollenkalken, bisweilen mit dünnen Mergelzwischenlagen (Tafel 5: Fig. 1). Es gibt auch Knollenmergel, bei denen hellere Knollen in dunkelroter mikritischer Matrix schwimmen. Weiters sind Kalke mit eckigen roten Kalkklasten in mikritischer Matrix und eingestreute Lagen von Brekzien zu erwähnen. Untergeordnet, beispielsweise am Tiefenbachalm-Hochleger, treten über roten Knollenkalken auch graue, cremefarbige mergelige Kalke auf („graue Adnet-er Kalke“, Tafel 5: Fig. 2; vgl. ULRICH, 1960). In den Profilen Kleekopf, Oberautal, Fonsjoch Ost und Überschüssalm (z.T. auf ÖK 119; Abb. 26) findet sich zwischen den roten Knollenkalken bzw. Brekzienlagen ein bis 5 m mächtiger Horizont aus roten Mergeln mit dünnen Kalkeinschaltungen, der biostratigrafisch in das untere Toarcium eingestuft werden konnte und in seiner Ausbildung mit den Saubachschichten (vgl. BÖHM, 2003) vergleichbar ist. Die Kalke der Adnet-Formation (Wacke- bis Packstones) enthalten eine reiche Makro- (Ammoniten, Belemniten, Crinozoen) und Mikrofauna (Filamente, Foraminiferen, Schwammnadeln). Charakteristisch sind mehrfach auftretende Hartgründe in Form von braunen Eisen-Mangan-Krusten, die mit Pflastern aus häufig angelösten und angebohrten Ammoniten angereichert sind. Genese, Bildungsmilieu und Ökologie von jurassischen Hartgründen des außeralpinen Europas hat FÜRSICH (1971, 1979) im Detail studiert (vgl. auch KMENT, 1998; LEUPRECHT & MOSHAMMER, 2010). Nahe dem östlichen Blattrand, südöstlich von Punkt 1.336 m (Staatsgrenze) sind am Top der Rotkalk-Folge neben Eisen-Mangan-Krusten auch bis mehrere Zentimeter große, unregelmäßige bis nierenförmige Manganknollen aufgeschlossen (Tafel 5: Fig. 3). Darin ist der konzentrische Aufbau aus teils gekräuselten, mm- bis cm-dünnen Lamellen um Rotkalkklasten und Schalenresten deutlich sichtbar. Untersuchungen an fossilen jurassischen (z.B. im Rofan und auf Sizilien) und an rezenten Manganknollen der Tiefsee haben gezeigt, dass am Aufbau der Laminae auch sessile Foraminiferen, Serpeln und Bryozoen beteiligt sind. Die Eisen- und Manganhydroxid-Fällung erfolgt durch Bakterien und Algen direkt aus dem Meerwasser (JENKYN, 1970; WENDT, 1969, 1970, 1974; MARTIN & LANDSCAPE, 2000–2002; <https://www.organische-chemie.ch/chemie/2009mai/manganknollen.shtml>; abgerufen am 22.10.2020; vgl. GERMANN, 1971, 1972). In der Adnet-Formation auf dem Kartenblatt wurden auch sehr seltene Funde von Klasten aus metamorphen Gesteinen, vermutlich des kristallinen Basements der Nördlichen Kalkalpen, gemacht. Gleichartige

Funde sind auch vom nahen Rofan (ÖK 119; DIENER, 1885a), aus den westlichen Lechtaler Alpen (ÖK 143; LANTSCHNER et al., 1996) und aus Adnet (ÖK 94; BÖHM et al., 1997b) beschrieben. Das Basement könnte laut LANTSCHNER et al. (1996) an sinistralen Transferzonen hochgeschürft und freigelegt worden sein. Aufgrund des küstenfernen Ablagerungsraumes der Rotkalke ist eine Verfrachtung der Klasten nur mittels Drift von Pflanzenmaterial (Wurzeln) denkbar. Diese Autoren weisen auch auf den konstanten Gehalt von detritären Quarzkörnern in den mikritischen Rotkalken hin, dessen Eintrag vom kristallinen Hinterland sie mit äolischem Transport erklären (vgl. auch FABRICIUS, 1966).

Die **Klaus-Formation** folgt über der Adnet-Formation und besteht aus denselben Kalk-Lithotypen wie diese. Makroskopische Unterscheidungsmerkmale zur Adnet-Formation sind das Fehlen von Mergeln und Mergelkalken, die häufiger vorkommenden Hartgründe und die im allgemeinen geringere Mächtigkeit. Ein wichtiges mikrofazieller Unterschied sind die häufig auftretenden Filamentmikrite bis -sparite, die aus massenhaften Anhäufungen von Schälchen der planktonischen Muschel *Bositra buchi* (= *Posidonia alpina* auct.) bestehen (vgl. Abb. 32c). HAUSNER & BLIND (1996) beschreiben von der Kaserstatt- und Pasillalm (ÖK 119) eine 1 m dicke, weiße, über hunderte Meter lateral durchhaltende, reine *Bositra*-Lumachelle, die sie „Pasill-Member“ nennen und als sturminduzierte Zusammenschwemmung interpretieren. Allerdings stellen sie das „Pasill-Member“ in die Adnet-Formation. SAUSGRUBER (1994a) beschreibt einen verkieselten Radiolarien-Filament-Kalk aus überwiegend Schälchen von *Bositra buchi* und größtenteils kalzifizierten Radiolarien in grauer bis roter Matrix mit der Bezeichnung **Reitmauerkalk** als Varietät des Klauskalks.

Bildungsmilieu: Die kondensierten Rotkalke der Adnet- und der Klaus-Formation werden im oberen bathyalen Bereich, im pelagischen bis hemipelagischen Milieu auf unter- bis mitteljurassischen Tiefschwellen (BERNOULLI & JENKYNS, 1970, 1974; JENKYNS, 1971a, b, 1974), speziell an der Typokalität Adnet (ÖK 94) und an der Waidringer Steinplatte (ÖK 91, 92) auch auf schwach geneigten Hängen von oberrhätischen Karbonatplattformen (GARRISON & FISCHER, 1969; BÖHM, 1992; BÖHM & BRACHERT, 1993), bei sehr geringen Sedimentationsraten (Hungersedimentation) gebildet. Aufgrund der Tiefschwellenposition, der dort auftretenden Bodenströmungen und der daraus folgenden sauerstoffreichen Tiefenwässer herrschen oxidierende Bedingungen, welche die Rotfärbung verursachen (vgl. BÖHM et al., 1999). Daraus ergibt sich ein Bildungsraum unterhalb der Ablagerungsbereiche der autochthonen bzw. welleninduzierten Hierlatzkalke. Zeiten der „Nichtsedimentation“ (Omission) bzw. extrem langsamer Sedimentation sind durch Hartgründe gekennzeichnet. Hierbei handelt es sich um syndimentär lithifizierte Kondensationshorizonte, zu deren Genese mechanische, chemische und biologische Prozesse wie Erosion, kondensierte Fossilanreicherung, Anbohrung, Lösung, Inkrustierung sowie bakteriell induzierte Mineralisierung/Fällung in Form von Eisen-Mangan-Imprägnierungen und -Krusten bis zur Manganknollen-Bildung beitragen (FÜRSICH, 1979; siehe auch unter Oberrhätkalk, 38). Mit den Bildungsmöglichkeiten der typischen Knollenkalk-Gefüge haben sich zahlreiche Autoren auseinandergesetzt (umfangreiche Darstellung und Diskussion in HOLLMANN, 1962, JURGAN, 1969, JENKYNS, 1974, BÖHM, 1992 und HAUSNER & BLIND, 1996). Mittlerweile (JENKYNS, 1974; BÖHM, 1992, 2003; MARTIN & LANDSCAPE, 2000–2002) ist allgemein anerkannt, dass die Knollenkalk-Textur in erster Linie auf syndimentäre bzw. frühdiagenetische Entmischung eines primär tonreichen Kalkschlammes und konkretionäre Zementation um Nuklei wie Cephalopodengehäuse zurückzuführen ist. Gravitative Zergleitung spielt auch eine Rolle, ist jedoch nicht scharf von umgelagerten „Knollenbrekzien“ abtrennbar. Für das heutige Erscheinungsbild der Knollen-, Flaser- und Styolithgefüge sind spätdiagenetische Kompaktions- und Drucklösungsprozesse bestimmend. Die

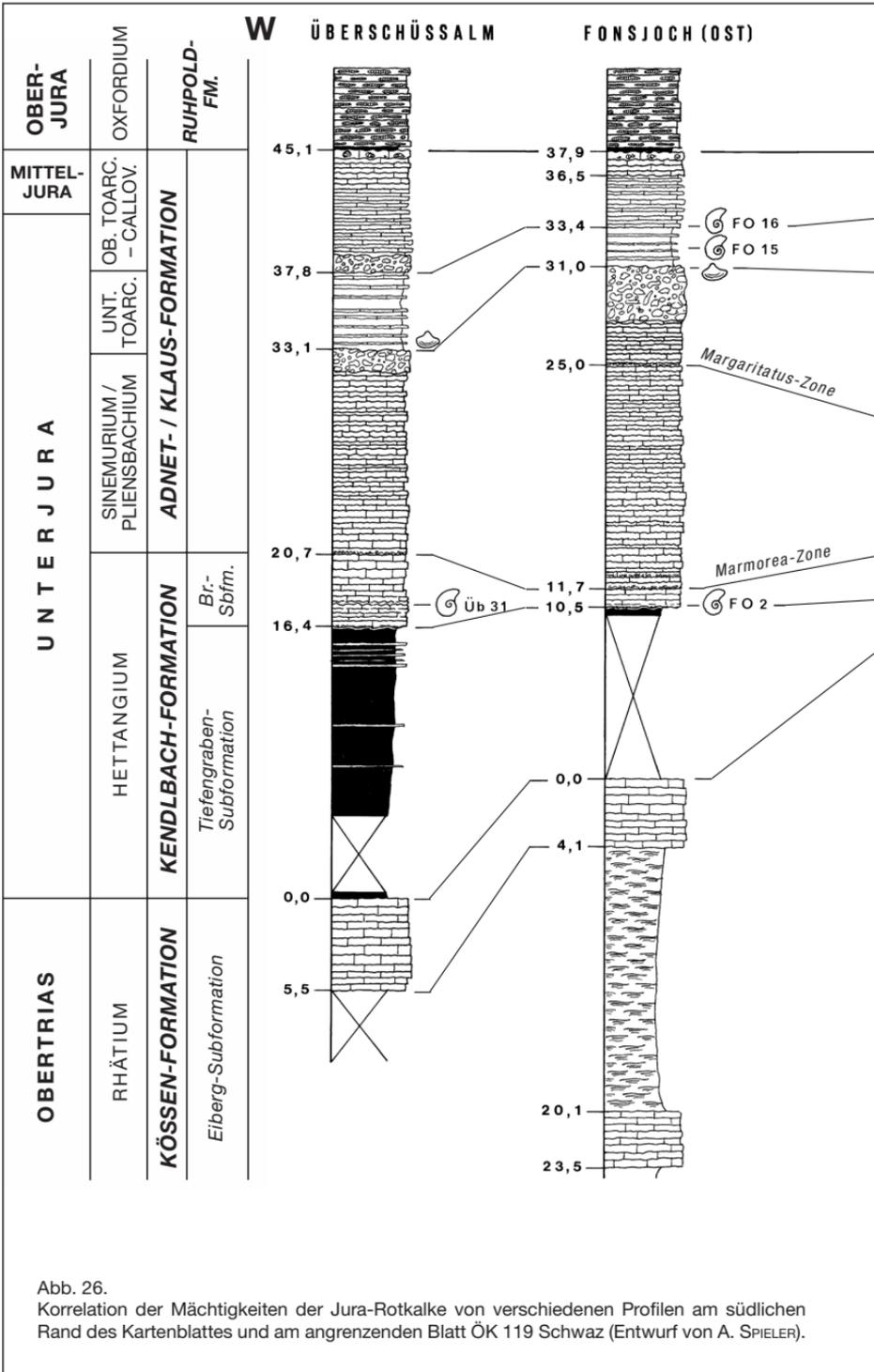


Abb. 26.

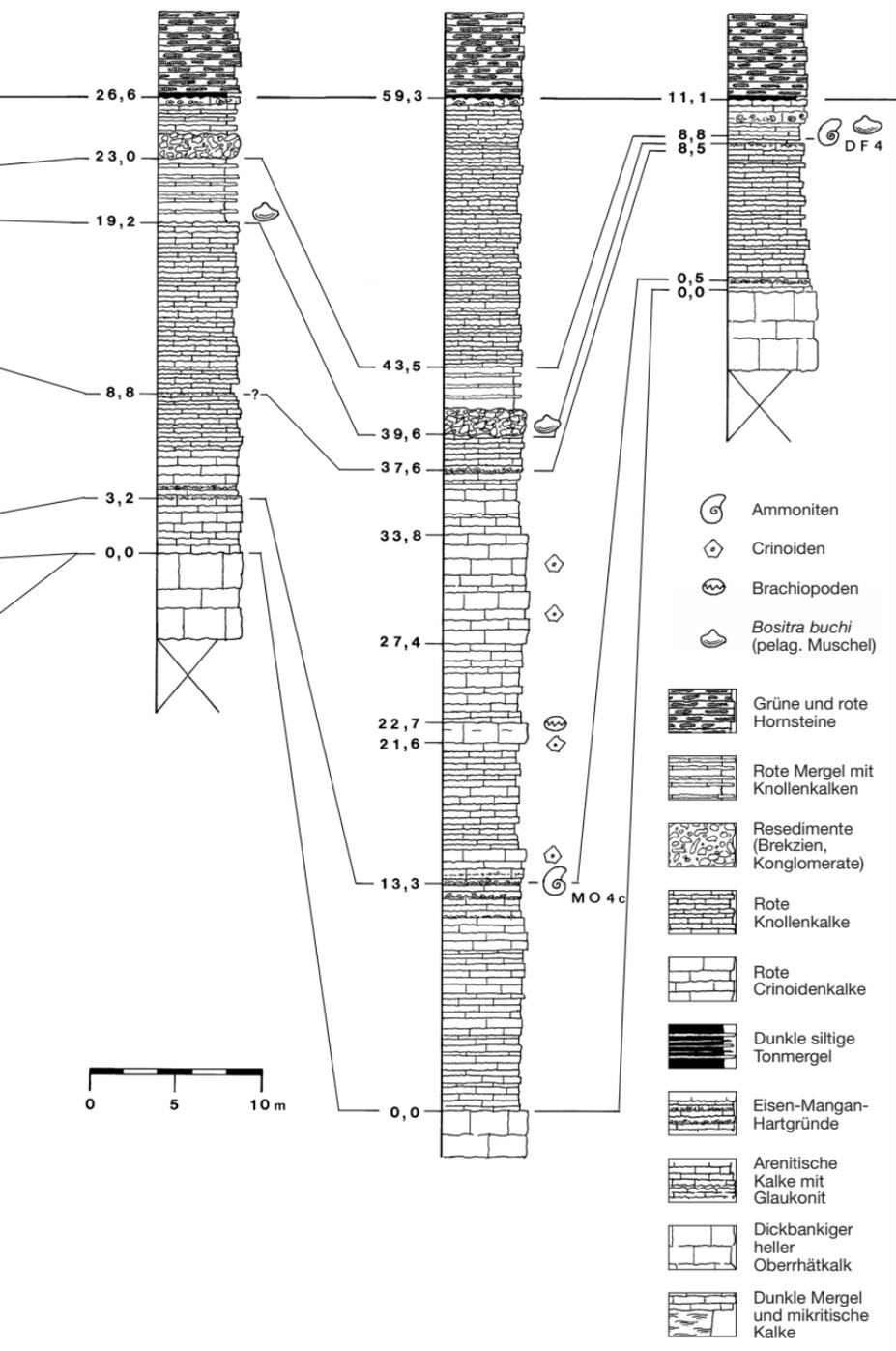
Korrelation der Mächtigkeiten der Jura-Rotkalke von verschiedenen Profilen am südlichen Rand des Kartenblattes und am angrenzenden Blatt ÖK 119 Schwaz (Entwurf von A. SPIELER).

OBERAUTAL

KLEEKOPF

DALFAZALM

E



Adnet-Formation verzahnt sich an Hängen mit Hierlatzkalken und Resedimenten, gegen das Becken hin mit der Scheibelberg- und Allgäu-Formation und kann letztere faziell vollständig ersetzen. In analoger Weise verzahnt die Klaus-Formation mit den Jüngeren Allgäu-Schichten (Chiemgauer Schichten) der Allgäu-Formation. Den Reitmauerkalk interpretiert SAUSGRUBER (1994a) als pelagische Beckenfazies im Übergang zur Ruhpolding-Formation (31).

Fossilinhalt und Alter: Adnet-Formation: OSSWALD (1925) beschreibt von der Neuen Klause am Zusammenfluss von Sattelbach und Bairachbach, etwa 600 m östlich der Blattgrenze auf ÖK 89, über Oberrhätalk aus tief roten dünnbankigen Kalken eine Reihe von leitenden Ammoniten des Unterjura. WENDT (1969) kann im Rofan die Adnet-Formation (rote Kalke und Mergelkalke, z.T. in Spalten) mit Ammoniten vom Sinemurium bis in das obere Toarcium datieren. **Sinemurium bis Toarcium.**

Klaus-Formation: CLARK (1887) erbringt mit dem Fund von *Stephanoceras coronatum* in Rotkalken am Ampelsbach den Nachweis von Mitteljura. Im Juraprofil an der Steinbergstraße findet QUENSTEDT (1951a) in roten und grauen Kalken (Klaus-Formation?) über dunklen Fleckenkalken und Fleckenmergeln (Allgäu-Formation/Mittlere Allgäu-Schichten?) *Belemnites canalicatus* und *Stephanoceras coronatum*, die für ihn den mittleren Mitteljura anzeigen. Filamente von *Bositra buchi* kommen ab dem Toarcium und den gesamten Mitteljura hindurch vor. Zum Mikrofossilinhalt zählen daneben planktonische Foraminiferen der Familie Globuligerinidae (*Conoglobigerina* und *Globuligerina*), die Bathonium-Alter belegen (TÖCHTERLE, 2005) und Radiolarien sowie juvenile Ammoniten. WENDT (1969) gelingt wiederum im Rofan mithilfe von Ammoniten für violette Knollenkalke mit Eisen-Mangan-Knollen (Klaus-Formation) der Nachweis von mittlerem Bajocium bis Bathonium. Die jüngsten Rotkalke reichen dort fossilbelegt bis in das obere Oxfordium. Im Nordschenkel der Thiersee-Synklinale, östlich der Gufferthütte (hauptsächlich auf ÖK 89 und 90), reicht die Rotkalkentwicklung unter fast völligem Ausfall der Ruhpolding-Formation (31) ebenfalls bis in den unteren Oberjura (SCHÜTZ, 1975, 1979). Laut KRYSSTYN (1971) ist der Klauskalk an der Typokalität (ÖK 96) biostratigrafisch vom oberen Bajocium bis in das obere Oxfordium nachgewiesen. Für das Kartenblatt ist zumindest ein Altersumfang von **Aalenium** bis **Callovium** anzunehmen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Adnet-Formation: Thiersee-Synklinale (Nordschenkel), Hofjoch (1.341 m), Natterwand (1.618 m) sowie Bächental. In der Profilabfolge am oberen Ampelsbach östlich der Natterwand wird nach SAUSGRUBER (1994b) die Adnet-Formation, gekennzeichnet durch einen mehrere cm-mächtigen Hartgrund und Eisen-Mangan-Knollen-Führung über einem teils angebohrten Relief des Oberrhätalks, lediglich 2 bis 3 m mächtig (siehe auch unter Oberrhätalk, 38; vgl. Tafel 3: Fig. 4). Am Südrand des Kartenblattes, im Profil am Kleekopf (Abb. 26) und am Tiefenbachalm-Hochleger (Abb. 37) ist eine Mächtigkeit von etwa 30 m aufgeschlossen, die nach Süden (Profil Fonsjoch Ost und Profil Oberautal, beide ÖK 119, Abb. 26) wieder auf gut 20 m zurückgeht. Im Profil Dalfazalm (Rofan, ÖK 119, Abb. 26) sind über Oberrhätalk gesamtlich nur mehr 10 m Rotkalke entwickelt. Die Mächtigkeit der **Klaus-Formation** beträgt einige Meter (östlich des Klammaches, SAUSGRUBER, 1994a) bis ca. 15 m (Kleekopf, Abb. 26). TÖCHTERLE (2005) beschreibt vom Nachbarblatt ÖK 89 Angath nur 1 m mächtigen Klauskalk. Aufgrund der fast identen Lithologien und insgesamt geringen Mächtigkeit ist die Klaus-Formation auf dem Kartenblatt mit der Adnet-Formation zusammengefasst.

Stratigrafisch Liegendes: Adnet-Formation: Oberrhätalk (38; z.B. Natterwand, oberer Ampelsbach), Scheibelberg-Formation (37), Kendlbach-Formation (in 32 bzw. 37), Hierlatzkalk (36). **Klaus-Formation:** Adnet-Formation, Allgäu-Formation (32, Mittlere und Jüngere Allgäu-Schichten/Chiemgauer Schichten).

Stratigrafisch Hangendes: Adnet-Formation: Scheibelberg-Formation (37), Hierlatzkalk (36), Klaus-Formation, Allgäu-Formation (32), Sachrang-Subformation (33, „Bächentaler Bitumenmergel“). **Klaus-Formation:** Ruhpolding-Formation (31), Allgäu-Formation (32, Jüngere Allgäu-Schichten/Chiemgauer Schichten).

35 Resedimente (Debrite, Brekzien; Schollen aus Kössen-Formation; am Juifen Nordgrat)

Allgemeines: Resedimente, in erster Linie Brekzien, sind in den Nördlichen Kalkalpen besonders im höheren Unter- und im Oberjura eine weitverbreitete Erscheinung (JACOBSSHAGEN, 1965; TOLLMANN, 1976a; BÖHM et al., 1995). Während ihre Bildung im Unterjura durch extensionale tektonische Bewegungen initiiert wird, wird sie im Oberjura durch Extensions- und/oder Kompressions-/Transpressionstektonik kontrovers diskutiert (Näheres siehe unter 29, 30). Die Resedimente der Unterjura-Schichtfolge im Bächtental und im Juifen-Gebiet sind meist grobklastische Ablagerungen submariner gravitativer Massenbewegungsprozesse, die durch extensionale tektonische Bewegungen im Zusammenhang mit der Entstehung des Bächtental-Beckens ab dem oberen Pliensbachium initiiert wurden (SPIELER & BRANDNER, 1989; EBLI, 1991; SPIELER, 1994, 1995; ANGERMAIER, 2015). Zeitgleiche Massenbewegungsphänomene sind bisher vor allem aus den Salzburger Kalkalpen beschrieben worden, beispielsweise von GARRISON & FISCHER (1969) von der Waidringer Steinplatte (Unken-Synklinale, ÖK 92), von BERNOULLI & JENKYNYS (1970) aus der Glaserbachklamm bei Salzburg (ÖK 64) und von KRÄINER et al. (1994) aus dem Bereich Weißbach–Diesbach (Westrand Steinernes Meer, ÖK 92). Hier wie dort wird die Resediment-Bildung im Toarcium mit den „Bächentaler Bitumenmergeln“ (33) bzw. mit Hartgründen beendet. An der Typlokalität der Adnet-Formation beschäftigen sich BÖHM et al. (1995) ausführlich mit der Petrografie und Lithogenese der Resedimente, die sie als Scheck-Subformation bezeichnen (vgl. HUDSON & JENKYNYS, 1969). Die Resedimente am Kartenblatt stellen lithostratigrafisch den tieferen Anteil der Mittleren Allgäu-Schichten dar, der höhere Anteil wird von den „Bächentaler Bitumenmergeln“ gebildet.

Lithologie: Die Resedimente (35) setzen sich aus verschiedenen Typen von chaotischen, meist massigen bis teils geschichteten und gradierten Brekzienkörpern zusammen, die ein Korngrößenspektrum von Dekameter großen Schollen (Schollenbrekzien, Megabrekzien) bis Klasten in Kieskorngroße in arenitischer bis mikritischer Matrix (Rudstones) aufweisen. Typisch ist die schlechte Sortierung und überwiegend fehlende Rundung der Klasten. Eine Sonderbildung sind „Knollenbrekzien“ bzw. „Pseudokonglomerate“ („Rutschungskonglomerate“, „Geröllmergel“, vgl. BERNOULLI & JENKYNYS, 1970) aus zerglittenen Knollenkalken und -mergeln sowie umgelagerten mikritischen Kalkknollen der Adnet-Formation, die in roter, mergeliger Matrix schwimmen und mit Crinoidenspat vermischt sind (Abb. 27). Die Schollenbrekzien bestehen im Extremfall aus Zehnermeter bis hunderte Meter großen Schichtpaketen mehrerer Formationen. Bestes Beispiel hierfür ist die große, in Rotkalkbrekzien und Crinoidenschuttkalke eingebettete längliche Gleitscholle aus mikritischen Kalken der Kössen-Formation und stratiform auflagernder Kendlbach-Formation am Juifen-Nordgrat (Abb. 28a, b, 29). Eine vergleichbare Gleitscholle kommt auch im südlichen Quellast des Dollmannsbaches vor. Weiters gibt es am Juifen-Nordgrat und im Kesselbach große Rutschfaltensegmente mit Übergängen zu chaotischen Schollenbrekzien aus Adneter Rotkalken und Mergeln (Abb. 28c), deren Sedimentkörper ein basales Relief auffüllen und häufig selbst ein rinnenförmiges Oberflächenrelief aufweisen, das wiederum von Crinoidenschuttkalken verfüllt wird (Abb. 28b). In dem nördlich vom Rethalm-Hochleger in den Kesselbach führenden Graben findet sich (Abb. 30) zwischen den Älteren und Jüngeren Allgäu-Schichten (32) eine zyklische

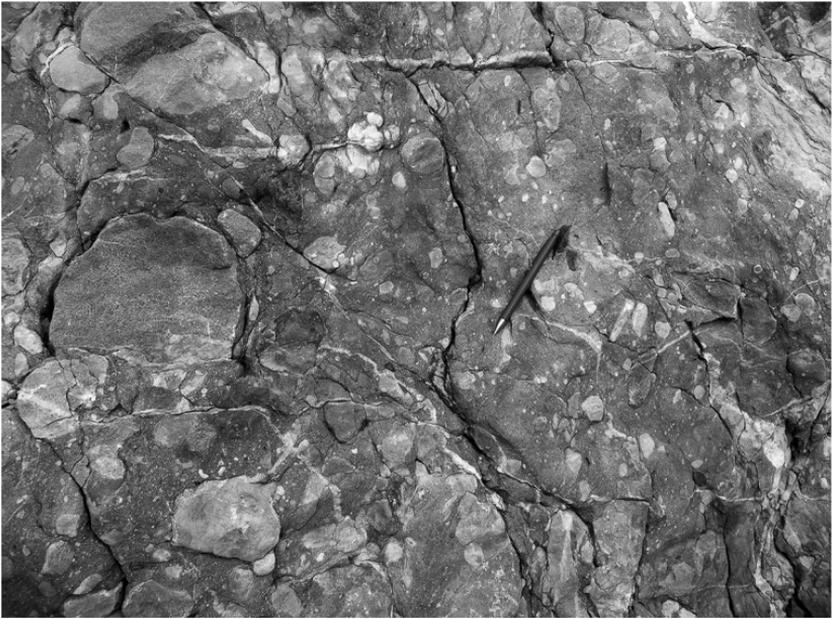


Abb. 27.
„Knollenbrekzie“ der Resedimente am Kesselbach (Foto: A. GRUBER, 2011).

Resedimentabfolge (Abb. 30), die im Idealfall mit Rutschbrekzien und Grobdebriten beginnt, sich mit Relief plombierenden Crinoiden- und Feinarenitschüttungen fortsetzt und mit Mergeln (Hintergrundsedimentation der Mittleren Allgäu-Schichten) endet. Häufig ist diese Abfolge durch neuerliche Resedimentationsereignisse oder sich wiederholende Crinoidenschuttkalke unvollständig entwickelt. Die Resedimentfolge wird als Channel-fill-Sequenz interpretiert (vgl. TOLLMANN, 1960).

Bildungsmilieu: Bei den Resedimenten handelt es sich um submarine gravitative Massenbewegungen, initiiert durch syosedimentäre tektonische Extension im Bächtental-Becken. Abschiebungen verursachen Kliffbildung und nachfolgende flache Abgleitungen von Schichtverbänden der Abfolge Kössen- bis Adnet-Formation. Daraus entwickeln sich Gleitmassen, Schutt- (*debris flows*) und Schlammstromablagerungen (*mud flows*). Dieser Prozess wiederholt sich mehrmals; jeder Resedimentkörper stellt ein einzelnes Massenbewegungsereignis dar (Abb. 29). BERNOULLI & JENKYN (1970) erwähnen auch Turbidite. GARRISON & FISCHER (1969) verknüpfen die Rutschfalten-Bildung in der Adnet-Formation einerseits mit den bis 30° steilen Abhängen (*slopes*) der oberrhätischen Karbonatplattform der Steinplatte (ÖK 91, 92), andererseits mit syosedimentärer (Kippschollen-)Tektonik im Beckenbereich.

Fossilinhalt und Alter: Häufigstes Fossil sind Crinoiden, die diffus oder in Form von Spatkalken den Massenbewegungsereignissen zwischengeschaltet sind. Die Resedimentbildungen ereignen sich fast ausschließlich während der maximalen tektonischen Subsidenz des Bächtental-Beckens im Zeitraum **Pliensbachium** bis **unteres Toarcium** und werden von den „Bächtentaler Bitumenmergeln“ (33) sedimentär versiegelt (SPIELER, 1994).

Verbreitung und Mächtigkeit: Im Bächtental (Tiefenbachalm-Mitterleger und Tiefenbachalm-Hochleger, Kesselbach, Rethalm-Hochleger; vgl. Abb. 37), an der Juifen-Nord- und Ostflanke und im Dollmannsbachtal ist die Gesamtfolge der Re-

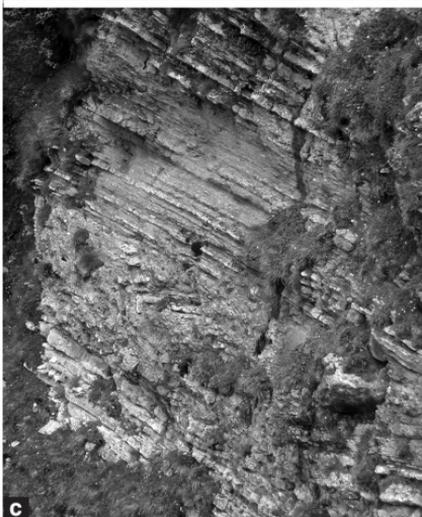
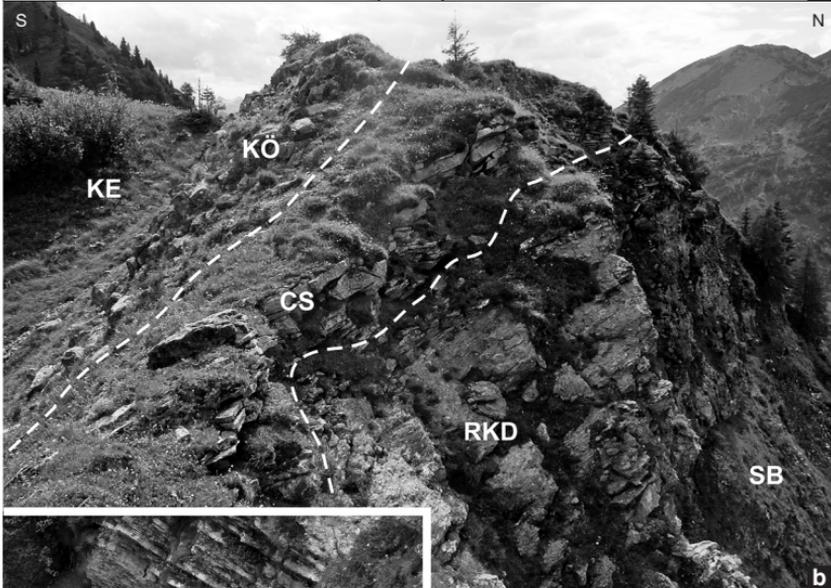
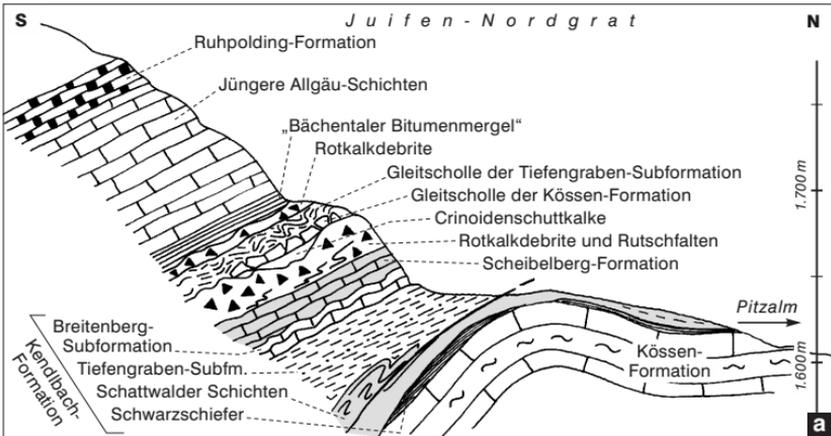


Abb. 28.

a) Profilschnitt durch die Trias-Jura-Schichtfolge entlang des Juifen-Nordgrats mit einer Zehnermeter mächtigen Resedimentfolge, nach BRANDNER et al. (2011) (vgl. Abb. 37: Profil Juifen).

b) Große Gleitscholle aus mikritischen Kalcken der Kössen-Formation (KÖ) und Kendbach-Formation (KE), eingebettet in Rotkalkdebrite (RKD) und Crinoidenschuttkalke (CS), auf Scheibelberg-Formation (SB) auflagernd.

c) Rutschfalten aus Rotkalken der Adnet-Formation.

Alle Lokalitäten Juifen-Nordgrat (Fotos: A. GRUBER, 2011).

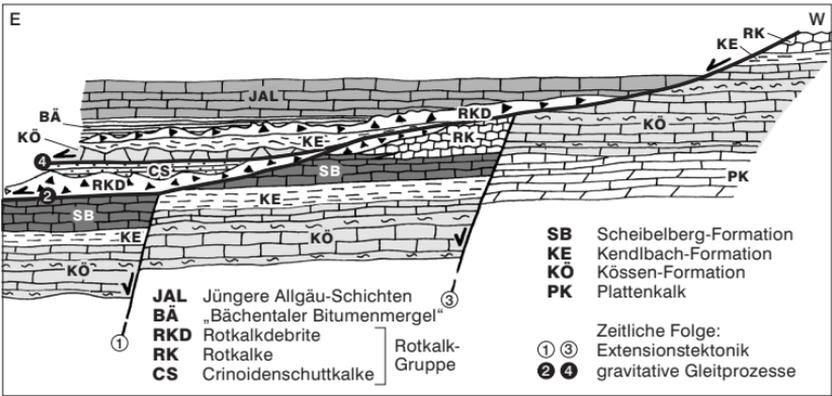


Abb. 29.

Modell des Zusammenwirkens von tektonischen Abschiebungen (1 + 3) und gravitativen Gleitprozessen (2 + 4) am Westrand des Bächental-Beckens im Toarcium. Die Abschiebungen verlaufen etwa in NNE–SSW-Richtung. Die Zahlen 1 bis 4 geben die zeitliche Abfolge der Ereignisse an. Ohne Maßstab, leicht verändert nach BRANDNER et al. (2011).

sedimente einige Zehnermeter mächtig, wobei sie mit Crinoidenschuttkalken und der Allgäu-Formation (z.B. im Kesselbach) wechsellagert. Einzelne Debrite sind einige Meter dick. ANGERMAIER (2015) erwähnt vom Fonsjoch (ÖK 119) beeindruckende Zehnermeter mächtige Rutschfallen.

Stratigrafisch Liegendes: Adnet-Formation (34), Hierlatzkalk (36), Scheibelberg-Formation (37), Allgäu-Formation (32, Ältere Allgäu-Schichten), Sachrang-Subformation (33).

Stratigrafisch Hangendes: Allgäu-Formation (32, Jüngere Allgäu-Schichten/ Chiemgauer Schichten), Sachrang-Subformation (33), Klaus-Formation (34).

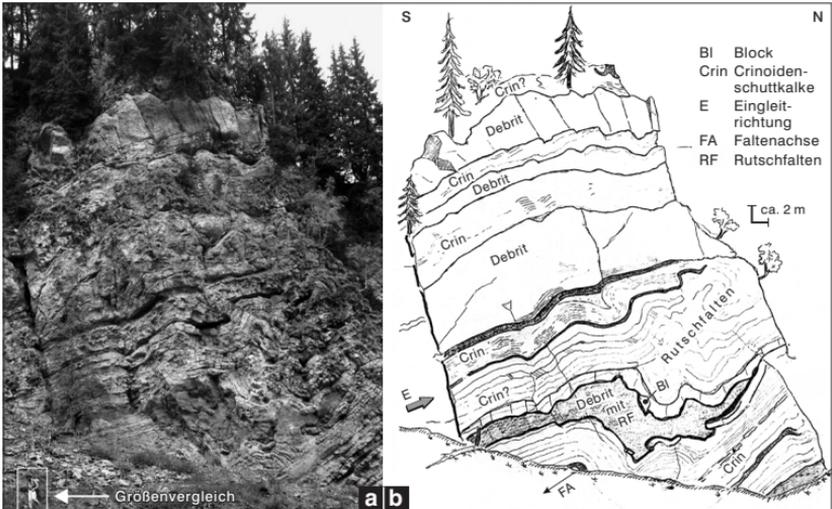


Abb. 30.

a) Ansicht und b) zugehörige Skizze der zyklischen Resedimentabfolge nördlich unterhalb des Rethalm-Hochlegers (Foto und Skizzenentwurf: A. SPIELER, 1989).

36 Hierlatzkalk (Sinemurium–Pliensbachium)

Allgemeines: In der Literatur (vgl. TOLLMANN, 1976a und GAWLICK et al., 2009) gibt es unterschiedliche Auffassungen über die lithologische Zusammensetzung und die Fazies des Hierlatzkalks: In der Erstbeschreibung versteht LIPOLD (1852: 92) an der Typokalität südlich des Echerntals bei Hallstatt (ÖK 96) unter „Hirlatzschichten“ ein oft vollständig aus Cephalopoden, Gastropoden, Crinoiden und Brachiopoden bestehendes Gestein. DIENER (1885a, b) und GEYER (1886) haben den Hierlatzkalk (Synonyme: „Hierlatzschichten“, „rother Crinoidenkalk“, „lichtrothe Crinoidenkalke“, „rother Crinoidenlias“), unter anderem im Rofan (ÖK 119), auf rote Crinoidenkalke des Lias reduziert. GEYER (1886) trennt zudem die brachiopodenreiche Fazies davon ab. WÄHNER (1886a, b) sieht das genau umgekehrt, da Crinoiden im gesamten Unterjura als Durchläufer-Fossilien fungieren. Auch nach der Neubearbeitung von VÖRÖS (1991) besteht der Hierlatzkalk hauptsächlich aus Brachiopoden und/oder Ammonitenschalen in mikritischer bis sparitischer Matrix. Dennoch wird der Hierlatzkalk bis heute im Allgemeinen entsprechend der Auffassung GEYERS mit Crinoidenkalken in Verbindung gebracht (vgl. TOLLMANN, 1976a; BÖHM, 1992, mit ausführlicher Beschreibung der Mikrofazies).

Lithologie: Der Hierlatzkalk (36) besteht in der Regel aus weißgrauen bis bräunlichen, hellrosa- bis lachsfarbenen, intensiv fleisch- bis braunroten, fast matrixfreien oder mikritische Matrix enthaltenden Crinoidenschuttalken. Vereinzelt finden sich darin Kieselknauer. Häufig kommen rein aus Crinoidenstielgliedern (bis 1 cm Größe) zusammengesetzte, weitgehend matrixfreie Spatkalke vor (Grain- bis Packstones), die dicke, fast massige, weißgraue bis hellrote Bänke bilden. Teilweise liegen die Spatkalke als Stylobrekzien vor (SAUSGRUBER, 1994a). Der Hierlatzkalk steht mit den roten Knollenkalken der Adnet-Formation in Wechsellagerung und kann diese faziell vollständig vertreten, zum Beispiel in der westlichen Karwendel-Synklinale (ULRICH, 1960). Die dm- bis m-gebankten roten und grauen Crinoidenschuttalke, die nördlich unterhalb des Rethalm-Hochlegers und am Juifen-Nordgrat mit Rotkalkdebriten wechsellagern (Abb. 30), sind jedoch nicht mit dem Hierlatzkalk zu verwechseln, da dieser zeitlich auf das Sinemurium beschränkt ist (vgl. GAWLICK et al., 2009).

Am Kleekopf (1.760 m, AV-Karte Nr. 5/3) wurden auf dem Kartenblatt bis 13 m mächtige, crinoidenreiche Biomikrite über dem Oberrhätalk als Hierlatzkalk ausgedehnt. Im Profil Kleekopf (Abb. 26) wird diese Gesteinsfolge aufgrund von Hartgrund-Korrelationen mit benachbarten Profilen jedoch als Enzesfelder Kalk (vgl. STUR, 1851; TOLLMANN, 1976a) angesprochen. Der eigentliche Hierlatzkalk folgt im genannten Profil in kondensierter Ausbildung darüber. Wegen der geringen Mächtigkeit wird er jedoch mit den darauffolgenden Knollenkalken der Adnet-Formation zusammengelegt.

Zum Hierlatzkalk werden auch Spaltenfüllungen im Oberrhätalk (38) gerechnet, die beispielsweise am Hinteren Sattelkopf aus Crinoidenschuttmaterial, teils in mikritischer Matrix, bestehen (GRUBER, 2014). An der nahe gelegenen Bairachen Klause (ÖK 89) beschreibt FABRICIUS (1966) tiefreichende Spalten, die zwei sich kreuzende Richtungen aufweisen und von wandständigen Kalzitrasen überwachsen sind. Die übrigen Hohlräume sind mit Rotsedimenten gefüllt. Weiters beobachtet er mehrmaliges Aufreißen der Spalten. Die Juraspalten-Systeme im Rofan (ÖK 119), am Steinernen Meer (ÖK 93, 124) und im Hagengebirge (ÖK 93, 94) werden in JURGAN (1969), WENDT (1969, 1971), SCHÖLL & WENDT (1971) und WÄCHTER (1987) ausführlich abgehandelt.

Bildungsmilieu: Der Hierlatzkalk wird am Top der rasch absinkenden obertriassischen Karbonatplattformen als Tiefschwellenfazies in Verzahnung mit der Adnet-Formation gebildet. Auf der Karbonatplattform des Oberrhätalks sind tiefreichende submarine Extensionsspalten (*neptunian dikes*) mit Hierlatzkalk verfüllt (vgl. VÖRÖS,

1991). Die stratiform auflagernden dickbankigen bis massigen Hierlatzkalke interpretieren FABRICIUS (1966) und ältere Autoren (GEYER, 1886; WÄHNER, 1886a, b; WEYNSCHENK, 1949) als Flachwasserbildungen, da unter anderem eine Verzahnung mit Kalkareniten und Oolithen des Rückriffs bestünde. Sie betonen aber gleichzeitig, dass es nur geschüttetes, nicht autochthones Material sei. Auch TOLLMANN (1976a) schreibt von im Flachwasser gebildeten, durch Wellentätigkeit ausgewaschenen Crinoidensanden. An dieser Stelle ist jedoch der Hinweis wichtig, dass es sich nicht um einen „Auswaschungsprozess“ handelt. Vielmehr ist anzunehmen, dass Massen von Crinoiden auf rasch absinkenden Karbonatplattformen (*drowning*) gewachsen sind, ohne dass sich vermutlich überhaupt Schlamm abgelagert hat. Durch Umlagerung kam es zur Anreicherung von Crinoiden-Sanden. Nach VÖRÖS (1991) ist die Bildung des Hierlatzkalks einerseits an Escarpments von Störungszonen gebunden, andererseits auch in Form allodapischer Schüttungen im unteren Hangbereich möglich. Nach BÖHM (1992) stellt der massive Hierlatzkalktypus Crinoidensand-Ablagerungen eines mäßig tiefen Ablagerungsmilieus mit starker Bodenströmung dar, während der deutlich gebankte Typus eher Schüttungen in tiefere Bereiche und Verzahnung mit den Adnet-Kalken darstellt, wodurch verschiedene fazielle Übergänge entstehen (vgl. WÄHNER, 1886a, b). Dieser Interpretation wird auch hier gefolgt.

Fossilinhalt und Alter: Echinodermenbruchstücke (hauptsächlich Crinoidenstielglieder, die frühdiagenetisch rasch in Einkristalle umgewandelt wurden) machen den Hauptanteil aus. Daneben finden sich in wechselnder Häufigkeit Brachiopoden-, Bivalven-, Gastropoden- und wenige Ammonitenreste. Altersmäßig entspricht der Hierlatzkalk infolge von Verzahnungsmustern etwa dem unteren Teil der Adnet-Formation, wobei über der oberrhätischen Karbonatplattform nach einem Hiatus meist der Hierlatzkalk die Adnet-Formation unterlagert. WENDT (1969) kann im Rofan (ÖK 119) Crinoidenkalke vom Typ Hierlatzkalk in sogenannten S-Spalten (schichtparallel) mit Ammoniten in das **Sinemurium** datieren. ULRICH (1960) beobachtet in der westlichen Karwendel-Synklinale (ÖK 118) eine vollständige Vertretung der Knollenkalke der Adnet-Formation durch Hierlatzkalk, mindestens bis zum **höheren Unterjura (Pliensbachium)**.

Verbreitung und Mächtigkeit: Am Top des Oberrhätalks am Hinteren Sattelkopf in dicken Bänken bis 20 m mächtig; im Gebiet Moosenalm-Kleekopf liegen dicke Bänke in einer Gesamtmächtigkeit von gut 10 m mit leichtem Störungskontakt (Abb. 26) schichtkonform auf gebanktem Oberrhätalk; im Klamm bach und Mahmoosbach sind 5 bis 7 m mächtige Vorkommen zur Allgäu-Formation (**32**) bzw. zur Rotkalk-Gruppe (**34**) subsumiert.

Stratigrafisch Liegendes: Kendlbach-Formation (in **32** bzw. **37**), Scheibelberg-Formation (**37**), Adnet-Formation (**34**).

Stratigrafisch Hangendes: Adnet-Formation (**34**), Scheibelberg-Formation (**37**).

32 Allgäu-Formation ungegliedert (Mergel, Kalkmergel; Sinemurium-Callovium), inkl. Kendlbach-Formation (Vorderer Ampelsbach)

Allgemeines: SCHAFFHÄUTL (1851) verwendet als Erster die Bezeichnung Fleckenmergel, GÜMBEL (1856) nennt die vom Flysch getrennte Fleckenmergelserie „Algäuschiefer“. RICHTHOFEN (1859) macht daraus die „Algäuschichten“, die sich auch in den Arbeiten von REIS (1911), REISER (1922) und ZACHER (1962) wiederfinden. Jedoch setzt sich im Laufe der Zeit der Begriff Fleckenmergel, der nur einen Teil der Allgäu-Schichten im ursprünglichen Sinn ausmacht, allgemein durch. JACOBSHAGEN (1958, 1961, 1964) verwendet die Abfolge von kalkreichen und kalkarmen Schichtgruppen innerhalb der „Allgäuer Hauptmulde“ als stratigrafische Gliederungsmög-

lichkeit und sichert diese mit Ammoniten ab. Er untergliedert in ältere, kalkreiche Fleckenmergel, mittlere, mergelreiche Fleckenmergel und jüngere, wieder kalkreiche Fleckenmergel, in die sich in wechselndem Umfang kieselige Gesteine, Echinodermen-Spatkalk, bitumen- und manganreiche Schiefer, Kalkkonglomerate und Quarzarenite einschalten, die eine weitere Unterteilung in Schichtgruppen, wie Spatkalk, Epsilonkalk, Manganschiefer, Spatkalk-Schichten, Kieselkalk, ermöglichen. In seiner Synthese von 1965 verwendet JACOBSHAGEN wieder die alte Bezeichnung „Allgäu-Schichten“ und unterteilt diese in „Ältere“, „Mittlere“ und „Jüngere Allgäu-Schichten“. Auf diese Einteilung sensu JACOBSHAGEN (1965) wird in den vorliegenden Erläuterungen im Zusammenhang mit der Allgäu-Formation (**32**) Bezug genommen. TOLLMANN (1976a) trennt mit der Bezeichnung Chiemgauer Schichten die kieselreiche Variante von den Jüngeren Allgäu-Schichten ab. DIERSCHKE (1980) fasst die „Allgäuschichten ungegliedert“ zur Graukalk-Gruppe zusammen, zu der nach neueren Ansichten auch die Kendlbach-Formation gezählt wird (vgl. Abb. 6). SPIELER (1994, 1995) kann im Bächental aufgrund der dort verbreiteten Sonderentwicklung der „Bächentaler Bitumenmergel“ eine Dreiteilung der Allgäu-Formation sensu JACOBSHAGEN (1965) vornehmen. Östlich des Achentales gelingt SAUSGRUBER (1994a, b) aufgrund des weitgehenden Fehlens der Mittleren Allgäu-Schichten und der schwierigen Unterscheidung zwischen Jüngeren Allgäu-Schichten in ihrer kieseligen Ausbildung (Chiemgauer Schichten) und der Scheibelberg-Formation (**37**) nur mehr sehr eingeschränkt eine lithostratigrafische Gliederung. Daher ist aus faziellen und Maßstabsgründen auf dem gesamten Kartenblatt die Allgäu-Formation (**32**) undifferenziert ausgehalten. Als Sonderentwicklung und kartierbare Einheit der Mittleren Allgäu-Schichten sind jedoch die bekannten „Bächentaler Bitumenmergel“ (Sachrang-Subformation, **33**) eigens ausgedehnt und detailliert beschrieben.

Die **Allgäu-Formation ungegliedert (32)** umfasst die **Älteren, Mittleren und Jüngeren Allgäu-Schichten** sensu JACOBSHAGEN (1965) mit ihrer kieseligen Variante der **Chiemgauer Schichten** sensu TOLLMANN (1976a) und den **Reitmauerkalk**. Unter der Allgäu-Formation sind aufgrund der geringen Mächtigkeit und schwieriger Abgrenzung bereichsweise die Kendlbach-Formation (v.a. im Bächental) und die Scheibelberg-Formation (**37**; östlich des Achentales) subsumiert.

Lithologie: Die **Älteren Allgäu-Schichten** setzen sich aus graublauen bis grüngrauen, splittrig brechenden bioturbaten Kalk- und Mergelkalkbänken zusammen (Abb. 31). Kennzeichnend für diese Gesteine sind das reichliche Vorkommen von Pyrit, Pflanzenhäckseln und Bioturbationsflecken (Fress-, Wohn- und Spreitenbauten), Lagen von dunkelgrauen Kieselknauern und immer wieder eingestreute graue Dolomit- und Kalksteinklasten in Feinsandkorngröße. Im hinteren Ampelsbachtal, östlich der Natterwand, erwähnt SAUSGRUBER (1994b) über geringmächtiger Adnet- und Scheibelberg-Formation eine nicht gliederbare Wechselfolge von grauen, bioturbaten, eben gebankten dm-dicken Kalken mit dm- bis teils m-dicken Mergelzwischenlagen (Abb. 31). Zusätzlich treten hier grüne Glaukonit führende und rote Gesteinsvarietäten auf. Synsedimentäre, submarine gravitative Massenbewegungen mit Rutschfaltenbildungen kommen häufig vor und sind leicht mit tektonischer Faltenbildung zu verwechseln.

Die im Achental und östlich davon wenige Meter umfassenden, daher nicht eigens ausgewiesenen **Mittleren Allgäu-Schichten** bauen sich aus bioturbaten, Schwammadeln führenden, dunkelgrauen Kalken und schiefrigen Mergeln auf, die häufig die pelagische Muschel *Posidonia* sp. und Radiolarien führen. SAUSGRUBER (1994a) charakterisiert im Profil Klamm bach diese Schichten mikrofaziell als dunkelgraue, Glaukonit führende, bioturbate Echinodermen- und Crinoiden-Grainstones bis -Packstones mit Foraminiferen, Ostracoden und Filamenten und nur wenig dunkelgrauer mikritischer Matrix.



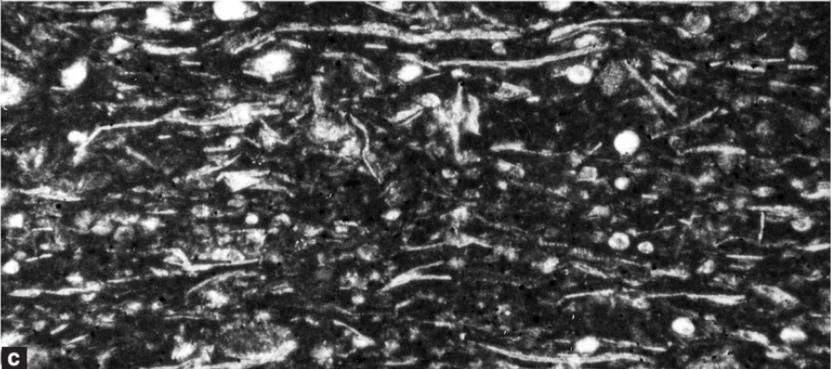
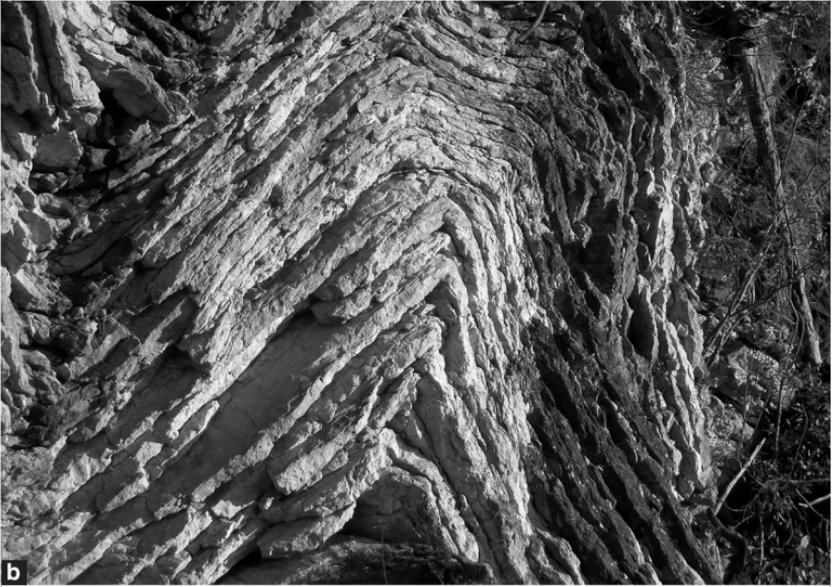
Abb. 31.

Wechselfolge von meist grauen, bioturbaten, eben gebankten, dm-dicken Kalken und dm- bis teils m-dicken bunten, grauen, grünen und roten Mergelzwischenlagen der Allgäu-Formation (Ältere Allgäu-Schichten), im Profil am oberen Ampelsbach (Foto: A. GRUBER, 2017).

Bei den **Jüngeren Allgäu-Schichten** handelt es sich im Bächental und am Juifen um Zyklen aus grauen, dm-gebankten Kalken und cm- bis dm-dicken Mergeln (Packstones), mit den typischen Bioturbationsflecken, Radiolarien und *Bositra*-Schill (Abb. 32a). Der höhere Teil der Schichtfolge besteht aus dm-gebankten und wellig geschichteten, hellgrauen, dichten, stark kieseligen, harten Kalken mit Hornsteinkauern und dünnen, schiefrigen Mergelzwischenlagen, die dem Typ Chiemgauer Schichten entsprechen. Im Achental und im Klamm bach-Gebiet treten fast ausschließlich diese kieseligen Kalke auf (Abb. 32b). SAUSGRUBER (1994a) beschreibt in den Profilen Klamm bach und Mahmoosbach die Mikrofazies der Chiemgauer Schichten als graue, unterschiedlich stark verkieselte, bioturbate, mikritische Wacke- bis Packstones, deren Komponenten sich aus Echinodermen-, Crinoiden- und Brachiopodenbruchstücken sowie fallweise gesteinsbildenden Schälchen (Filamente) der pelagischen Muschel *Bositra buchi*, zum Teil kalzifizierten Schwamm spiculae und Radiolarien, sowie Globigerinen zusammensetzen (Abb. 32c). Bei Ausbildung der Mittleren Allgäu-Schichten, beispielsweise an der Steinbergstraße, können sich abweichend auch rote Mergel- und Mergelkalke und rote mikritische kieselige Kalke

Abb. 32.

- a) Kalk-Mergel-Wechselfolgen der Jüngeren Allgäu-Schichten, Steinbruch der Steinölbrennerei Bächental (Foto: A. GRUBER, 2009).
- b) Im Dezimeterbereich wellig gebankte, stark kieselige Kalke vom Typ Chiemgauer Schichten der Jüngeren Allgäu-Schichten, zu Parasitäre falten im Kern der Hofjoch-Antiklinale verformt, südwestlich unterhalb des Hofjochs (Foto: A. GRUBER, 2011).
- c) Dünnschliffaufnahme eines Radiolarien-Filament-Wackestones vom Typ Chiemgauer Schichten mit kalzifizierten Radiolarien und schichtparallel eingeregeltten Schälchen der pelagischen Muschel *Bositra buchi* RÖMER in grauer mikritischer, kieseliger Matrix. Dünnschliff Nr. KB 8. Vergrößerung: 35 x (aus SAUSGRUBER, 1994a). ▶



(Wacke- bis Packstones) einstellen (vgl. ULRICH, 1960). Im Klamm- und Mahmoosbach werden die Kieselkalke bereichsweise durch rote Filamentkalke vom Typ **Reitmauerkalk** vertreten.

Bildungsmilieu: Die Allgäu-Formation ungegliedert stellt die Beckenfazies des Unter- und Mitteljura dar und wird häufig auch als Graufazies bezeichnet (FABRICIUS, 1962). Diese kommt dadurch zustande, dass rasche Sedimentation und hoher Sedimenteintrag zu mangelndem Abbau von organischer Substanz im Sediment und damit zu verstärktem Nahrungsangebot für Sediment fressende Tiere führen, deren Fress- und Wühltätigkeit die charakteristischen Flecken erzeugen. Gleichzeitig ist dies die Quelle für Faulschlammentwicklung und damit für die Pyritbildung. In Hangbereichen besteht eine Verzahnung mit Rotkalk-Resedimenten, am distalen Hang mit der kieseligen Scheibelberg-Formation, die ebenso in Graufazies vorliegt. Zur Zeit der Ablagerung der Mittleren Allgäu-Schichten im Toarcium herrschten in den tiefsten Beckenbereichen aufgrund eingeschränkter Zirkulation teils anoxische Lebensbedingungen vor (Näheres unter **33**). Der Ablagerungsraum der Jüngeren Allgäu-Schichten ist als hemipelagische, gut durchlüftete, bioturbate, kieselige Hangfazies (Chiemgauer Schichten) mit Tendenz zu pelagischer kieseliger Beckenfazies zu bezeichnen.

Fossilinhalt und Alter: Makrofossilien sind eher selten (Ammoniten, Crinoiden, Brachiopoden, Pflanzenhäcksel, geschüttet), Spurenfossilien dagegen sehr häufig (Flecken!). Verbreitete Mikrofossilien sind Skelettelemente von Kieselchwämmen, Radiolarien, Foraminiferen (Globigerinen), Ostracoden und pelagische Bivalven (*Bositra buch*), die auch gesteinsbildend auftreten können (vgl. JÄGER, 1997). QUENSTEDT (1951a) stuft durch den Fund von *Belemnites hastatus* in graugelben, wulstig gebankten hornsteinreichen Kalken an der Steinbergstraße (Chiemgauer Schichten) diese altersmäßig in den oberen Mitteljura ein. Mit Ammoniten ist in den westlichen Nördlichen Kalkalpen eine Alterseinstufung vom **Sinemurium** bis in das **Callovium** durchführbar (REISER, 1922; BESLER, 1959; MILLER, 1963b; JACOBSHAGEN, 1965).

Verbreitung und Mächtigkeit: Im Bächental erreicht die Allgäu-Formation eine Gesamtmächtigkeit bis 130 m, davon entfallen bis 13 m auf Ältere Allgäu-Schichten, bis ca. 50 m auf Mittlere Allgäu-Schichten (Sachrang-Subformation, **33**), 80 bis 100 m auf Jüngere Allgäu-Schichten und von diesen wiederum bis 60 m auf die Chiemgauer Schichten (Tiefenbachalm-Hochleger). Am Juifen stehen ca. 100 m Jüngere Allgäu-Schichten an (vgl. Abb. 28a). Im Achenal und Klammbach sind es bis 50 m, davon gut 10 m Mittlere Allgäu-Schichten und knapp 40 m Chiemgauer Schichten, mit rasch abnehmender Mächtigkeit im Nordschenkel der Thiersee-Synklinale östlich der Klammbachalm (Mahmoosbach 7 m). Schließlich findet weiter ostwärts ein vollständiger fazieller Ersatz durch Rotkalke statt. Im überkippten Vorderschenkel der Guffert-Antiklinale, zum Beispiel am oberen Ampelsbach und nördlich des Abendsteins, ist die Allgäu-Formation gut 30 bis 40 m mächtig (SAUSGRUBER, 1994a; vgl. Abb. 33).

Stratigrafisch Liegendes: Kendlbach-Formation (in **32** bzw. **37**), Scheibelberg-Formation (**37**), Rotkalk-Gruppe (**34, 35**).

Stratigrafisch Hangendes: Scheibelberg-Formation (**37**), Rotkalk-Gruppe (**34, 35**), Ruhpolding-Formation (**31**).

33 Sachrang-Subformation („Bächentaler Bitumenmergel“; Toarcium)

Allgemeines: Jurassische Schwarz- und Ölschieferbildungen der Nördlichen Kalkalpen werden in der geologischen Literatur erstmals von GÜMBEL (1861) bekannt gemacht. AMPFERER & HAMMER (1898, 1899, 1911) zählen hierzu auch Manganschiefer („Liasmanganschiefer“) des Karwendel und der Allgäuer und Lechtaler

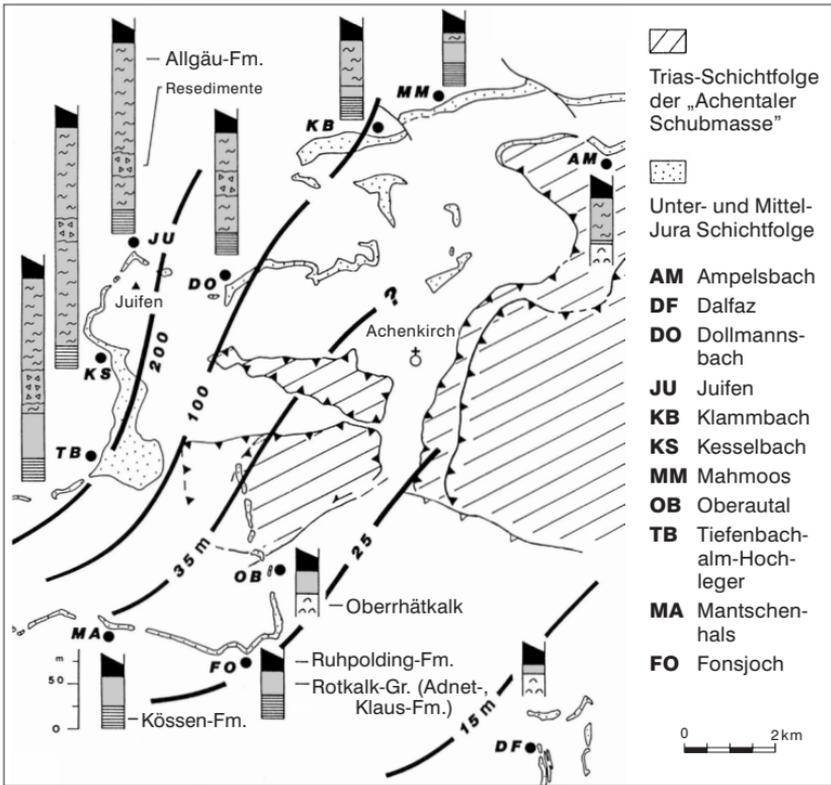


Abb. 33.

Isopachenkarte der unter- und mitteljurassischen Sedimente des östlichen Karwendel, des Achenales und des Roфан (ohne Rückabwicklung der alpidischen Tektonik). Das Bächental-Becken manifestiert sich in den unterschiedlichen Mächtigkeiten der Allgäu-Formation (inkl. „Bächentaler Bitumenmergel“) und der Resedimente der Rotkalk-Gruppe (Abb. 36, 37) (Entwurf von A. SPIELER, leicht verändert nach einer Vorlage von R. BRANDNER & T. SAUSGRUBER).

Alpen. SCHLOSSER (1909) liefert eine erste detaillierte Beschreibung der „Sachranger Schiefer“. Durch den Fund von *Harpoceras lythense* kann er Lias epsilon (= Toarcium) nachweisen. Nachfolgende Untersuchungen führen zu unterschiedlichen Namensgebungen wie „Lias epsilon-Schiefer“ (HASEMANN, 1929) oder „Posidonienschiefer von Sachrang“ (SCHRÖDER, 1925; SCHÖTTLER, 1934). Laut TOLLMANN (1976a) handelt es sich bei diesen Gesteinen um „Sonderausbildungen“ innerhalb typischer Beckenablagerungen („Allgäuschichten“, Kirchsteinkalk) des obersten Unterjura; weiters seien Bitumenschiefer und Manganschiefer nicht klar voneinander zu trennen. Nach der Definition von EBLI (1989, 1991, 1997) sind die „Sachranger Schiefer“ bituminöse, dunkle, feinblättrige Tonsteine und Tonmergel, die in mikrofazial unterschiedlicher Ausprägung sowohl in Rot- als auch Graufaziesbereichen vorkommen können und nur auf Gesteine des Toarciums angewandt werden sollten. Die Randfazies der „Sachranger Schiefer“, die mit Rotkalken verzahnt, bezeichnet er als „Unkener Schiefer“. Die seit 1782 (zit. in MUTSCHLECHNER, 1980) lokal bekannten „Bächentaler Ölschiefer/Bitumenmergel“ (vgl. GRUBER & LOTTER, 2019) sind auf dem Kartenblatt im Range einer Subformation (Sachrang-Subformation) als Sonderentwicklung der Allgäu-Formation (Mittlere Allgäu-Schichten) eingetragen. Allerdings ist darauf hin-

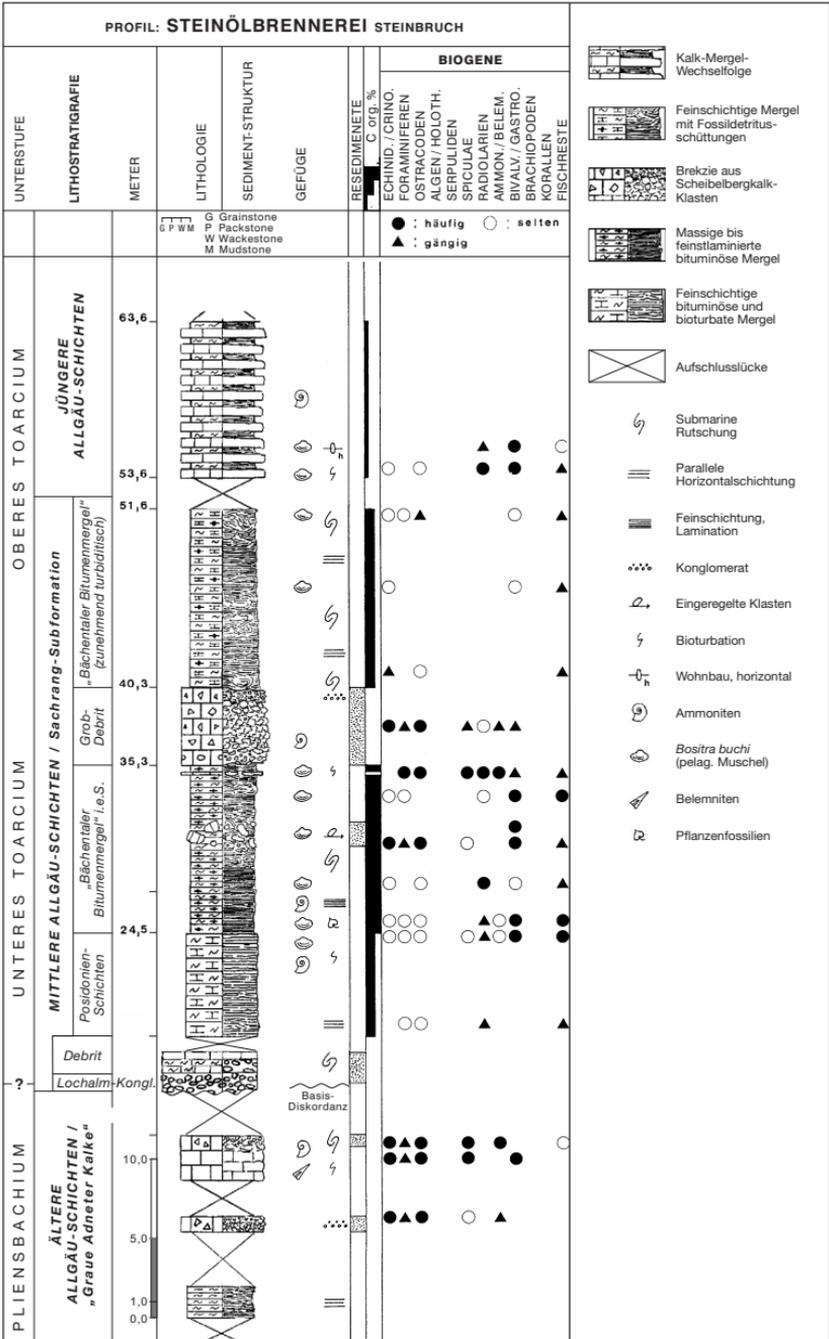


Abb. 34. Säulenprofil der „Bächentaler Bitumenmergel“ an der Typlokalität im Steinbruch der Steinölbrennerei (Entwurf von A. SPIELER, verändert).

zuweisen, dass die „Bächentaler Bitumenmergel“ vollständiger als die „Sachranger Schiefer“ an der Typlokalität und die Manganschiefer im Allgemeinen entwickelt sind (vgl. EBLI, 1997; EBLI et al., 1998; STEININGER & PILLER, 1999).

Lithologie: Schwarzschiefer (*black shales*) und Ölschiefer (*oil shales*) sind nach HELING (1988: 224) dunkle, pelitische Gesteine, die reich an organischer Substanz sind. Der Gehalt an organisch gebundenem Kohlenstoff (C_{org}) beträgt bei Schwarzschiefern 1 bis 10 Gew.%, bei Ölschiefern 10 bis 30 Gew.%. Im derzeit aktiven Steinbruch der Steinölbrennerei beim Tiefenbachalm-Mitterleger lässt sich die etwa 35 m mächtige Schichtfolge der „Bächentaler Bitumenmergel“ nach SPIELER & BRANDNER (1989) und BRANDNER et al. (2011) in drei Abschnitte untergliedern (Abb. 34):

Die sogenannten „Posidonienschichten“, die von hellgrauen, Cephalopoden führenden Filamentmikriten („graue Adnetter Kalke“, vgl. Tafel 5: Fig. 2) unterlagert werden, setzen sich nach einer charakteristischen dm-dicken grünen Mergellage (?Hiatus) aus schwach bituminösen, dunkelgrauen, feinschichtigen Mergeln, die reich an Kieselschwammnadeln und an Radiolarien sind, und typischen bioturbaten Mergelkalken (Packstones) mit reichlich Peloiden und Koprolithen sowie Resten von Crustaceen zusammen.

Die „Bächentaler Bitumenmergel“ i.e.S. sind teils massige, teils feinst laminierte, im frischen Bruch dunkelbraune, in der Anwitterung bläulich graue, stark bituminöse Mergelkalke (Tafel 6: Fig. 1). Sie weisen den höchsten Anteil an organischem Material dieser drei Abschnitte auf. Radiolarien sind in mm-dicken Lagen angereichert ohne Hinweise auf Umlagerungsprozesse. Deshalb werden zyklische Radiolarienblüten vermutet. Sie bilden neben Phytoplanktonresten und siliziklastischem Detritus (Quarz, Glimmer) die Hintergrundsedimentation. Vereinzelte Lumachellen aus eingeregelt *Bostira*-Schalen sind Ausdruck von Strömungsereignissen. Pyrit tritt reichlich auf und ist meist an die Fossilreste gebunden (Tafel 6: Fig. 2).

Der obere Abschnitt ist in charakteristischer Weise als *fining upward*-Sequenzen entwickelt: Diese beginnen mit grobklastischen, teils gravitativen Gleit- bis Schuttstrombrekzien und -konglomeraten („Lochalm-Konglomerat“) aus grauen Scheibelbergkalk-Klasten und Crinoiden-Fragmenten (Abb. 35; Tafel 7: Fig 1). Darüber setzen sich zusehends distalere Turbidite mit dominierendem Crinoiden- und Peloiddetritus durch (Tafel 7: Fig 2), die bis zum Top der Folge anhalten und allmählich das organische Material der Mergel und Mergelkalke (Manganschiefer) verdrängen (SPIELER & BRANDNER, 1989).

Am Juifen-Nordgrat (vgl. Abb. 37) und an der Steinbergstraße verkümmern die „Bächentaler Bitumenmergel“ zu wenige Meter mächtigen dunkelgrauen, bituminösen, arenitischen Kalken mit Mergelzwischenlagen und vereinzelt Kieselknuern, die unscheinbar in die hier kieselreichen Jüngerer Allgäu-Schichten übergehen.

Bildungsmilieu: Es handelt sich um ein lokal auf den Achensee-Raum und die Karwendel-Synklinale beschränktes, durch Extensionstektonik (Pull-apart- und Halbgrabenbildung) angelegtes Becken innerhalb des Allgäu-Beckens, das sogenannte Bächental-Becken (Abb. 36), in dem dysaerobe („Posidonienschichten“) bis anaerobe („Bächentaler Bitumenmergel“ i.e.S.) Verhältnisse herrschten (SPIELER & BRANDNER, 1989; vgl. auch EBLI, 1989, 1991). Das starke Relief am Meeresboden wirkte möglicherweise zusätzlich einschränkend auf die Durchlüftung. Jedoch ist anzumerken, dass das anoxische Intervall zeitgleich auch am europäischen Schelfraum mit den dortigen Posidonienschiefern (Ölschiefer) und auch in der westlichen Tethys mit dem sich neu formierenden Kontinentalrand des Penninischen Ozeans weit verbreitet war. JENKYN (1985) verwendet deshalb den Begriff „*anoxic event*“ (später auch „T-OAE – *Toarcian Oceanic Anoxic Event*“; JENKYN, 1988) und sieht den Grund für die schlagartige Zunahme der Planktonproduktion in der raschen



Abb. 35.

Resedimente aus teils gut gerundeten Geröllen aus Scheibelbergkalk mit suturierten Kornkontakten, lokal als „Lochalm-Konglomerat“ bezeichnet (Foto: R. BRANDNER, 2021).

Zunahme der Nährstoffzufuhr (JENKYN & CLAYTON, 1986). Die auf die Extensionsbewegungen folgenden Umstellungen in den ozeanischen Strömungssystemen und in der Klimaentwicklung könnten demnach zu einem verstärkten terrigen klastischen Eintrag in das Meer oder zum Aufquellen nährstoffreichen Tiefenwassers (*upwelling*) geführt haben (BRANDNER et al., 2011). NEUMEISTER et al. (2011, 2015, 2016) erklären sich die Anreicherungen von organischem Kohlenstoff in den „Bächentaler Bitumenmergeln“ durch das Zusammenwirken von globalen (eustatische Meeresspiegelschwankungen, Vulkanismus) und lokalen Einflussfaktoren (Redox- und Salinitätsverhältnisse, Beckenmorphologie). ANGERMAIER (2015) stellt fest, dass die Beckensedimente im Steinbruch der Steinölbrennerei und die gleich alten Hang- und Schwellensedimente am Fonsjoch (ÖK 119) ganz wesentlich durch komplexe synsedimentäre bis syndiagenetische gravitative Prozesse und spätere tektonische Überprägungen gekennzeichnet und dadurch für chrono- und isotope stratigraphische Aussagen nur bedingt brauchbar sind.

Fossilinhalt und Alter: Der Makrofossilinhalt umfasst Ammoniten (*Harpoceras*), Bivalven- und Echinodermendetritus sowie Fischschuppen. Die Mikrofauna wird von Radiolarien dominiert, daneben finden sich *Bositra*-Schill, Schwammnadeln, Ostracodenschalen und Foraminiferen. Die organische Substanz soll nach SOLT & LOBITZER (1989) vornehmlich auf planktonische Cyanobakterien zurückzuführen sein. SANDER (1921, 1922) stuft durch Funde von *Harpoceras* sp. die „Bächentaler Bitumenmergel“ erstmals in den oberen Unterjura ein. Die Ammonitenbestimmungen in SOLT et al. (1987), KODINA et al. (1988), LOBITZER et al. (1988, 1994) und SOLT & LOBITZER (1989) ergeben unteres Toarcium, allerdings ist die genaue Position der Ammonitenfunde im Steinbruchprofil unklar. Aufgrund biostratigraphischer Vergleiche mit den verwandten Bildungen der Posidonienschiefer in Südwestdeutschland gelangen NEUMEISTER et al. (2015, 2016) zu einem Beginn der Schwarzschieferbildung im Bächental bereits

im oberen Pliensbachium. SUAN et al. (2016) führen eine kritische Überprüfung der bisher publizierten biostratigrafischen Daten durch. Sie korrigieren mittels neuer Positionierung der älteren Ammonitenfunde im Profil und neuer Nannofossilatdaten den Beginn der Bitumenanreicherung in den Mergeln (*anoxic event*) wieder auf unteres Toarcium. Diese Diskrepanz könnte möglicherweise darauf zurückzuführen sein, dass NEUMEISTER et al. (2015, 2016) sowie SUAN et al. (2016) bei der stratigrafischen Einstufung eine mögliche, allerdings biostratigrafisch noch nicht nachgewiesene, Sedimentationsunterbrechung an der Basis des Profils (grüne Mergellage) nicht berücksichtigt haben. **Toarcium.**

Verbreitung und Mächtigkeit: Im Bächtentaler Bitumenmergel-Steinbruch beim Tiefenbachalm-Mitterleger (Steinölbrennerei) maximal 35 m, am Tiefenbachalm-Hochleger 15 bis 20 m mächtig. Weiter nach Norden nimmt die Mächtigkeit ab, wobei am Juifen-Nordgrat große Schichtlücken vorliegen (Abb. 37). Die entferntesten Vorkommen an der Steinbergstraße sind nur mehr wenige Dezimeter bis Meter mächtig.

Stratigrafisch Liegendes: Adnet-Formation (34, „graue Adneter Kalke“), Resedimente (35), Scheibelberg-Formation (37), Allgäu-Formation (32, Ältere Allgäu-Schichten).

Stratigrafisch Hangendes: Allgäu-Formation (32, Jüngere Allgäu-Schichten).

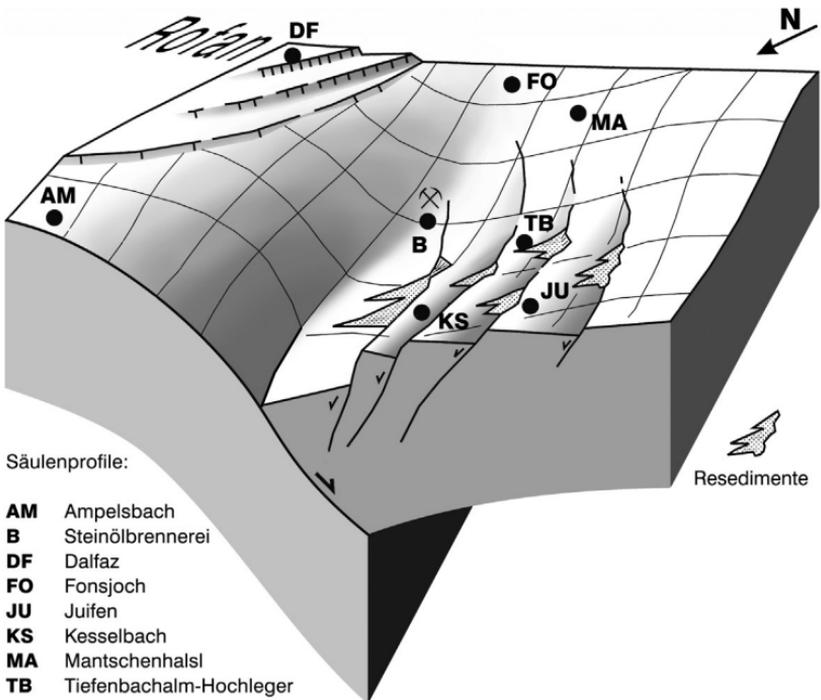


Abb. 36.

Rekonstruktionsversuch des Bächtental-Beckens zur Zeit des oberen Unterjura mit Hilfe diverser Säulenprofile (siehe Abb. 26, 33, 34 und 37). Zur Lokalisierung der Säulenprofile auf der Geologischen Karte siehe Abbildung 33. Das gesamte Becken beginnt im Westen bei Mittenwald (ÖK 117) und erreicht im Bächtental den bathymetrisch tiefsten Bereich. Es handelt sich um eine Halbgrabenstruktur, die sowohl in W-E- als auch in NW-SE-Richtung entwickelt ist (leicht verändert nach BRANDNER et al., 2011).

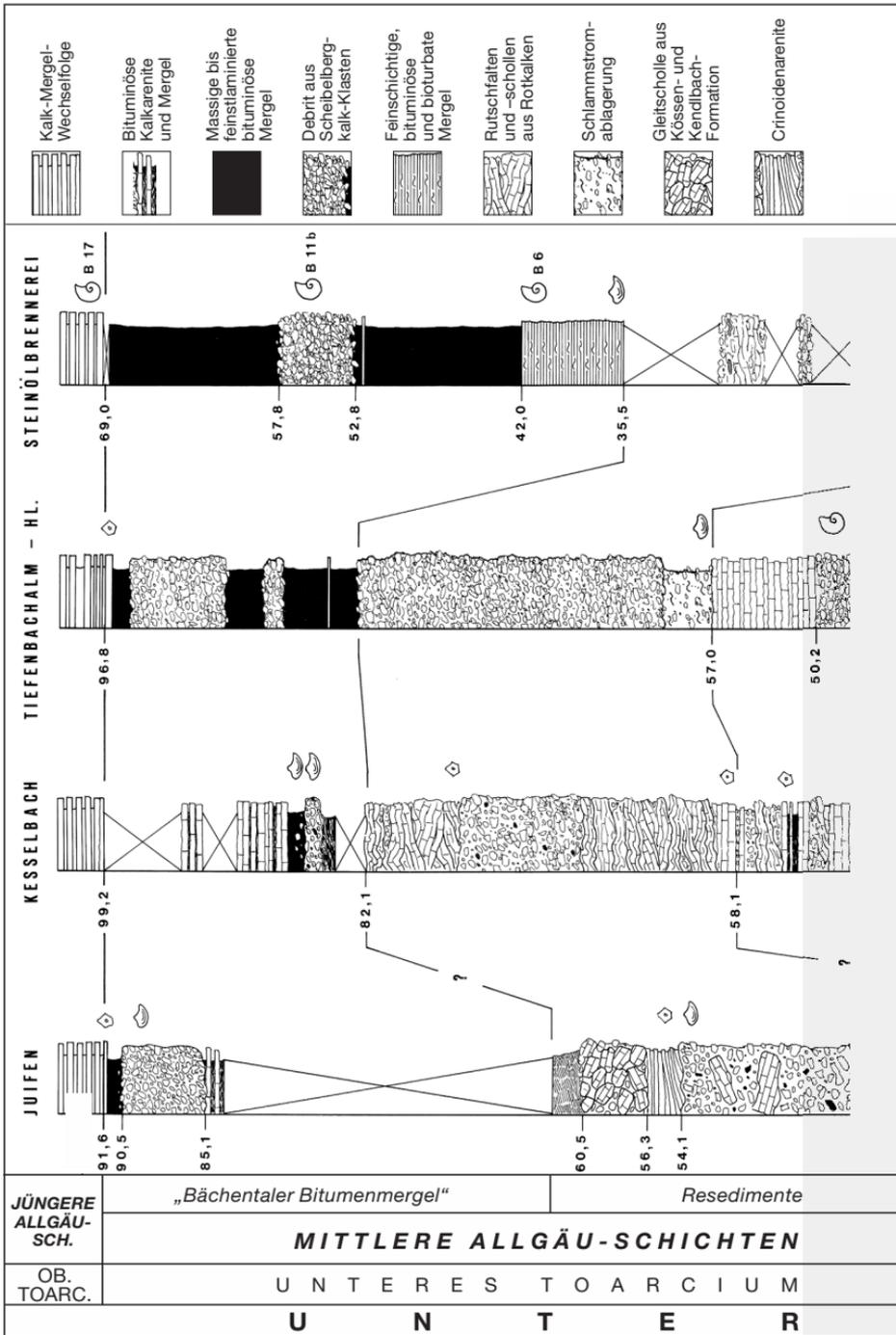


Abb. 37. Korrelation der Mächtigkeiten der Resedimente und der „Bächentaler Bitumenmergel“ in Sä-

Resedimente:
(Schollen-) Brekzie, Konglomerate



Rote Knollenkalke, z.T. brekziiert



Rote Knollenkalke



Graue Kieselkalke mit Kieselknauern



Dunkle Kalk- und Mergel mit Kieselknauern



Aufschluss-lücke



Ammoniten



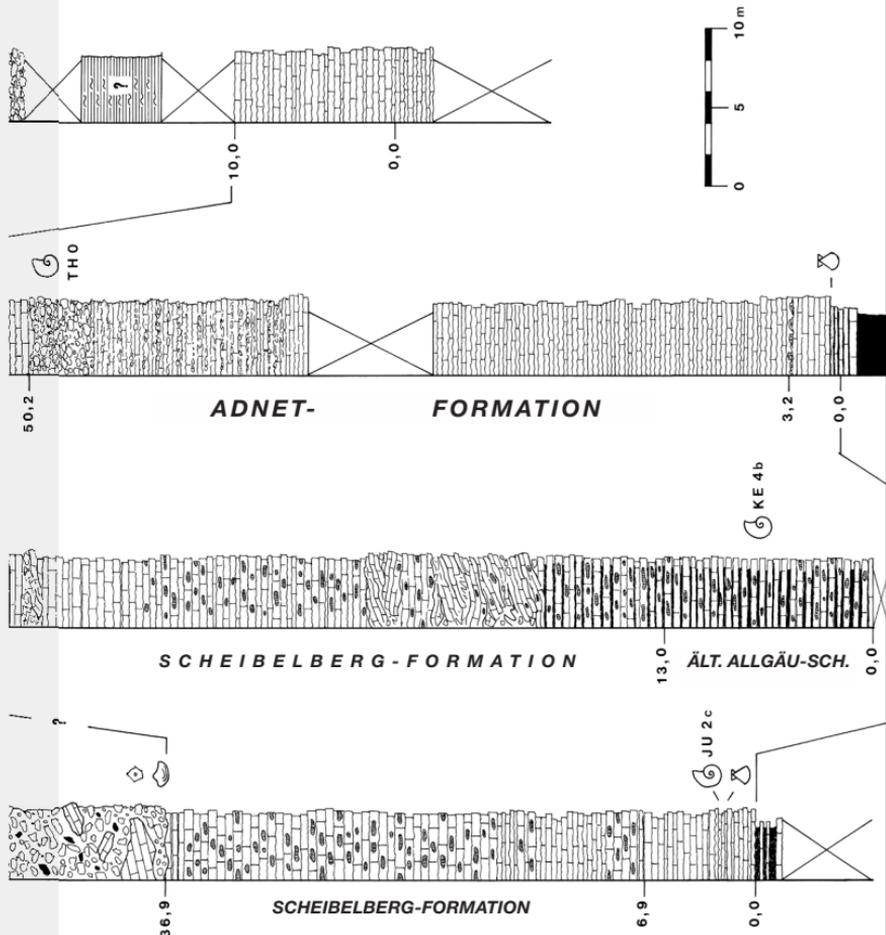
Crinoiden



Bivalven



Bositra buchi (pelag. Muschel)



Überlappungsbereich			Br.-Sbfm.	Tiefengraben-Subformation
	ADNET-FORMATION / SCHEIBELBERG-FORMATION / ÄLTERE ALLGÄU-SCHICHTEN		KENDLBACH-FORMATION	
	PLIENSBACHIUM	SINEMURIUM	HETTANGIUM	
	J	U	R	A

lenprofilen zwischen Steinölbrennerei im Süden und Juifen im Norden (Entwurf von A. SPIELER, leicht verändert). Br.-Sbfm. – Breitenberg-Subformation.

31 Ruhpolding-Formation (Radiolarit; Callovium–Kimmeridgium)

Allgemeines: Die charakteristischen grauen, grünen und roten radiolarienreichen Kieselgesteine des Oberjura sind zeitgleiche Bildungen und Leitgesteine im Ablagerungsraum der Nördlichen Kalkalpen, des Penninikums und Helvetikums. Frühe Bezeichnungen sind zum Beispiel „Rother Hornstein und kieselige Kalke“ (GÜMBEL, 1856), „Roter und Grauer Hornstein/Hornsteinkalk“, „Bunte Hornsteinkalke“, „Radiolarienschichten“ (AMPFERER, 1908, 1914c, 1932; AMPFERER & HAMMER, 1911) oder „grüne und rote Hornsteinschichten“ (REIS, 1911). TRAUTH (1950) fasst diese Gesteine nach einem typischen Vorkommen bei Ruhpolding (Südostbayern) als „Ruhpoldinger Schichten“ oder „Radiolaritschichten s.str.“ zusammen. QUENSTEDT (1951a) spricht im Ampelsbach-Gebiet vom „unteren graugrünen und vom höheren roten Radiolarit“, ULRICH (1960) verwendet die Bezeichnung „Kieselkalk“. SCHÜTZ (1975, 1979) untergliedert die „Radiolarit-Gruppe“ in der Karwendel- und Thiersee-Synklinale in den an Kieselgesteinen reichen Radiolarit (i.e.S.) und die resedimentreichen „Tauglboden Schichten“. DIERSCHKE (1980) stellt aufgrund von vertikalen und lateralen Faziesübergängen lithostratigrafisch ebenfalls eine Radiolarit-Gruppe auf, die er in einen unteren „Grauen Radiolarit“, einen oberen „Roten Radiolarit“ und in die darin eingeschaltete Schwarzbergklamm-Brekzie der Unken-Synklinale einteilt, die stellvertretend für häufige Resedimentbildungen steht (vgl. ORTNER et al., 2008, 2018). In der klassischen Literatur hat sich die Bezeichnung „Ruhpoldinger Radiolarit“ (TOLLMANN, 1976a, 1985; PILLER et al., 2004) eingebürgert. GAWLICK & FRISCH (2003) und GAWLICK et al. (2009) weiten den Begriff der Ruhpoldinger Radiolarit-Gruppe aus: Sie fassen darunter alle Formationen zusammen, die Radiolarit-Abfolgen mit und ohne Brekzien-Einschaltungen aufweisen. Hierzu zählen sie die Ruhpolding-, Florianikogel-, Sandlingalm-, Strubberg- und Tauglboden-Formation, sowie die Rofan-, die Obersee- und Teile der Eisenspitz-Brekzie. Im Rahmen dieses Kartenblattes wird der lithostratigrafischen Gliederung im Sinne von SCHÜTZ (1975, 1979) gefolgt: Auf der Geologischen Karte sind somit die Ruhpolding- und die Tauglboden-Formation ausgeschieden. Als Unterscheidungskriterium wird nicht die Brekzienführung an sich, sondern deren Genese und Bildungsort berücksichtigt. Die Ruhpolding-Formation führt nur Brekzien, die intraformationell durch Rutschvorgänge entstehen, in der Tauglboden-Formation hingegen stammen die Brekzienkomponenten von außerhalb, insbesondere von stratigrafisch älteren Schichtgliedern. Die Trennung beider Formationen ist nur im Südwesteck des Kartenblattes durchführbar (vgl. Tafel 9: Fig. 1).

Lithologie: Über den in Graufazies entwickelten Beckensedimenten der Jüngeren Allgäu-Schichten (Typus Chiemgauer Schichten) setzt die Ruhpolding-Formation mit grüngrauen Gesteinsfarben ein (QUENSTEDT, 1951a; DIERSCHKE, 1980; Tafel 8: Fig. 1). In der Abfolge an der Steinbergstraße, etwa 1,5 km östlich der Abzweigung von der Achenseestraße (B 181), sind dies 2 bis 5 dm dicke, plattig und zum Teil wellig gebankte, großteils aus Radiolarien aufgebaute Kieselgesteine (Packstones) und Radiolarien führende kieselige Kalke (Wackestones) im Wechsel mit dünnen roten und grauen Tonmergellagen. Über der mitteljurassischen Rotfazies auf submarinen Schwellen (Klaus-Formation, Reitmauerkalk) ist der Radiolarit in Rotfazies entwickelt (DIERSCHKE, 1980). Diese greift später auf die Beckenbereiche über. Daher folgt über dem graugrünen Radiolarit in identer lithologischer Ausbildung der rote Radiolarit (Tafel 8: Fig. 2). Die Mikrofazies beschreibt SAUSGRUBER (1994a) als Radiolarien-Spiculae-Wacke- bis Packstone, wobei die Biogene kalzifiziert in kieseliger mikritischer Matrix vorliegen.

Bildungsmilieu: Bereits früh ordnen WÄHNER (1886b) und STEINMANN (1925) aufgrund von Vergleichen mit den rezenten Tiefseeschlammern den Radiolarit einem Tiefseemilieu zu. Dem schließen sich auch andere Autoren wie GRUNAU (1959) oder AUBOUIN

(1964) und HALLAM (1971) an. GARRISON & FISCHER (1969) gelangen angesichts des beträchtlichen Kalkgehaltes der Radiolarite zur Erkenntnis, dass die CCD (Kalzit-Kompensationstiefe) während des Jura durch eine starke Subsidenz auch tiefer gelegen sein könnte, zusätzlich verstärkt durch erhöhte Planktonproduktion. Für den Ablagerungsraum nehmen sie durch Heranziehung der rezenten Aragonit- (4.100 m) und Kalzit-Kompensationstiefe (4.500 m) die beträchtliche Tiefe von 4.500 bis 5.000 m an. DIERSCHKE (1980) forciert als Bildungsmodell einen reich gegliederten Sedimentationsraum mit meist parallelen Schwellen und Becken am Beginn und einem weitgehenden Ausgleich des Reliefs am Ende der Entwicklung. Aufgrund des vollständigen Fehlens von aragonitschaligen, aber des Vorkommens von kalzitschaligen Organismen (Aptychen, Belemniten) und des siebenfach erhöhten Kalkgehaltes der Radiolarite gegenüber rezenten Tiefseeschlämmen positioniert er den Ablagerungsraum weit über der CCD im Tiefenbereich von 400 bis 2.200 m. Die Autoren der vorliegenden Erläuterungen rekonstruieren ebenfalls einen durch Schwellen und Becken gegliederten Ablagerungsraum, allerdings am passiven Kontinentalrand in einer transtensiven sinistralen Seitenverschiebungszone. Am Beispiel des Beckens im Achensee-Gebiet, mit dem Rofan als Tiefseeschwelle, kann die Tiefeninterpretation gut eingeschränkt werden: Zwischen den Radiolarienmikriten des Rofan und den silifizierten Radiolariten der Beckenzone können demnach niemals 1.000 m Höhendifferenz am Meeresboden bestanden haben. Dies wird auch durch die Untersuchung der Radiolarienfaunen durch STEIGER (1992) in den Salzburger Kalkalpen deutlich untermauert.

Laut GAWLICK (2000), GAWLICK & FRISCH (2003) sowie GAWLICK et al. (2010) handelt es sich bei den Radiolaritbecken um Tiefwasserbecken mit Tiefseerinnencharakter und mächtigen Wildflysch-Beckenfüllungen. Diese entstehen als Vorlandbecken der von Süden nach Norden vorwandernden Tirolisch-Juvavischen Deckenfronten. Nach GAWLICK et al. (2011) ist im Achensee-Gebiet folglich das jüngste und nördlichste der Radiolaritbecken, das Rofan-Becken entwickelt, in welchem die Ruhpolding-Formation in Verzahnung mit der Rofan-Brekzie zur Ablagerung gelangt. Dieser Interpretation stehen die Autoren kritisch gegenüber, da es sich bei den oberjurassischen Transpressionszonen nicht um „Deckenfronten“ handelt, sondern um lokale Seitenverschiebungszonen im Vorland der Obduktion von Ophioliten des Meliata-Ozeans (vgl. FRANK & SCHLAGER, 2006; BRANDNER & GRUBER, 2011; ORTNER, 2017a).

Fossilinhalt und Alter: fragliches **Callovium** bis **Kimmeridgium**. Die Ruhpolding-Formation ist generell arm an kalkigen Makrofossilien, am häufigsten kommen noch Aptychen und Belemniten vor. Daher wird ihre zeitliche Eingrenzung meist indirekt mit den biostratigrafisch gut datierten unter- und überlagernden Schichtgliedern vollzogen (GARRISON & FISCHER, 1969). QUENSTEDT (1951a) gelingt im Jura-Profil an der Steinbergstraße und am unteren Ampelsbach im graugrünen, unteren Radiolarit mit *Belemnites semisulcatus* und *Hibolites hastatus* (WILMERS, 1962) sowie dem Rhynchotheuten (Oberkiefer von Cephalopoden) *Kolpocheilus* nov. gen. der Nachweis von unterstem Oberjura. Im darüber folgenden roten Radiolarit findet er die Rhynchoteuthen der Gattung *Gonatocheilus* und *Leptocheilus* und häufig Aptychen (Kalzitauflagen des Unterkiefers von Ammonoideen) der Gattung *Laevaptychus*. Die Mikrofauna besteht fast ausschließlich aus Radiolarien, die häufig kalzifiziert sind. HEITZER (1930) beschreibt vom Rofan (ÖK 119) eine reiche Radiolarienfauna von 130 Arten, die sie in den Mitteljura einstuft, da die Untergrenze des Radiolarits lange Zeit mit dem letzten datierten Ammoniten festgelegt wurde. Laut WENDT (1969, 1971) jedoch beginnt der Radiolarit im Rofan aufgrund der mit Ammoniten datierten unterlagernden Rotkalkfrühestens mit dem oberen Oxfordium. Eine Revision der Radiolarienfaunen von HEITZER (1930) durch SUZUKI & GAWLICK (2003) ergab eine biostratigrafische Einstu-

fung bestenfalls in das untere bis mittlere Oxfordium, weshalb die stratigrafische Position der von WENDT (1969) datierten Rotkalken angezweifelt wird. Speziell im Rofan setzt nach GAWLICK et al. (2011) die Radiolarit-Bildung bereits im oberen Callovium ein und reicht durchgehend bis in das mittlere Oxfordium an der Basis der ersten Brekzienkörper (siehe Tauglboden-Formation, 30).

Verbreitung und Mächtigkeit: Im unteren Ampelsbach und im überkippten Vorderchenkel der Guffert-Antiklinale wird der Radiolarit 20 bis 30 m mächtig. Im Nordschenkel der Thiersee-Synklinale östlich der Guffert-Hütte hält die Schwellenfazies mit Rotkalken auch zur Zeit der Radiolaritbildung an, welche hier fast ausfällt (TÖCHTERLE, 2005). Dadurch gehen die Rotkalken über eine kaum 1 m mächtige Radiolaritlage in die mikritischen Kalke der Ammergau-Formation über (SCHÜTZ, 1975, 1979). Am Juifen (1.988 m) ist eine Mächtigkeit von gut 20 m zu verzeichnen. ULRICH (1960) gibt im Mittel- und Ostteil der Karwendel-Synklinale (ÖK 87, 118) 60 m an, vermutlich sind darin auch Teile der Jüngeren Allgäu-Schichten und im Südschenkel möglicherweise die Tauglboden-Formation inkludiert. Im Westteil der Karwendel-Synklinale (östlich Mittenwald, ÖK 117, 118) wird der rote Radiolarit laut ULRICH (1960) faziell durch rote Knollenkalke ersetzt, die von Aptychenkalke überlagert werden. Außerhalb des Kartenblattes (ÖK 89) findet in Teilen der Thiersee-Synklinale und nördlich davon die Überlagerung durch rote Knollenflaserkalke des Oberjura statt (SCHÜTZ, 1975, 1979).

Stratigrafisch Liegendes: Allgäu-Formation (32, Jüngere Allgäu-Schichten, vor allem in Form der Chiemgauer Schichten; in Becken- und distalen Hangfaziesbereichen), Rotkalk-Gruppe (34; auf Schwellen und an oberen Hangabschnitten).

Stratigrafisch Hangendes: Tauglboden-Formation (30) in distalen Hangbereichen im Südwestteil des Kartenblattes; Ammergau-Formation (28, Bianconekalk) im distalen Beckenbereich im Norden und Nordwesten des kartierten Kartenanteils und in Schwellenposition östlich des Achentales (Thiersee-Synklinale).

30 Tauglboden-Formation (Kieselgestein mit Karbonatdetritus; Oberes Oxfordium–Unteres Kimmeridgium)

Allgemeines: SCHLAGER (1956) definiert erstmals die „Tauglbodenschichten“ im Osterhorngebiet (Salzachtal, ÖK 94, 95) als Wechselfolge von bunten Kieselplattenkalke, Kieselmergeln und Brekzien, die zwischen Adneter Kalk und Oberalmer Schichten vorkommt. Das Material für die Resedimente wird durch Heraushebung und Abtragung triassisch-jurassischer Gesteine der Trattberg-Schwelle bereitgestellt, mit Flachwasserdetritus einer zeitgleich produzierenden Karbonatplattform vermengt und zuletzt durch submarine Gleitungen, Schlamm- und Turbiditströme in ein nördlich vorgelagertes Becken transportiert (SCHLAGER & SCHLAGER, 1970, 1973). Nach TOLLMANN (1976a, 1985) und DIERSCHKE (1980) sind die Tauglbodenschichten eine Varietät bzw. Sonderentwicklung im höheren Teil des Ruhpoldinger Radiolarits bzw. der Radiolarit-Gruppe in den mittleren Nördlichen Kalkalpen. Sie können konkordant über dem Radiolarit, aber auch diskordant über Rotkalken und Triasgesteinen einsetzen. Die basale Radiolaritbank wird von DIERSCHKE (1980) abgetrennt und noch dem Ruhpoldinger Radiolarit zugeteilt. Nach GAWLICK & FRISCH (2003) und GAWLICK et al. (2011) ist die Tauglboden-Formation als Teil der Radiolarit-Gruppe im synorogenen Tauglboden-Becken des Tirolikums, im Vorland der von Süden heranrückenden Deckenfront gebildet worden.

Auf dem Kartenblatt laufen die Gesteine der Tauglboden-Formation bei früheren Bearbeitern unter Bezeichnungen wie „bunte kieselige Mergel über Crinoidenspatkalke“ (z.B. am Kleekopf, 1.760 m, AV-Karte Nr. 5/3; AMPFERER & HEISSEL, 1950a) bzw. „bunte kieselige Mergel und Kieselkalke, im obersten Teil bereits mit Fein-

konglomeraten“ (ULRICH, 1960). SCHÜTZ (1975, 1979) weist erstmals im Gebiet des Kartenblattes die Einlagerungen von fein- und grobklastischen Resedimenten in der „Radiolarit-Serie“ des Südschenkels der Karwendel-Synklinale als Tauglbodenschichten aus. Dazu zählt er auch bunte Mergel und Mergelkalke mit Rutschfalten und Resedimenten (bisher als Aptychenschichten bezeichnet), die er im Nordschenkel der Karwendel-Synklinale (Hinterriss, ÖK 118) und im Westteil der Thiersee-Synklinale (Klammbach; Marchbach, ÖK 89) findet.

Lithologie: Bei der Tauglboden-Formation handelt es sich um eine Wechselfolge von grauen und rötlichen Radiolarien-Packstones mit Spiculae und Filamenten, dünnbankigen Hornsteinlagen, grünen, mm- bis cm-dicken Tonlagen (autochthones Hintergrundsediment) und klastischen Lagen mit einem breiten Korngrößenspektrum. Die Schüttungen setzen über den kieselig-tonig-mergeligen Gesteinen zunächst mit dünnschichtigen lithoklastischen Turbiditlagen (Arenite, Feinbrekzien) ein, die nach oben zusehends gröber werden (*coarsening upward*) und mit arenitischen Biopel-Packstones bis -Grainstones wechsellagern. Im Bereich des Oberautales (z.T. auf ÖK 119) sind die einzelnen Feinbrekzienbänke bis 1 m dick und weisen dicke linsige Kieselschnüre auf (Tafel 9: Fig. 1). An den gut zugänglichen Aufschlüssen am Fahrweg Oberautal-Kaserstattalm (ÖK 119) setzen sich die Komponenten überwiegend aus Gesteinsbruchstücken aufgearbeiteter obertriassischer bis jurassischer Karbonatgesteine (Hauptdolomit, Plattenkalk, Kalke der Kössen-Formation, Oberrhätalkalk sowie jurassische Rotkalke, Spiculite und Radiolarite) zusammen. In den arenitischen Packstones dominiert hingegen Flachwasserdetritus (Echinodermen, Ooide, Pelloide) einer zeitgleich produzierenden oberjurassischen Karbonatplattform, der im darüber folgenden Barmsteinkalk (29) schließlich gesteinsbildend wird. Die Klasten sind zum Teil cm-groß, eckig bis angerundet; die Brekzienbänke dünnen nach Norden in Richtung Moosenalm und nach Südwesten (Überschüssalm, Schleimssattel, ÖK 119) sukzessive aus und werden auch feinkörniger (Arenite).

Im südöstlich gelegenen Rofan (ÖK 119) folgen über den Feinbrekzien und Kieselgesteinen der Tauglboden-Formation schließlich in spektakulären Großaufschlüssen dickbankige, graubräunliche Grob- bis Megabrekzien, die dort aufgrund ihrer großen Mächtigkeit bis 200 m unter der bekannten Bezeichnung **Hornsteinbrekzie** oder **Rofan-Brekzie** eine eigene kartierbare Einheit darstellen (siehe eigenes Subkapitel Rofan-Brekzie).

Bildungsmilieu: Die Tauglboden-Formation stellt faziell den Verzahnungsbereich zwischen einem tektonisch entstandenen Hang und der Tiefsee dar, der durch karbonatlastische Schüttungen (Rofan-Brekzie) gekennzeichnet ist. SCHLAGER & SCHLAGER (1970, 1973) sprechen von einer Interferenz von pelitischer Normalsedimentation und klastischen submarinen Schüttungen von einer Schwelle im Süden (Trattberg-Schwelle). DIERSCHKE (1980) nimmt als Bildungsraum einen W-E streichenden Spezialtrog im Mittelteil des Tirolikums im jüngeren Abschnitt der Ruhpolding-Formation (31) an, der seine klastischen flyschartigen Schüttungen von einem „durch Einengung sich versteilenden Relief“ im Süden erhält. GAWLICK & FRISCH (2003) und GAWLICK et al. (2011) postulieren ein radiolaritisches Tiefwasser-Becken, das sogenannte Tauglboden-Becken, das im Zuge der von Süden nach Norden wandernden Tirolisch-Juvavischen Deckenfronten analog zum Lammer-Becken im Süden und zum Rofan-Becken im Norden als Vorlandbecken herausgeformt wurde.

Im Achensee-Gebiet erfolgen die Schüttungen von einer Hochzone im Süden bis Südosten (Rofan). Die Brekzienbänke innerhalb der Tauglboden-Formation am Kartenblatt sind demnach als distale Ausläufer der Hauptbrekzienschüttungen des Rofan (Rofan-Brekzie) in das angrenzende pelagische Becken zu betrachten, in

welchem die kieseligen Mergel und Kalke sedimentiert werden. Im Nordschenkel der Karwendel-Synklinale erfolgen die Schüttungen laut SCHÜTZ (1975) auch von Norden.

Fossilinhalt und Alter: SCHLAGER & SCHLAGER (1973) geben das Alter der Tauglboden-Formation an der Typlokalität mit **oberem Oxfordium** bis **unterem Kimmeridgium** an, GAWLICK et al. (2009) grenzen den Bildungszeitraum mit frühem Oxfordium bis frühem Tithonium ein. Die Tauglboden-Formation ist generell arm an Makrofossilien, nennenswert sind nur die umgelagerten Biogene in den Resedimenten, die Flachwasser anzeigen: allen voran Echinodermenreste (Crinoiden), Algen (Dasycladaceen), Korallen (darunter fällt auch KÜHNS, 1935, „Rofan-Korallenkalk“), Bryozoen, Serpeln, Tubiphytes, Thaumatoportellen, Cyanobakterien, Schwammreste, Onkoide. Die Mikrofauna wird von Radiolarien dominiert, daneben sind Spiculae und Filamente bedeutsam, die in den kieseligen Kalken, Mergeln und Tonsteinen auftreten, sowie inkrustierende Foraminiferen in den Resedimenten (weitere Details in HEITZER, 1930; WÄCHTER, 1987; SUZUKI & GAWLICK, 2003; GAWLICK et al., 2011).

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Tauglboden-Formation erreicht südlich der Moosenalm und am angrenzenden Blatt ÖK 119 im Gebiet Überschüssalm/Schleimssattel mehrere Zehnermeter Mächtigkeit. Nach Südosten in Richtung Rofan (ÖK 119) findet eine rasche Mächtigkeitszunahme statt. Möglicherweise erreicht die Tauglboden-Formation auf dem Kartenblatt eine größere Verbreitung, eine detaillierte Unterscheidung von der Ruhpolding-Formation (31) wurde nördlich der Moosenalm jedoch nicht durchgeführt.

Stratigrafisch Liegendes: Ruhpolding-Formation (31, Radiolarit i.e.S.); im Rofan (ÖK 119) auch Rotkalk-Gruppe (34).

Stratigrafisch Hangendes: Ammergau-Formation (28) im Becken und im distalen Hangbereich (Thiersee- und Karwendel-Synklinale); Barmsteinkalk (29) in Verzahnung mit der Rofan-Brekzie am proximalen Hang bzw. auf der Hochzone (Rofan, ÖK 119).

Rofan-Brekzie

Von GÜMBEL (1861) wurde der Begriff **Hornsteinbrekzie des Rofan** in die Literatur eingeführt und durch die Arbeiten von WÄHNER (1903), AMPFFERER (1908, 1941a, 1946), TRUSHEIM (1930), WÄHNER & SPENGLER (1935), SANDER (1941), WEYNSCHENK (1949) und zuletzt von WÄCHTER (1987) sowie BRANDNER & GRUBER (2011) eingehend untersucht. TOLLMANN (1976a) benannte die Hornsteinbrekzie in **Rofan-Brekzie** um und schlug diese als Sammelbegriff für alle in das Ruhpolding-Radiolarit- und in das Tauglboden-Becken eingegliederten Brekzien vor. Es handelt sich um eine mächtige Aufeinanderfolge von polymikten, grobklastischen submarinen Schuttstromablagerungen (Grobbrekzien), die mit scharfer Untergrenze auf rote Kieselkalke, Mergel und Feinbrekzien der Tauglboden-Formation (30) folgt. Die Klasten mit einem breiten Korngrößenspektrum von Kies bis Megablöcken sind schlecht gerundet, schlecht sortiert, sekundär verkieselt (daher der Name Hornsteinbrekzie) und bilden kongestützte Gefüge mit wenig Matrix. An lithoklastischen Komponenten finden sich alle Schichtglieder vom Hauptdolomit (41) bis zur Ruhpolding-Formation (31) mit einem Überhang von Oberrhätalk (38) und Jura-Rotkalken (34). Nach WÄCHTER (1987) werden einzelne Schüttungen 2 bis 10 m dick und weisen, abgesehen von Einregelungen der Megaklasten und partiell inverser Gradierung, keine Internstrukturen auf. Im höheren Abschnitt verzahnt die Rofan-Brekzie mit den plattigen, dm-gebankten Kalziturbiditen aus Flachwasserdetritus des „Hornsteinplattenkalks“, dessen Textur und Materialzusammensetzung mit dem Barmsteinkalk der Salzburger Kalkalpen (Näheres siehe unter 29) ident sind. Die Verzahnung erfolgt in Form mehrerer

fining upward-Sequenzen, mit groben Brekzien über einer Erosionsdiskordanz an der Basis und feinkörnigen Barmsteinkalken oben. Im Verzahnungsbereich nimmt der Anteil an geschütteten Flachwasserpartikeln einer zeitgleich produzierenden Karbonatplattform im Süden oder Südosten rasch zu und dominiert schließlich im Barmsteinkalk.

Die **Vorkommen** von Rofan-Brekzie sind auf das Rofangebirge (ÖK 119) beschränkt und in einer maximalen **Mächtigkeit** von annähernd 200 m im zentralen Rofan aufgeschlossen. Nach Westen nimmt die Mächtigkeit rasch ab, am Klobenjoch (2.041 m) beträgt sie weniger als 10 m (WÄCHTER, 1987). Ihre distalen Ausläufer sind in den Brekzienlagen der Tauglboden-Formation (30) in der Karwendel-Synklinale und damit auch auf dem Kartenblatt zu finden.

KOBER (1912) hat schon früh das **Bildungsmilieu** dieser Brekzien mit Schutt- und Schlammstromablagerungen, die an Bruchtektonik gebunden sind, in Verbindung gebracht. Genetisch handelt es sich nach SCHLAGER & SCHLAGER (1973) und WÄCHTER (1987) um Ablagerungen rasch erfolgter gravitativer submariner Gleit- und Fließprozesse (*mass flows*, viskoplastische Schutt- und Trübestrome) mit Rinnenfüllungen, die eine proximale Hangposition anzeigen. Die im mittleren und höheren Abschnitt der Rofan-Brekzie zunehmend hinzutretenden geschichteten Kalziturbidite aus Flachwasserdetritus vom Typ Hornsteinplattenkalk bzw. Barmsteinkalk beweisen die Existenz einer zeitgleich produzierenden, nahe gelegenen Karbonatplattform (siehe 29). Diese wird auf einer Hochzone gebildet, zu deren Entstehung extensionale und kompressive tektonische Modelle diskutiert werden. Näheres hierzu berichten GAWLICK et al. (2009, 2011, 2012), BRANDNER & GRUBER (2011), MISSONI & GAWLICK (2011), GAWLICK & MISSONI (2013) und ORTNER et al. (2018).

28 Ammergau-Formation (Kalk, Kalkmergel; Kimmeridgium–Berriasium)

Allgemeines: Die von SCHAFHÄUTL (1846) in die Literatur eingeführten „Ammergauer Wetzstein(-Schichten)“ (Typlokalität Wetzsteinbrüche bei Unterammergau, ÖK 86) waren im Laufe der Zeit unter verschiedenen Namen bekannt: „(Malm-)Aptychenkalk“ (LILIENBACH, 1830; AMPFERER, 1914c; TRUSHEIM, 1930; QUENSTEDT, 1951a, b; ULRICH, 1960) oder „(Malm-)Aptychenschichten“ (KOCKEL et al., 1931; GANNS, 1953; SCHMIDT-THOMÉ, 1953; SCHÜTZ, 1975, 1979); „Jura-Aptychenkalk“, „bunter Tithonkalk“ und „Neokom-Aptychenkalk“ (REISER, 1922); „Oberalm Schichten“ (LIPOLD, 1854), Oberalm-Formation (PILLER et al., 2004); „Bunte Aptychenschichten“ und „Grüne Aptychenschichten“ (MILLER, 1963b); „Bianconealk“ (MILLER, 1963b; SCHÜTZ, 1975, 1979). Erste detaillierte lithologische Beschreibungen mit umfangreichen Fossilisten aus der Karwendel-Synklinale stammen von TRUSHEIM (1930) und ULRICH (1960). Sie setzen sich auch eingehend mit den Einschaltungen von grob- und feinklastischen Brekzien und Konglomeraten auseinander (Näheres unter Barmsteinkalk, 29). QUENSTEDT (1951a, b) nimmt – wie die meisten Bearbeiter jener Zeit – eine zeitliche Gliederung der Aptychenkalk des Achentales mithilfe von Aptychen vor. Allein das Tithonium unterteilt er in zehn mit Lokalnamen versehene Schichtglieder. Auf der Geologischen Karte von Bayern 1:100.000, Blatt Tegernsee (SCHMIDT-THOMÉ, 1953, 1979) schlägt sich diese Unterteilung in Tithon-Aptychenschichten und Berrias-Aptychenschichten nieder. In der klassischen Bearbeitung von SCHÜTZ (1975, 1979) über die „Aptychenschichten der Karwendel- und Thiersee-Mulde“ wird evident, dass die Sedimentation ungehindert und ohne sichtbare Veränderungen über die Jura-Kreide-Grenze hinweg erfolgt. Daher gibt er die bis dahin üblichen (chrono)stratigrafischen Einteilungen auf und schlägt eine Dreiteilung in „Untere Aptychen-Schichten“, „Mittlere Aptychen-Schichten mit Resedimenten“ und „Obere Bianconealk-ähnliche Aptychen-Schichten“ vor, die sich in Lithologie, Fazies und Mächtigkeit unterscheiden. TOLLMANN (1976a, 1985)

führt für die 100 bis 1.000 m mächtigen, dünnplattigen, gelbgrünen bis weißen, basal auch bunten pelagischen Kalke, die bis dahin meist unter Aptychenschichten liefen, die nomenklatorisch richtigere Bezeichnung Ammergauer Schichten wieder in die Literatur ein. Die Oberalm Schichten platziert er als zeitgleiche und den Ammergauer Schichten nahe verwandte, kalkige pelagische Beckenablagerungen der mittleren und östlichen Nördlichen Kalkalpen. Erstere unterscheiden sich von letzteren nur durch das Zurücktreten des Mergelgehaltes, dickere Bankung und die vielfache Einschaltung von allodapischen Barmsteinkalken (29).

GAWLICK et al. (2009) begründen die strenge Trennung von Ammergau- und Oberalm-Formation mit deren geografisch und zeitlich verschiedenen synorogenen Bildungsbereichen. SAUSGRUBER (1994a) unterteilt die Ammergauer Schichten, ausgehend von der Verbreitung der allodapischen Schüttungen, in eine untere und obere schüttungsarme bis -freie pelagische Kalkfolge, die er als Untere und Obere Ammergau-Formation definiert. Auf dem gegenständlichen Kartenblatt wurde die Ammergau-Formation jedoch nicht weiter unterteilt.

Lithologie: Als Ammergau-Formation (28) werden auf dem Kartenblatt im Allgemeinen hellgraue, selten auch bunte, pelagische, gut gebankte oberjurassische Kalke, Mergelkalke und Kalkmergel verstanden, die zwischen der Ruhpolding- (31) bzw. Tauglboden-Formation (30) im stratigrafisch Liegenden und der Schrambach-Formation (27) im stratigrafisch Hangenden liegen und in welche die allodapischen Kalke des Barmsteinkalks (29, Hornsteinplattenkalk) eingeschaltet sind. Untere und Obere Ammergau-Formation im Sinne von SAUSGRUBER (1994a) sind zur Ammergau-Formation (28) zusammengefasst, da die allodapischen Schüttungen nach Norden und Osten stark zurücktreten oder auskeilen.

Der unter dem Barmsteinkalk liegende Teil der Ammergau-Formation (Untere Ammergau-Formation in SAUSGRUBER, 1994a) besteht aus im Dezimeterbereich plattig gebankten beige, grauen bis grünlichgrauen, hauptsächlich Radiolarien führenden, mikritischen Kalken mit dünnen Mergelzwischenlagen (Tafel 9: Fig. 2). Häufig treten Kieselknauer und bioturbate Gefüge in Form pyritreicher Flecken und Schlieren auf. SCHÜTZ (1975, 1979) zählt auch noch geringmächtige bräunlichgraue, laminierte, aus Peloiden, Foraminiferen und anderen Biogenresten zusammengesetzte Arenite mit Hornsteinen und im Gebiet der Gufferthütte (1.465 m) geringmächtige Rotkalken dazu. Der obere Teil der Ammergau-Formation (Obere Ammergau-Formation sensu SAUSGRUBER, 1994a) setzt stratigrafisch über der letzten allodapischen Kalkbank (Barmsteinkalk; Oberalm-Formation sensu SAUSGRUBER, 1994a) ein (Tafel 9: Fig. 2). Dabei vollzieht sich ein sichtbarer Farbumschlag von beige zu sehr hellen, weißen bis zart grünlichgrauen, dichten, porzellanartigen mikritischen Kalken. Diese sind im Zentimeter- bis 1 dm-Bereich eben gebankt und enthalten mm- bis cm-dünne Ton- und Mergelsteinzwischenlagen. SCHÜTZ (1975, 1979) führt an Mikrofaziestypen Biomikrite, Biogene führende Mikrite und Calpionellen-Radiolarien-Mikrite an. Diese Gesteine zeigen eine große Ähnlichkeit mit dem in den Südalpen seit langem bekannten Bianconekalk (Abb. 38) und werden von MILLER (1963b) erstmals auf die Nördlichen Kalkalpen, von SCHÜTZ (1975, 1979) auf die Thiersee-Synklinale übertragen. Charakteristisch sind weiters rote teils mergelige Kalke („Tiefentaler Schichten“ sensu QUENSTEDT, 1951a, oder „bunte Ammergauer Schichten“ sensu TOLLMANN, 1976a), die nur wenig über den höchsten Barmsteinkalk-Schüttungen einsetzen. Sie bilden im Raum Achenkirch einen gut verfolgbaren stratigrafischen Leithorizont, den QUENSTEDT (1951a, b) mit Punct- und Laevillamellaptychen in das Tithonium datieren konnte. SCHÜTZ (1975, 1979) spricht in diesem Zusammenhang von roten Flaserknollenkalken und dichten mergeligen flaserigen Kalken. Diesen Rotkalk-Horizont kann er zum Beispiel von der Hochplatte (1.813 m) bis zum Juifen (1.988 m) verfolgen. Am oberen Ampelsbach wird von ORTNER & KILIAN (2016) ein synsedimentä-



Abb. 38.

Bianconekalk der Ammergau-Formation, oberer Ampelsbach (Foto: A. GRUBER, 2017).

mentärer Rutschfalten-Horizont beschrieben. Dieser könnte dem von SCHÜTZ (1975, 1979) ebenfalls von dort innerhalb des Bianconekalks erwähnten „Schlierenkalk mit wulstigen Bänken, Schlieren und Fluidalstrukturen sowie groben Intraklasten“ entsprechen.

Bildungsmilieu: Die Ammergau-Formation repräsentiert die pelagische Beckenfazies des höheren Oberjura und der untersten Kreide. Sie verzahnt mit dem Barmsteinkalk. Laut TÖCHTERLE (2005) dürfte die Bildungstiefe der Ammergau-Formation jener der direkt unterlagernden Ruhpolding-Formation (31) entsprechen und damit bei mehreren 100 bis 1.000 m liegen. Die kalkige Entwicklung und das damit verbundene Zurückdrängen der Radiolarite kann ohne Änderung der Bildungstiefe mit einem Hinunterdrücken der Kompensationstiefe von Kalzit durch verstärkte Karbonatproduktion in oberflächennahen Bereichen erklärt werden (HALLAM, 1971). Dies, das Fehlen der aragonitschaligen Ammonitengehäuse und die selektive Erhaltung der kalzitischen Aptychen sprechen für eine Ablagerung der Ammergau-Formation zumindest unterhalb der Aragonit-Lysokline und über der CCD. SCHÜTZ (1975, 1979) nimmt für die östliche Karwendel-Synklinale als Ablagerungsraum ein tieferes, E–W verlaufendes Becken mit Beckenrändern (Hochzonen) im Norden und Süden an, von denen die Resedimente geschüttet werden. Im Gebiet vom Achental bis zum Ampelsbach dient eine schmale N–S streichende Zone als Übergang zu einem normalen Becken mit ruhiger Sedimentation im Großteil der Thiersee-Synklinale (siehe auch BRANDNER & GRUBER, 2011, sowie unter 29).

Fossilinhalt und Alter: Für QUENSTEDT (1951a, b) und JAKSCH (1996) sind die Aptychen, im Speziellen *Laevaptychus*, *Punctaptychus* und *Laevilamellaptychus*, die wichtigsten Leitfossilien zur Feineinteilung des Kimmeridgiums und Tithoniums. Die Stufengrenze Kimmeridgium/Tithonium ist eine auffallende faunistische Wende, markiert durch das Auftreten von *Punct-* und *Laevilamellaptychus*. Die roten Kalke („Tiefentaler

Schichten“) reichen bis in das oberste Tithonium. Im Profil am unteren Ampelsbach ist mit Aptychen laut QUENSTEDT (1951a, b) und JAKSCH (1996) auch noch Valanginium nachweisbar. Der Faunenwechsel zwischen unterem und oberem Tithonium zeigt sich einerseits im Erscheinen der Schwabcrinoidengattung *Saccocoma*, andererseits im Erlöschen von *Laevaptychus* und *Laevilamellaptychus*. *Punctaptychus* und *Lamellaptychus* sind in der Unterkreide wichtige Leitfossilien. SCHÜTZ (1975, 1979) führt die stratigrafische Feingliederung mit Hilfe von Calpionelliden durch, die er an Ammoniten eicht. Im Juifen-Profil findet er eine gut erhaltene Ammonitenfauna. Innerhalb der Oberen Aptychen-Schichten sensu SCHÜTZ ist mit Calpionelliden auch die Jura-Kreide-Grenze feststellbar (Calpionellen-Zone A3). Filamente, Kalzispähren und Calpionelliden treten erst in den Oberen Aptychen-Schichten auf. Als gesichertes Alter gilt **Kimmeridgium** bis **Berriasium**.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Ammergau-Formation erreicht im Südschenkel der südöstlichen Karwendel-Synklinale inklusive den Barmsteinkalk-Schüttungen nach ULRICH (1960) maximal 800 m, nach SCHÜTZ (1975, 1979) 600 m Mächtigkeit. In der Thiersee-Synklinale östlich des Ampelsbaches sind nach SCHÜTZ (1975, 1979) nur mehr gut 100 m Gesamtmächtigkeit vorhanden. SAUSGRUBER (1994a) gibt maximal 250 m an, TÖCHTERLE (2005) erwähnt in beiden Schenkeln der Thiersee-Synklinale 230 bis 250 m. SCHÜTZ (1975, 1979) ermittelt für die Unteren Aptychen-Schichten im Gebiet der Karwendel-Synklinale 30 bis 50 m, in der westlichen Thiersee-Synklinale an manchen Stellen nur mehr 1 bis 2 m. Aus Maßstabsgründen ist im Gebiet der Blaubergalm, Schönleitenalm und der Natterwand (1.618 m) der unter dem Barmsteinkalk gelegene, geringmächtige Teil der Ammergau-Formation auf der Geologischen Karte nicht mehr dargestellt (vgl. SAUSGRUBER, 1994a). Dieser kann in proximalen Bereichen der hangenden Barmsteinkalkschüttungen gänzlich fehlen. Damit folgt der Barmsteinkalk direkt auf die Tauglboden-Formation (30), wie dies im Südschenkel der Karwendel-Synklinale (ÖK 119) der Fall ist. In Richtung Becken (Juifen) nimmt die Mächtigkeit des unteren Teils der Ammergau-Formation stetig zu (SPIELER, 1995), während sie nach Osten in Richtung Hochzone wieder abnimmt. Der über dem Barmsteinkalk entwickelte Teil der Ammergau-Formation ist am Ampelsbach etwa 50 m mächtig. Dieser Betrag steigt nach Osten rasch auf 100 m an (SCHÜTZ, 1975, 1979).

Stratigrafisch Liegendes: Ruhpolding-Formation (31), Tauglboden-Formation (30), Barmsteinkalk (29).

Stratigrafisch Hangendes: Barmsteinkalk (29), Schrambach-Formation (27) mit allmählichem Übergang aus der Ammergau-Formation.

29 Barmsteinkalk

Allgemeines: LIPOLD (1854) inkludiert in seiner Originaldefinition der Oberalmer Schichten sowohl pelagische Kalke mit feinarenitischen allodapischen Kalkschüttungen, als auch grobklastische Brekzien-Einschaltungen, die GÜMBEL (1861) mit dem Namen „Barmsteinkalk“ versieht. CLARK (1887) erwähnt ähnliche Gesteine in Form von vier bis fünf Kamm bildenden Brekzienlagen im Aptychenkalk am Fonsjoch (ÖK 119). TRUSHEIM (1930) trennt in der Karwendel-Synklinale zwei Typen von Resedimenten: Er unterscheidet ein intraformationelles monomiktes Konglomerat, das sogenannte „Boden'sche Konglomerat“ (vgl. BODEN, 1915, 1935), das er in den Zeitraum oberes Kimmeridgium bis unteres Tithonium einstuft. 40 bis 50 m darüber entdeckt er ein polymiktes Konglomerat aus dem oberen Tithonium, das sedimentär und schichtparallel in pelagische mikritische Kalke eingeschaltet ist. Aufgrund der aufgearbeiteten Obertrias- und Juragesteine, Hornsteinfragmente und verkiesselten Flachwasserbiogene sieht er Analogien zur Hornsteinbrekzie des Rofan. ULRICH (1960) hält analog dazu eine untere, monomikte „Aptychenbreccie“ und eine

obere, polymikte „Hornsteinbreccie“ fest. Die stratigrafische Position und der Zusammenhang zwischen der Hornsteinbreccie in der Karwendel-Synklinale und jener im Rofan ist ihm genauso unklar wie auch zuvor TRAUTH (1950), der aus diesem Grund als neuen Sammelbegriff für die klastischen Bildungen des kalkalpinen Oberjura die Bezeichnungen „Hinterriß-Konglomerate“ (grobklastisch) und „Hinterriß-Schichten s.l.“ (Feinklastika) vorschlägt. TOLLMANN (1976a) schließt sich dem an und vereint mit den „Hinterriß Schichten“ alle in die Aptychenschichten der Kalkvoralpen eingeschalteten Aptychenkalkbreccien. SCHÜTZ (1975, 1979) erkennt, dass große Teile der Abfolge der Aptychen-Schichten in der Karwendel- und Thiersee-Synklinale aus allodapischen Kalken bestehen. Diese Resedimente konzentrieren sich in seiner lithostratigrafischen Einteilung auf die Mittleren Aptychen-Schichten. Der „Hornsteinplattenkalk“ des Rofan (ÖK 119) wird zu Beginn der Forschung von der „Hornsteinbreccie des Rofan“ getrennt und von WÄCHTER (1987) erstmals auch als Äquivalent des Barmsteinkalks betrachtet. GAWLICK et al. (2009, 2011) hingegen lehnen den Begriff Barmsteinkalk hier ab, da dieser nur im Tauglboden-Becken mit der Oberalm-Formation wechsellagern könne (siehe auch unter 28). Den Schuttkalken, die mit der Ammergau-Formation (28) im Becken verzahnen, geben diese Autoren den Namen „Seekarlsitzkalk“. Dieser auf TRAUTH (1950) zurückgehende Name ist jedoch irreführend, da auf der Seekarlsitze im Rofan (2.261 m, AV-Karte Nr. 6) weitum nur Oberrhätalk (38) vorkommt. Da die allodapischen Kalke hauptsächlich aus distalen Schüttungen in Wechsellagerung mit dem pelagischen Hintergrundsediment bestehen, wendet SAUSGRUBER (1994a) die in den Salzburger Kalkalpen hierfür gebräuchliche Bezeichnung Oberalmer Schichten (vgl. LIPOLD, 1854; TOLLMANN, 1976a) erstmals auch auf das Achensee-Gebiet an. Der Begriff Oberalmer Schichten wird auf dem vorliegenden Kartenblatt zu Gunsten des Barmsteinkalks wieder eingezogen. Dies liegt darin begründet, dass die typische, dünnplattige, feinklastische, kieselige Schichtfolge der Oberalmer Schichten im Raum Achenkirch nur im nördlichen Achenental und im Ampelsbach-Gebiet entwickelt ist. In weiten Teilen, am Unnutz-Massiv, westlich des Achentales und im Kamm Juifen-Schreckenspitze, ist jedoch der Barmsteinkalk in mehreren Horizonten von kartierbarer Mächtigkeit ausgebildet. Bei Beibehaltung beider Bezeichnungen wäre die Abgrenzung zwischen Barmsteinkalk und Oberalmer Schichten zudem schwer durchführbar.

Lithologie: Beim Barmsteinkalk (29) auf dem Kartenblatt handelt es sich generell um ruditische bis feinarenitische, meist unregelmäßig gebankte, beige bis hell- und kaffeebraune, dm- bis m-dicke allodapische Kalke (Packstones, Grainstones, Rudstones), die im Gegensatz zur Typokalität an den Barmsteinen westlich von Hallein (ÖK 93; vgl. MEISCHNER, 1964; STEIGER, 1981; PLÖCHINGER, 1990; BRAUN, 1998; RASSER et al., 2000; RASSER & FENNINGER, 2003; FENNINGER & RASSER, 2004; GAWLICK et al., 2005) hier den pelagischen Kalken der Ammergau-Formation (28) zum Teil als Rinnenfüllungen zwischengeschaltet sind. Die Schuttkalke führen in charakteristischer Weise Umlagerungsprodukte von Plattformsedimenten, die durch Trübestrome über den Plattformabhang in das Becken verfrachtet wurden. Die Schüttungen erfolgten generell von Süden und Südosten (proximal) gegen Nordwesten, Norden und Nordosten (distal), dementsprechend findet in diese Richtung auch eine Abnahme der Mächtigkeiten und der Korngrößen statt. Östlich der Gufferrhütte (1.465 m) keilen die Schuttkalke allmählich aus. In proximalen Abschnitten östlich des Achentales (Unnutz-Westflanke, SAUSGRUBER, 1994a) kommen mehrere Barmsteinkalkbänke übereinander vor und bilden Geländestufen bis zu 10 m (Abb. 39). Die 2 bis 3 m mächtigen Einzelbänke sind als *fining upward*-Sequenzen mit erosiv eingeschnittener, rinnenförmiger Basis und Gradierung von ruditisch nach siltitisch, sowie allmählichem Übergang in autochthone pelagische Kalke der Ammergau-Formation entwickelt. SCHÜTZ (1975, 1979) unterscheidet nach abnehmender Korngröße (von Blöcken zu Feinareniten) Lithoklastbreccien mit brauner sparitischer Matrix, grob-

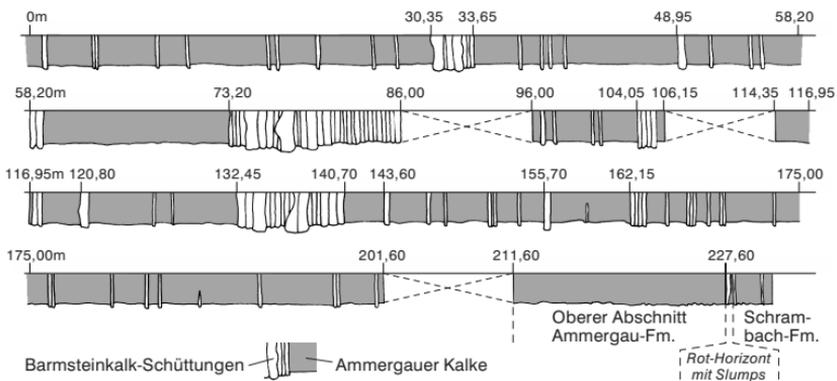


Abb. 39. Barmsteinkalkschüttungen, zum Teil in Form amalgamierter Bänke, innerhalb der Ammergau-Formation. Säulenprofil Zöhreralm, Westabhang Unnütz-Massiv, vereinfacht nach SAUSGRUBER (1994a).

körnige gradierte Brekzien, sowie Biointraklastkalke, hauptsächlich Biopelsparite, zum Teil mit dunkelgrauer Matrix. Die Komponenten der gröberklastischen, matrixarmen bis -freien Schüttungen (Rudstones, Stylobrekzien) bestehen aus aufgearbeiteten eckigen bis gut gerundeten Lithoklasten des Untergrundes (z.B. Kalke der Ammergau-Formation) und häufig silifizierten ruditischen Klasten von Riff bildenden, teils angebohrten und mikritisierten, meist gut gerundeten Biogenen (Abb. 40b) wie Bryozoen, Hydrozoen, Algen, Kalkschwämmen und selten Korallen, Echinodermen sowie Peloiden, Aggregatkörnern, Rindenkörnern, Onkoiden und

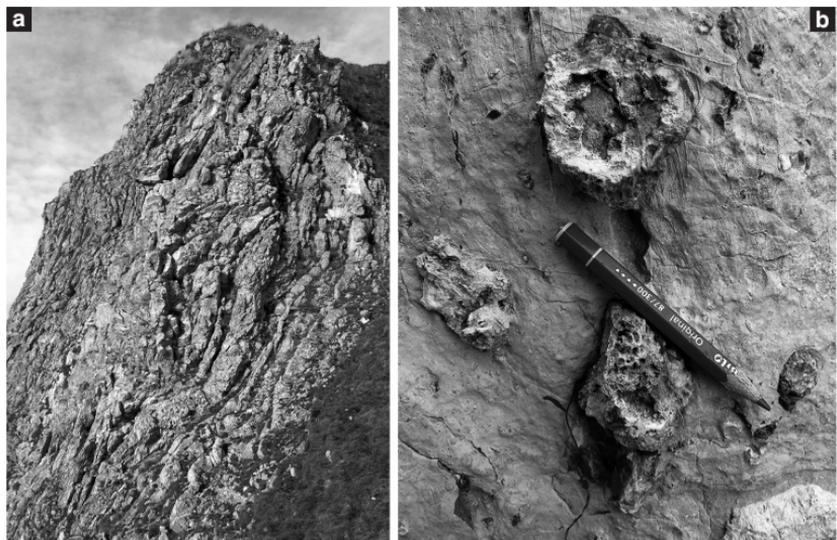


Abb. 40. **a)** Eine der markanten Barmsteinkalk-Rippen an der Westflanke des Grates Schreckenspitze–Hohe Gans (ÖK 119) mit gravitativ zerglittenen und in Grobbrekzien fragmentierten, bereits verfestigten ruditischen bis arenitischen Schuttkalkbänken (Foto: A. GRUBER, 2010). **b)** Verkieselte Bioklasten (Koralle oder Kalkschwamm?) nahe des Stallenalms-Hochlegers, Bächtental (Foto: A. GRUBER, 2011).

Ooiden einer produzierenden Karbonatplattform (SAUSGRUBER, 1994a). Die Produktion, Bioerosion und Biomineralisierung sowie Rundung der Komponenten erfolgte überwiegend in Auftauchzonen auf der Karbonatplattform.

Im proximalen Ablagerungsraum westlich des Achentales in der Karwendel-Synklinale nehmen die Korngrößen und die Mächtigkeiten der Schüttungskörper nochmals zu. Am scharfen Kamm von der Schreckenspitze (2.022 m) zum Fonsjoch (ÖK 119) sind mehrere, bis 20 m dicke, schichtparallele Barmsteinkalkzüge entwickelt, die morphologisch als markante Felsrippen hervorwittern (Abb. 40a; vgl. CLARK, 1887). ANGERMAIER (2015) hat sich eines dieser „karbonatlithoklastischen Bänder“ näher angesehen: Die Basis bilden Radiolarien-Mudstones. Darüber folgen gut sortierte bioturbate peloidale Radiolarien-Packstones mit Schwebecrinoiden und Foraminiferen. Es folgt eine ca. 1 m mächtige Brekzie aus bis 1 m großen, eckigen Lithoklasten aus Kieselkalken und verkieselten Karbonaten in grauer Matrix. Der höhere Teil setzt sich aus einem massigen, Spiculae führenden Kalk (Wackestone) mit Schüttungen aus verkieselten Lithoklasten, Onkoiden etc. zusammen. Darüber folgen Grainstones mit Litho- und Bioklasten, Onkoiden, Peloiden und mikritischen Intraklasten. Die Fossilführung ist ident mit der von SAUSGRUBER (1994a) beschriebenen. Die Bänke zeigen intern häufig Rutschfallen und eine Zerlegung in Schollen- und Blockbrekzien, die durch syndesimentäre Gleitprozesse des noch unvollständig lithifizierten Gesteins an den Hängen des Ammergau-Beckens zustande kamen (Abb. 40a). Dadurch entstand auch eine Verquickung von Olistolithen, Mud-, Pack- und Grainstones. Die Brekzien gehen graduell in homogene pelagische Kalke über (Kalziturbidite).

Distale, arenitische Schüttungen (Packstones, z.T. reine Grainstones) bestehen vorwiegend aus Peloidkörnern, die Matrix aus mikritischem, autochthonem Beckensediment. Feinschichtung tritt zwar auf, wegen der gleichkörnigen Partikelgröße fehlen aber meist Gradierung und Rippelschichtung, ebenso Sohlmarken.

Die Gefüge der allodapischen Kalke sind matrix- und komponentengestützt, letztere durch Kompaktion häufig stylolithisiert (Stylobrekzien). Typisch ist die starke Verkieselung. WÄCHTER (1987) beschreibt aus dem Rofan (ÖK 119) oft netzartige, knollige, lappige, lagige und perschnurartige bis unregelmäßige Hornsteinformen, die sowohl die Komponenten als auch den Zement durchdringen. Durch die Verkieselung sind auch Sedimentstrukturen wie Feinschichtung und Rutschfallen nachgebildet. Die teils fleckige Verkieselung fand aufgrund der Verdrängung von Matrix und teilweise Komponenten im Begrabungsstadium statt (SAUSGRUBER, 1994a). Hierbei wurde im alkalischen Milieu das Skelettopal von Radiolarien und Spiculae gelöst und durch Kalzit ersetzt. Die gelöste Kieselsäure wurde bei niedrigem pH-Wert wieder ausgefällt. Pyrit-, Glaukonit- und Dolomitwachstum sowie Rekristallisation der Matrix und sparitische Zementation der Porenzwickel erfolgten im spätdiagenetischen Stadium.

Der Barmsteinkalk erreicht schließlich sein Schüttungsmaximum im Rofan (ÖK 119; SCHÜTZ, 1975, 1979; WÄCHTER, 1987). Dort bildet dieser (auch als „Hornsteinplattenkalk“ bekannt) bis 200 m mächtige Wechsellagerungen von plattigen bis wellig im Dezimeterbereich gebankten Grainstones aus Flachwasserdetritus und mit typischen brotlaibförmigen gelblichen Kieselknauern. Der untere Abschnitt wechsellagert mit den lithoklastischen Brekzien der Rofan-Brekzie, nach oben hin besteht eine Verzahnung mit den Beckensedimenten der Ammergau-Formation (28).

Bildungsmilieu: Faziell handelt es sich um eine turbiditische Hangfazies zur pelagischen Beckenfazies der Ammergau-Formation mit allodapischen Schüttungen von Süden und Südosten. Bio- und Lithoklasten implizieren die Existenz einer zeitgleich

produzierenden Karbonatplattform mit bewegten Flachwasser- und lagunären Bereichen, zum Teil mit kleinen Patchreefs – ähnlich der Entwicklung des Plassenkalks im Salzkammergut (ÖK 95, 96) – östlich oder südöstlich des Rofan, die heute nicht mehr aufgeschlossen ist. Gerundete Karbonatlithoklasten weisen auf Auftauchzonen im Plattformbereich hin. Diese Riffe dürften auf tektonisch gehobenen Krustensegmenten in einem transpressiven bis kompressiven Regime gewachsen sein. Die Entstehung der Hochzone wird in der Beschreibung der Tauglboden-Formation/Rofan-Brekzie (siehe **30**) ausführlich diskutiert. Das von SCHÜTZ (1975, 1979) rekonstruierte E–W verlaufende Becken der Ammergau-Formation nimmt von Norden und Süden große Schüttungsmengen in Form des Barmsteinkalkes auf. Das Nachlassen der Schüttungshäufigkeit (vgl. SCHÜTZ, 1975, 1979) und letztlich deren völliges Ausbleiben erklärt sich WÄCHTER (1987) mit nachlassender Produktivität der Karbonatplattform. Nach BRANDNER & GRUBER (2011) führt im unteren Berriasium verstärkte Subsidenz zum Ertrinken ebendieser. Dadurch stellen sich im Becken zunehmend mikritische Tiefseekalke der Ammergau-Formation ein. Im proximalen Hangbereich werden weiterhin Brekzien, im distalen Hangbereich und im Becken Kalziturbidite abgelagert.

Fossilinhalt und Alter: Die autochthone Makro- und Mikrofauna besteht aus Aptychen, Radiolarien, Kieselschwammnadeln und Schwebcrinoiden (*Saccocoma* sp.). Die von der Karbonatplattform umgelagerte allochthone Fauna und Flora umfasst nach TRUSHEIM (1930), ULRICH (1960), SCHÜTZ (1975, 1979), WÄCHTER (1987), SAUSGRUBER (1994a) und eigenen Beobachtungen Bruchstücke von Hydrozoen, Korallen, Bryozoen, Brachiopoden, Kalkschwämmen, Echinodermen (Crinoiden, Echiniden), Serpuliden, Bivalven, Gastropoden, Kalkalgen (Dasycladaceen wie *Clypeina jurassica*, Codiaceen, Solenoporaceen), Cyanobakterien wie *Ortonella*, *Cayeuxia* sp., Microproblematika wie *Tubiphytes* sp. sowie sessile und agglutinierende Foraminiferen (Textulariiden, Milioliden wie *Quinqueloculina* sp., *Ophthalmidium* sp., Vaginuliniden wie *Lenticulina* sp.). Mittels Aptychen datiert SPENGLER (1935) den Barmsteinkalk im Rofan in das Kimmeridgium und Tithonium. Mittels Calpionellen-Stratigrafie kann SCHÜTZ (1975, 1979) die Schüttungsaktivität zeitlich von zumindest Obertithonium bis Berriasium nachweisen. **Kimmeridgium bis Berriasium.**

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Barmsteinkalk ist vom Bächental über den Juifenkamm, das Achen- und Klammachtal bis östlich der Gufferthütte (Thiersee-Synklinale) verbreitet. Im hinteren Bächental (Südschenkel der Karwendel-Synklinale, z.T. auf ÖK 119) gibt SCHÜTZ (1975, 1979) im Profil Plumbsbach die Mächtigkeit der Abfolge, in der Schuttkalke dominieren, gar mit 300 m an, weiter nördlich am Juifen sind es noch ca. 170 m. SAUSGRUBER (1994a) erwähnt von Süden nach Norden abnehmende Mächtigkeiten von 220 m an der Unnutz-Westflanke (Abb. 39), 150 m im Klammachtal und nur mehr 50 m südlich der Wichtelplatte im Nordschenkel der Thiersee-Synklinale.

Stratigrafisch Liegendes: Ammergau-Formation (**28**), Tauglboden-Formation (**30**) am Schreckenspitze-Osthang; am Unnutz-Nordwestabhang auch Ruhpolding-Formation (**31**); SAUSGRUBER, 1994a).

Stratigrafisch Hangendes: Ammergau-Formation (**28**), „bunte Ammergauer Schichten“ oder „Tiefentaler Schichten“ sensu QUENSTEDT, 1951a; Obere Aptychenschichten/Bianconekalk sensu SCHÜTZ, 1975, 1979; Obere Ammergau-Formation sensu SAUSGRUBER, 1994a).

27 Schrambach-Formation (siltiger Mergel, Kalkmergel; Berriasium–Aptium)

Allgemeines: Traditionell (vgl. TOLLMANN, 1976a) werden die oberjurassischen Aptychenschichten (Oberalm-Formation, Ammergau-Formation) von den kretazischen Aptychenschichten (Schrambachschichten) abgetrennt. Die Bezeichnung „Schram-

bachschichten“ war bisher vor allem auf deren Verbreitung im Salzach- und Saalach-Gebiet (ÖK 92, 93, 94) beschränkt und wurde erstmals von LILL VON LILIENBACH (1830) geprägt. In den westlichen Nördlichen Kalkalpen sprach man analog zur oben genannten Gliederung zumeist von „Neokomschichten“ (AMPFERER, 1914c), „Neokom-Mergeln“ (REISER, 1922), „Neokom-Aptychenschichten“ (z.B. TRUSHEIM, 1930; RICHTER, 1937), „Neokommergeln“ (ULRICH, 1960), „Aptychenmergeln“ (JACOBSHAGEN, 1961) oder „Grünen Aptychenschichten“ (MILLER, 1963b). SCHÜTZ (1975, 1979) kann nachweisen, dass die Sedimentation der Aptychenschichten in Kalkfazies (entspricht Ammergau-Formation, 28) die Jura-Kreide-Grenze überschreitet und erst im Berriasium bzw. im unteren Valanginium zur mergeligen Tiefwasserfazies umschlägt. Für letztere verwendet er den alten Begriff „Schrambachschichten“. BOOROVÁ et al. (1999) gelingt erstmals der wichtige Nachweis, dass die bis dahin nur auf die Unterkreide beschränkten Schrambachschichten bereits im oberen Tithonium beginnen können.

In der Neuuntersuchung der Typlokalität Schrambachgraben, westlich Kuchl (ÖK 94), durch RASSER et al. (2003) wird die Schrambach-Formation formal neu definiert: Lithologisch geht diese in der Regel aus der oberjurassischen bis berriasischen Oberalm-Formation oder Ammergau-Formation hervor. Im Hangenden geht sie in die Rossfeld-Formation, Tannheim-Formation oder „Lackbachschichten“ über. An der Typlokalität wird die Schrambach-Formation als Abfolge von hellen, gelblich-grün-grauen, plattig verwitternden Mergeln, siltigen Mergeln und sandig verwitternden Mergeln, an der Basis auch mit roten gefleckten Mergeln, sandig verwitternden Kalken und mikritischen Kalken definiert, die ein Alter von Mittelberriasium bis Untervalanginium aufweisen. Die Untergrenze wird mit dem Einsetzen sandig verwitternder Kalke festgesetzt, denn derartige Sedimenttypen sind für die Oberalm-Formation untypisch. Die Obergrenze wird mit der Basis der ersten harten Quarzsandsteinbank festgelegt, die der Hauptlithotyp der Rossfeld-Formation ist.

Lithologie: Für die Schrambach-Formation auf dem Kartenblatt gilt, dass sie ungestört an die Ammergau-Formation anschließt und sich aus dieser durch die Zunahme des Mergelgehaltes und rasche Abnahme der Bankdicke innerhalb eines mehrere Meter bis Zehnermeter mächtigen Übergangsbereiches herausentwickelt (TÖCHTERLE, 2005). Der Farbumschlag von beigen und weißlichen zu hellgrauen bis grünlich-grauen Farben sowie das vollständige Aussetzen der Hornsteinführung sind weitere wichtige Erkennungsmerkmale. Die charakteristischen Lithologien sind graue und grünlichgraue, im feuchten Zustand bläuliche, cm- bis dm-gebantke Mergelkalke und blättrige, weiche, siltige Mergel (Abb. 41). Im höheren Teil der Schichtfolge sind mehrfach bis 30 cm dicke, laminierte und teils gradierte, quarz- und glimmerreiche, dunkelgraue bis braune Silt- und Sandsteinlagen eingeschaltet (z.B. am Fahrweg zur Steinölbrennerei, westlich unterhalb der Stallenjagdhütte, ÖK 119), die braun anwittern und im frischen Bruch dunkelgrau sind. Petrografisch handelt es sich laut ULRICH (1960) und SCHÜTZ (1975, 1979) um kalkig gebundene Quarzarenite mit 50 bis 60 % Karbonat-Lithoklasten, bis zu 30 % Quarz, 15 bis 25 % Tonmineralen und bis zu 5 % Pyrit. Kristalline Lithoklasten machen weniger als 1 % aus. Akzessorisch finden sich weiters Erz, Bruchstücke von Granat, Feldspat, Amphibol, Pyroxen, Glimmer und Chlorit. Hornsteinführung wie bei TÖCHTERLE (2005) wurde nicht beobachtet. Die Silt- und Sandsteinlagen nehmen in der Thiersee-Synklinale von West nach Ost bis auf eine Mächtigkeit von 200 m zu. Bezeichnend sind an Makrofossilien gebundene Rostflecken und Lebensspuren, in denen Pyrit angereichert ist.

Bildungsmilieu: Die Schrambach-Formation stellt die siliziklastisch beeinflusste pelagische Beckenfazies der Unterkreide dar.

Fossilinhalt und Alter: Die Makrofossilangaben von TRUSHEIM (1930), ULRICH (1960) und SCHÜTZ (1975, 1979) aus der Karwendel-Synklinale seien hier repräsentativ



Abb. 41.
Typische dünnbankige, schiefrige, daher blättrig-griffelig zerfallende, graue Mergel der Schrambach-Formation am Filzmoosbach im Einzugsgebiet des Ampelsbaches, bei Punkt 1.144 m (Foto: A. GRUBER, 2017).

wiedergegeben: An Lamellaptychenarten sind *Lamellaptychus mortilleti*, *Lamellaptychus seranonis* und *Lamellaptychus didayi* hervorzuheben. Mit *Lamellaptychus angulocostatus* ist in den jüngsten Anteilen der Schrambach-Formation im Kern der Synklinale zumindest Hauterivium nachweisbar. Die Ammonitenfunde (*Lytoceras quadrisulcatum*, *Lytoceras* cf. *rarininctum*, verschiedene *Berriasella*-Arten, darunter *Berriasella boctrianensis*) erbringen den Nachweis für Berriasium und Valanginium. Der Ammonit *Phylloceras guetardi* ist sogar erst aus dem Barremium bekannt. Dies wird auch in der Mikrofauna durch das Auftreten der Foraminiferenart *Lenticulina* cf. *ouachensis* bestätigt (SCHÜTZ, 1975, 1979). Weiters kommen Bivalven wie *Inoceramus* cf. *escheri*, die Brachiopoden *Pygope euganeensis* sowie *Pygope diphya* und häufige Lebensspuren, darunter Kriech-, Wohn-, Stopf- und Fressspuren vor. SCHÜTZ (1975, 1979) erwähnt als Besonderheit im Profil Juifen eine bis 30 cm dicke Bank mit mm- bis cm-großen Holzteilchen und Pflanzendetritus, TRUSHEIM (1930) vermerkt sogar geringmächtige Kohleflöze bis 10 cm Dicke. An Mikrofossilien sind vor allem Radiolarien, Spiculae sowie benthische Foraminiferen und Ostracoden zu nennen (vgl. SAMAN, 1972; MOHTAT, 1984).

Aus der Calpionelliden-Stratigrafie von SCHÜTZ (1975, 1979) geht hervor, dass die Schrambach-Formation auf dem Großteil des Kartenblattes mindestens im Zeitraum mittleres Berriasium bis Barremium abgelagert wurde. Weiter östlich in der Thiersee-Synklinale setzt die Sedimentation erst im untersten Valanginium ein, reicht aber auch bis in das Oberaptium bzw. Unteralbium (WILMERS, 1971). MOHTAT (1984) gelingt mithilfe von Foraminiferen der Ordnungen Nodosariida und Robertinida in der Karwendel-Synklinale (ÖK 118, 119) der Nachweis einer stratigrafischen

Reichweite der Schrambach-Formation (Neokom-Mergel) von Valanginium bis Aptium. Nach RASSER et al. (2003) ergibt die biostratigrafische Einordnung mittels Calpionelliden, Cephalopoden (Ammoniten, Aptychen) und nichtkalkigen Dinoflagellaten an der Typlokalität ein Alter von oberem Tithonium bis unterem Valanginium. Auf dem Kartenblatt ist ein Alter von **Barremium** bis möglicherweise **Aptium** anzunehmen.

Verbreitung und Mächtigkeit: Im Kern der größeren Synklinalen erlangt die Schrambach-Formation Mächtigkeiten von mindestens 200 bis 300 m (Thiersee-Synklinale, Karwendel-Synklinale). Durch Faltung und Überschiebung kann sich dieser Wert möglicherweise noch erhöhen. Die Obergrenze ist hier nicht aufgeschlossen. ULRICH (1960) gibt für die Karwendel-Synklinale mindestens 250 m, SCHÜTZ (1975, 1979) für den Westabschnitt der Thiersee-Synklinale ca. 400 m, TÖCHTERLE (2005) 250 m an. WILMERS (1971) erwähnt für den Ostabschnitt (ÖK 89) gar 620 m. SAUSGRUBER (1994a) nennt ca. 300 m an der Westseite des Unnutz-Massivs.

Stratigrafisch Liegendes: Ammergau-Formation (28).

Stratigrafisch Hangendes: Auf dem Kartenblatt Achenkirch sind jüngere Schichtglieder als die Schrambach-Formation nur in Form quartärer Ablagerungen erhalten. Auf dem östlich angrenzenden Kartenblatt ÖK 89 Angath setzt sich die mergelige Schrambach-Formation unter Einschaltung der charakteristischen, ammonitenreichen Kalk-Mergel-Wechselfolge der sogenannten „Thiersee-Schichten“ bis in das Aptium fort (HAGN, 1982; HARLOFF, 1988, 1989; ORTNER, 2003; TÖCHTERLE, 2005). In der Abfolge nach oben schalten sich vermehrt sandige Tonsteine und Mergel ein. Dieser Abschnitt wird von CORNELIUS-FURLANI (1921) und WEIDICH (1990) mit der Rossfeld-Formation und von HARLOFF (1989) mit der Tannheim-Formation parallelisiert (DARGA & WEIDICH, 1986).

6.3. Quartäre Sedimente und Formen

6.3.1. Würm-Hochglazial (Pleistozän)

26 Hang- und Murschutt sediment (Blöcke, Steine, Kies, Sand, z.T. zementiert; am West- und Südabhang des Guffert; Prä-Würm-Hochglazial?)

Am **Südwestabfall** des **Guffertsteins** (1.963 m), orografisch links der Rinne eines mächtigen Murschuttfächers auf 1.180 bis 1.380 m Höhe, sowie im **Tälchen zwischen Grünkopf und Steigwand** sind dm- bis wenige m-dicke Brekzienbänke aufgeschlossen, die monomikt aus Wettersteinkalkschutt bestehen. Diese Brekzienvorkommen werden von AMPFERER (1907) erstmals erwähnt. Das Korngrößen-spektrum der Brekzien reicht vom Sandkorn bis zu Blöcken. Die einzelnen Brekzienbänke variieren lateral in ihrer Bankdicke und bestehen aus überwiegend eckigen Klasten. Die größten Klasten erreichen Kantenlängen bis maximal 1 m und sind häufig im oberen Bereich einzelner Bänke konzentriert. Längliche und plattige Steine und Blöcke sind bankparallel eingeregelt. Das Gefüge ist durchwegs klastengestützt. Die spärliche Matrix besteht aus einem braun-grauen, lithifizierten Schluff bis Feinsand. In matrixfreien Bereichen sind die Klasten meist mit mm-dünnen Kalzitsämen zementiert. Es handelt sich faziell um Murschuttablagerungen. Jede Bank stellt ein Murenereignis dar (vgl. GRUBER, 2008a, 2014). Anlagerungsgefüge an den Wettersteinkalk (49), ein talwärtiges Einfallen der Bänke bis 15° und eine Gesamtmächtigkeit von 50 m kennzeichnen das Brekzienareal im Tälchen zwischen Grünkopf und Steigwand. Die starke Verkarstung mit Karstgängen bis 50 cm Tiefe, sichtbar in den Brekzien am Wanderweg zur Guffertspitze (2.194 m), und das

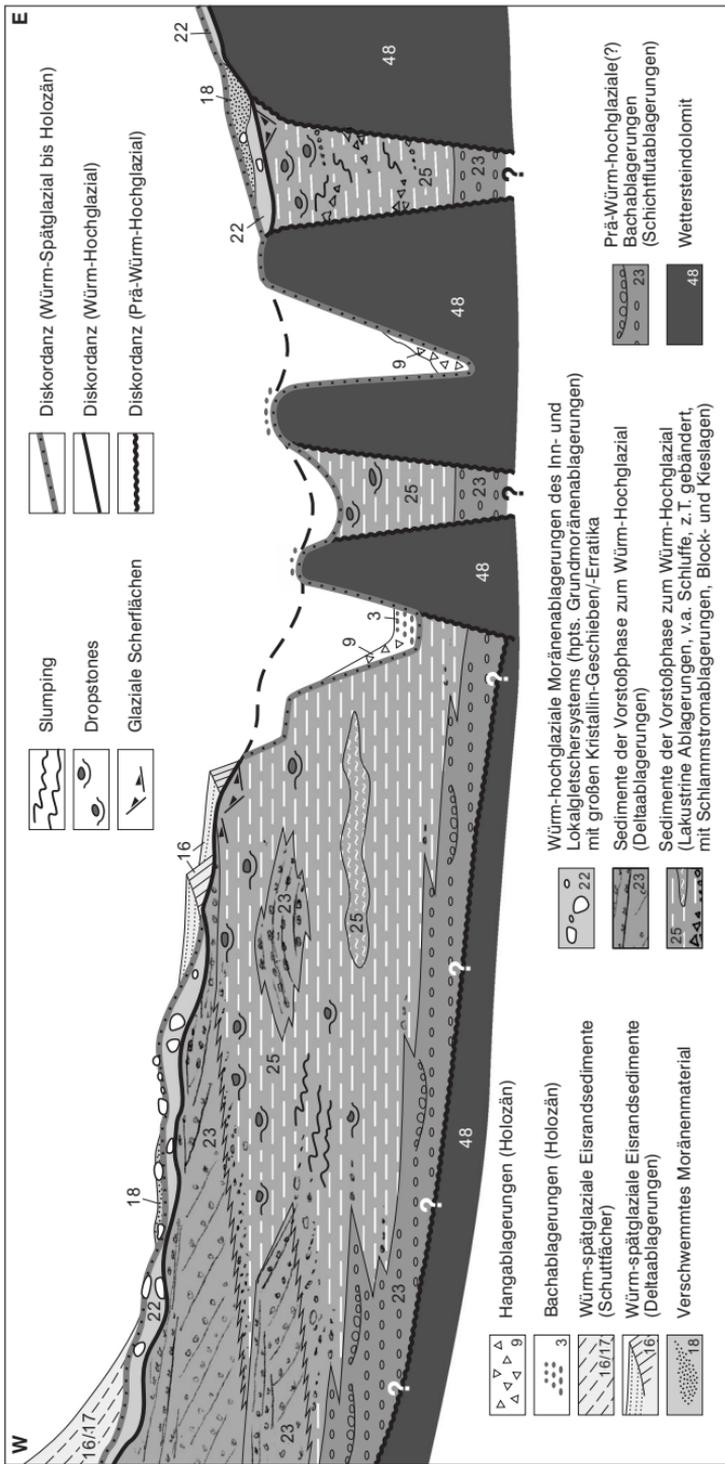


Abb. 42. Stratigraphisches Schema der quartären Ablagerungen im Becken von Steinberg (Entwurf von A. GRUBER, zum Teil in Anlehnung an SANDERS et al., 2014).

Vorkommen von Brekzienklasten in Würm-spätglazialen(?) Moränenablagerungen an der Wasserscheide Schwarzenbach-Mühlbach (siehe unten) sprechen für ein zumindest Würm-spätglaziales Alter. Vergleichbare Brekzienvorkommen am **Westende** des **Guffert-Massivs** (westsüdwestlich der Stubachalm, 1.371 m) zeigen jedoch eine spärliche Grundmoränenbedeckung. Daher ist ein prä-Würm-hochglaziales bis Würm-hochglaziales Alter der Brekzien eher anzunehmen.

23 Sedimente der Vorstoßphase ungegliedert (Blöcke, Steine, Kies, Sand, Schluff; Würm-Hochglazial), z.T. Kristallin führend, z.T. konglomeriert

24 Blocklagen (Ampelsbach)

25 Schluff, z.T. mit Kies-/Sandlagen

Zu den Sedimenten der Vorstoßphase (**23–25**) werden im Allgemeinen alle Lockergesteinsablagerungen zusammengefasst, die im stratigrafisch Liegenden der Grundmoräne des Würm-Hochglazials (**22**) auftreten und die genetisch mit dem Vorstoß der Gletscher zum Letzten Glazialen Maximum (LGM) in Verbindung stehen (Abb. 42; vgl. Abb. 18, Kap. 5.4.2). Dies sind zuunterst meist feinkörnige Seesedimente, Deltaablagerungen, proglaziale Bachschotter, Hang- und Murschuttablagerungen (z.B. die Blocklagen, **24**). Die Bachablagerungen (Schichtflutsedimente) im stratigrafisch Liegenden der mächtigen Seesedimente von Steinberg am Rofan wurden zu den Vorstoßsedimenten dazugerechnet, da der Übergang in die Bänderschlufluffe ein kontinuierlicher ist (SANDERS et al., 2014). Die datierten Konglomerate an den Wänden der Grundacheklamm stellen die bisher ältesten bekannten Quartärablagerungen auf dem Kartenblatt dar. Sie werden aufgrund der sehr lokalen und kleinräumigen Verbreitung ebenso im Rahmen der Sedimente der Vorstoßphase besprochen, auch wenn kein sedimentärer Bezug zu den Bachablagerungen oder Seesedimenten besteht (vgl. SANDERS et al., 2014).

In Gebieten, in denen die verschiedenen Sedimenttypen aufgrund zu geringer Mächtigkeiten oder mehrfacher Wechsellagerung in der Geologischen Karte im Einzelnen nicht darstellbar waren, wurden diese ungegliedert zusammengefasst. Darunter fallen proglaziale Kiese und Murschuttsedimente im Hühnersbachtal (siehe unten), Hang- und Murschuttsedimente wechsellagernd mit Schluffen, Sanden und Kiesen im Unterautal (siehe unten), Sande, sandige Kiese, Kiese/Konglomerate und Grobbrekzien (Blocklagen) im Ampelsbachtal (siehe unten) sowie Bachsedimente (Kiese, Konglomerate) im stratigrafisch Liegenden der mächtigen Seeschlufluffe und Deltakiese im Gebiet der Steinberger Ache (siehe oben).

In den quartären Sedimenten des abgeschlossenen **Hühnersbachtals** am Westrand des Kartenblattes ist die Wechselwirkung zwischen lokalem und fremdem Sedimenteintrag während des Eisaufbaues zum Würm-Hochglazial (LGM) (GRUBER, 2007, 2013; Abb. 43) eindrucksvoll entwickelt. Im Großaufschluss westlich gegenüber der Mündung des Pitzbaches beginnt die Abfolge unten mit geschichteten, gradierten und klastengestützten sandigen Kiesen, die zum Teil durch Schlufflagen getrennt sind. Die Klasten sind überwiegend kantengerundet bis eckig, vereinzelte Steine besser gerundet, die Sortierung ist sehr schlecht. Es folgen zwei, jeweils bis 2 m dicke Lagen von Bänderschlufluffen (**25**), getrennt durch Diamikte, die große eckige Dolomitklasten und wenige gerundete, mitunter gekritzte Karbonatgeschiebe führen. Darüber setzen massive Diamikte mit reichlich gekritzten Geschieben ein, begleitet von kristallinen Klasten, mit Zwischenlagen von kompakten klastengestützten Diamikten aus eckigem Lokalmaterial. Darauf folgen erneut sehr kompakte Diamikte mit gekritzten Geschieben. Getrennt durch eine Erosionsdiskordanz liegen darauf schräg geschichtete Sand- und Kieslagen aus Lokalmaterial. Die Gesamtabfolge lässt sich faziell im unteren Drittel einer proglazialen Serie

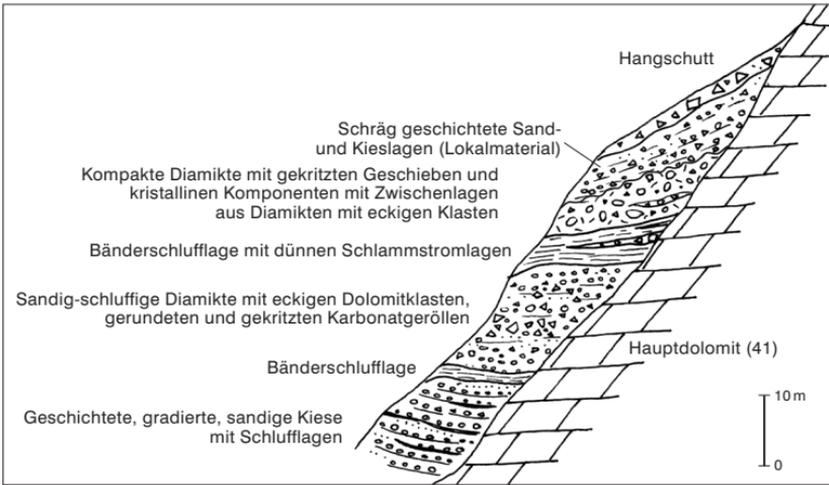


Abb. 43.
Stratigrafisches Profil des Quartär-Großaufschlusses im Hühnersbachtal gegenüber der Mündung des Pitzbaches (Entwurf von A. GRUBER).

lokaler, aus dem Hühnersbach-/Pitzbachtal geschütteter Kiese zuordnen. Es folgt ein lakustrines Milieu, das durch das Anwachsen des Hauptgletscherstromes am Talaustritt (Isar- und/oder Achentalgletscher) bedingt sein kann. Die Wiederholung von Seeablagerungen im Wechsel mit fluviatilen Schüttungen bzw. mit lakustrinen Schlammstromablagerungen zeigt das sukzessive Ansteigen des Seespiegelniveaus an. Schließlich überfährt der Hauptgletscher von außen den Talkessel des Hühnersbaches. Im Zuge des Eiszerfalls der Würm-hochglazialen Gletscher wurden zuletzt mit scharfer Diskordanz Hangschuttsedimente abgelagert.

Taleinwärts finden sich an beiden Flanken des Hühnersbachtals bis zu einer Seehöhe von 1.000 m Quartäraufschlüsse mit ähnlicher Sedimentabfolge (Details in GRUBER, 2007).

Dropstone führende Bänderschluflage in mehrmaliger Verzahnung mit unreifen sandig-kiesigen Hang- und Murschuttsedimenten, zum Teil mit großen Hauptdolomitblöcken und mit diskordanter Überlagerung durch Grundmoräne, sind in mehreren Aufschlüssen an der Nord- und Südseite des **äußeren Unteraltales** auskartiert worden (z.T. hoher Schluffanteil, 25).

Das **Ampelsbachtal** beherbergt in den Gräben, die vom Rotmöserskopf (1.522 m) und vom Roßstand (1.267 m) nach Süden zum Köglköpfl ziehen, eine vielfältige, wechselnd fein- und grobklastische Sedimentfolge der Vorstoßphase. AMPFERER (1905b, 1914c) spricht als Erstbeschreiber etwas untrefflich vom „Konglomerat von Ampelsbach“ und meint damit schwach zementierte Konglomerate mit hohem Anteil an Kristallingeröllen. WOLF (1922) fügt den Angaben Ampferers Brekzienvorkommen hinzu (Abb. 44).

Zum „Konglomerat von Ampelsbach“ aus heutiger Sicht zählt eine Wechselfolge von meist schlecht sortierten, teils sandigen, teils ausgewaschenen Kiesen bis zementierten Konglomeraten mit abwechselndem Vorherrschen kristalliner oder karbonatischer, meist gut gerundeter Gerölle. Darin sind in mehreren Niveaus verschieden mächtige Brekzien-Horizonte eingeschaltet. Im höheren Anteil der Abfolge dominieren Schluffe, Sande und zuletzt matrixreiche Kiese mit gekritzten Geschieben (Abb. 44), die schließlich von typischer überkonsolidierter, hellgrau-weißer

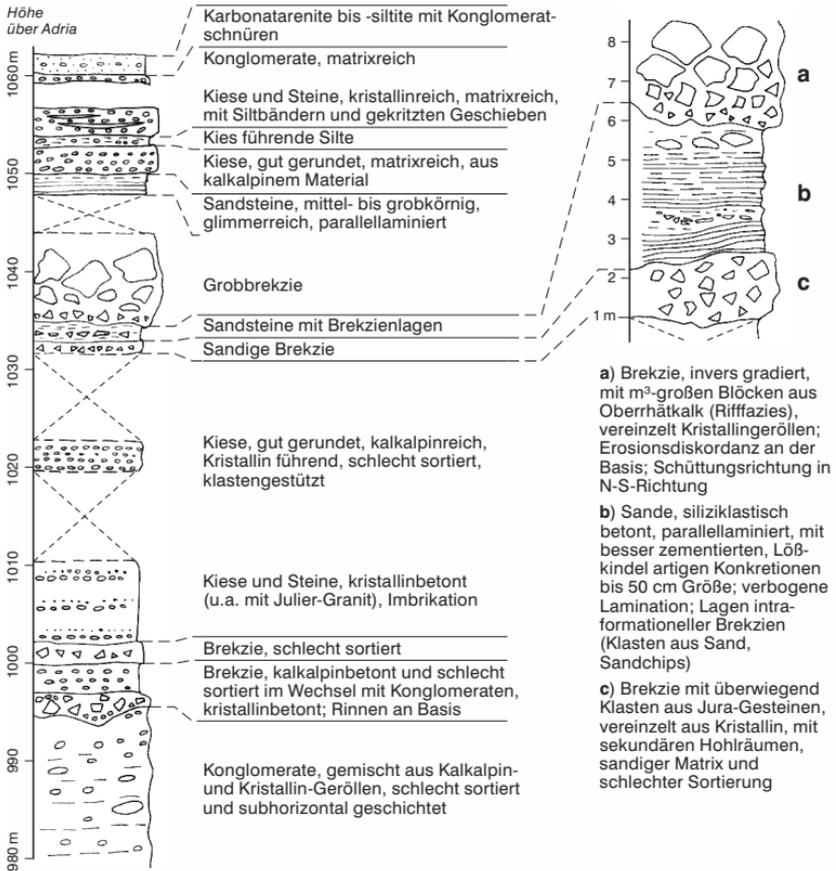


Abb. 44.

Stratigrafisches Profil durch die Sedimentabfolge des „Ampelsbach-Konglomerats“ mit Detailausschnitt von der Basis der Grobbrekzienlage (24) (Entwurf von D. SANDERS).

Grundmoräne (22) des Würm-Hochglazials diskordant überlagert werden. Zusätzliche Details sind in GRUBER (2008a) beschrieben. Der Verlauf der Grobbrekzienlage (Horizont a in Abb. 44) ist in der Geologischen Karte mit der Signatur **Blocklagen** (24) dargestellt.

Faziell betrachtet gab es im Verbreitungsgebiet des „Ampelsbach-Konglomerats“ vor dem Höhepunkt des Würm-Hochglazials (LGM) zwei sich verzahnende Sedimentationsregime: ein fluviatiles „Achtal-Inntal-Regime“, repräsentiert durch matrixreiche Kiese, Sande und Schluffe mit hohem Anteil an kristalliner Sedimentfracht und ein fluviatiles „Ampelsbach-Schwarzenbach-Regime“, gekennzeichnet durch lokale karbonatbetonte Bachschuttsedimente. Diese Ablagerungsregime wurden bisweilen durch verschiedenen starke Murgänge von den Hängen beeinflusst, sichtbar in den Brekzienlagen. Die Zunahme des Anteils der Feinklastika in der Abfolge nach oben belegt den Übergang von einem distalen alluvialen in ein lakustrines Milieu. Der hohe Matrixgehalt in den Kiesen und das Auftreten gekritzter Geschiebe weisen wiederum auf die Nähe eines Gletschers hin, der sich schließlich über den gesamten Sedimentationsraum ausbreitete (überlagernde Grundmoräne des Würm-Hochglazials, 22).



Abb. 45.
Die „Klebekonglomerate“ in der Grundacheklamm, älteste Quartärablagerungen auf dem Kartenblatt (Foto: A. GRUBER, 2010).

In den Klammern und Schluchten der **Steinberger Ache** und ihrer Quellbäche Mühlbach, Gaismoosbach und Grundache (z.T. auf ÖK 119) treten an der Basis der Quartärabfolge zwei verschiedene Typen von Bachablagerungen auf:

Auf der geografisch rechten Seite der Grundacheklamm, ca. 200 m südsüdöstlich von Punkt 904 m (Brücke), sind an einer senkrechten Wettersteindolomitwand (48) Erosionsreste aus subhorizontal geschichteten **fluvialen Konglomeraten** („Klebekonglomerate“ sensu WISCHOUNIG, 2006; SANDERS et al., 2014) erhalten (Abb. 45). Diese sind klastengestützt und bestehen fast ausschließlich aus Wettersteindolomit- und einigen obertriassisch-jurassischen Karbonatklasten. Die Klasten sind überwiegend gut gerundet und meist schlecht bis mäßig sortiert (Fein- bis Grobkies). Die Matrix ist sandig. Daneben sind Linsen von mehreren Zentimetern Dicke von gut sortiertem, matrixlosem Konglomerat eingeschaltet. Beide Konglomerattypen sind mit einem bis 1 mm dünnen mikritischen Zementsaum lithifiziert. In einigen Linsen ist dieser Zement von einem isopachen Saum von kristallinem Kalzitzement überlagert. Eine Probe aus letzterem lieferte ein U/Th-Alter von 29.694 ± 1.770 Jahren (OSTERMANN, 2006). Diese Konglomerate belegen die Existenz dieses Klammabschnittes zur Zeit ihrer Ablagerung vor mindestens 31,5–28 ka.

Der zweite Typ von Bachablagerungen tritt in den oben genannten Schluchtstrecken an der Basis der Bänderschlufl auf. Es handelt sich um Kiese und untergeordnet auch um Sande mit einer deutlichen subhorizontalen Schichtung (**Schicht-**

flutablagerungen, Abb. 46; vgl. Abb. 42). Die Sedimente bestehen meist aus mäßig bis gut sortiertem, klastengestütztem Kies mit wenig sandiger Matrix und mit vereinzelt eingestreuten größeren Klasten (Grobkies, Steine). Daneben finden sich dmdicke Lagen von gut sortiertem, matrixfreiem Kies, der häufig dachziegelförmige Lagerung zeigt. Die Klasten setzen sich fast nur aus den im Einzugsgebiet anstehenden kalkalpinen Gesteinen zusammen, sehr selten finden sich Sandsteine der Gosau-Gruppe und Kristallin. Weiters treten örtlich Linsen von Mittel- bis Grobsand auf, in denen sowohl Parallellamination als auch Strömungsrippeln auftreten. Die Kiese erreichen Mächtigkeiten von einigen Zehnermetern. Weitere Informationen finden sich in WISCHOUNIG (2006), GRUBER et al. (2011b) und SANDERS et al. (2014).

Diese Ablagerungen werden faziell als Bildungen von Schichtflutereignissen gedeutet, in Anlehnung an gleichartige Prozesse auf aktiven Schwemmfächern und verwilderten Flusssystemen. Sie entstehen bei abnehmendem Hochwasser (Schichtflut). In den ruhigeren Bereichen der Gerinne wird Feinmaterial (Schluff) abgesetzt. Der im Aufschluss sichtbare konkordante Übergang in die Seesedimente belegt einen kontinuierlichen Sedimentationsverlauf (Abb. 46). Ebenso kann eine Verzahnung beider Ablagerungen angenommen werden (GRUBER et al., 2011b; SANDERS et al., 2014).

Im Graben südwestlich unterhalb des Durrahofes sind den basalen Bachablagerungen auch massive, sandig-schluffige Diamikte mit eckigen bis mäßig gerundeten Klasten (Block- bis Kiesgröße) eingeschaltet, die als Ablagerungen von Murgängen interpretiert werden. WISCHOUNIG (2006) gibt für die Schichtflutsedimente Mächtigkeiten von 35 m an. Am Ostabfall von Hintersteinberg zur Grundache (westlich ge-

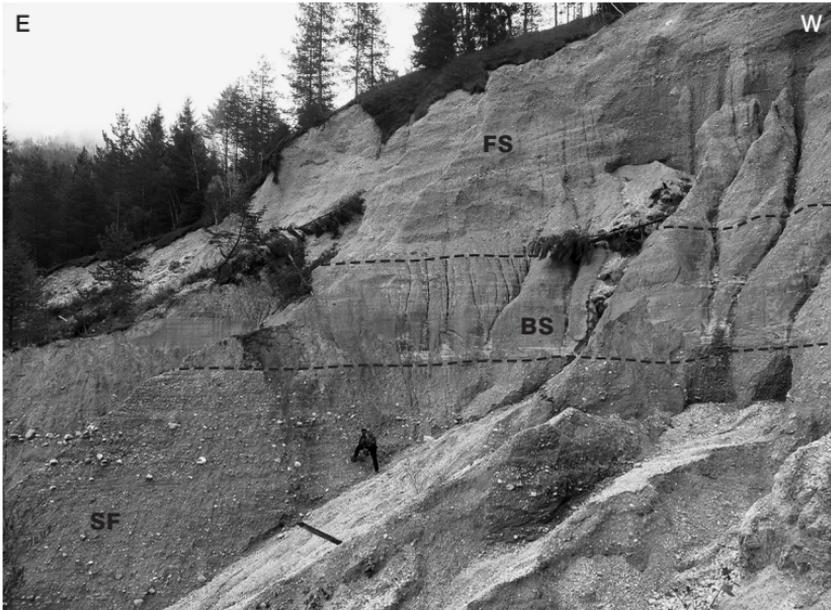


Abb. 46.
Schichtflutablagerungen (SF), überlagert von Bänderschluften des Steinberger Eisstausees (Bottomset, BS) und von Delta-Foresets (FS) der Paläo-Grundache. Lokalität: Grundacheklamm, knapp außerhalb des Kartenblattes auf ÖK 119 Schwaz, nordöstlich unterhalb von Punkt 1.213 m (Foto: A. GRUBER, 2010).

genüber dem Durrahof) erreicht die Abfolge sogar eine Mächtigkeit von 80 m (GRUBER, 2014). Sedimente dieses Typs konnten entlang des Mühlbaches zum Beispiel vor seiner Mündung in die Grundache gefunden werden.

Parallellaminierte („gebänderte“) graue Schluffe, z.T. mit Sand- und Kieslagen (25) machen einen großen Teil der quartären Folge in den Klamm- und Schluchtprofilen der Steinberger Ache aus (Abb. 42). Sie kommen untergeordnet auch in den Seitentälern des Achentales vor. Die Bezeichnung „Bänderschlufluff“ (synonym: „Bändersilt“) ist gegenüber „Bänderton“ vorzuziehen („Bändertonlager“ nach AMPFERER, 1905b, und WOLF, 1922). WISCHOUNIG (2006) spricht von einer „Bänderschlufluff-Faziesgemeinschaft“. Anhand sedimentpetrografischer und sedimentologischer Befunde unterscheidet HORVACKI (1982) drei Typen von Schluffen: Typ 1 besteht aus mehrere Millimeter dicken Laminae bis mehrere Dezimeter dicken Bänken von strukturlosem, grau-beigem Schluff, der vereinzelte kantengerundete Klasten aus Wettersteindolomit (50, 48), Hauptdolomit (41), Adnet-Formation (34) und Radiolarit (31), seltener auch Kristallin enthält. Diese Schluffe wechsellagern mit graugrünen Bänderschlufluffen von Typ 2, welche durch Millimeter bis 1 cm dicke Laminae gekennzeichnet sind. Die Schluffe von Typ 2 machen den Großteil der Bänderschluflufffolge aus (Tafel 10: Figs. 1–4). Darin eingestreut sind teils isolierte, bis etwa 35 cm große Klasten aus eckigen Trias-Karbonaten sowie aus überwiegend gerundetem Kristallin (meist Amphibolit, Tafel 10: Fig. 2). Außerdem sind gradierte Kiesloben, Kieskeile und Kiesrinnen aus diesen Klasten (Tafel 10: Figs. 3, 4) eingeschaltet. Einige Klasten zeigen Politur und Kritzung (Dropstones), die größeren von ihnen erzeugten durch ihre Auflast Deformationsstrukturen im unverfestigten Sediment. Lagenweise treten auch cm-dicke Rutschfalten auf (Tafel 10: Fig. 1). Bei Typ 3 handelt es sich um sandigen, weißen und hellbraunen Schluff überwiegend karbonatischer Zusammensetzung, ebenso mit Einschaltungen von überlierten wie lagenweisen Ansammlungen von Klasten bis Blockgröße (Tafel 10: Fig. 5).

Hinsichtlich der Sedimentpetrografie der Schluffe dominiert nach HORVACKI (1982) Dolomit gegenüber Kalzit, gefolgt von Quarz und Plagioklas, Illit, Muskovit und Chlorit. GRUBER et al. (2011a) kommen in ihren mineralogischen und Korngrößen-spektren-Analysen zu ähnlichen Zusammensetzungen (Falttafel 1: Fig. 3b; zur Lage der Bänderschlufluff-Proben siehe Falttafel 1: Fig. 3a).

Die beschriebenen Schluffe werden faziell als Ablagerungen eines proglazialen Sees (Steinberger See, Falttafel 1: Fig. 3a) gedeutet, wofür die diffus verteilten Komponenten (Kristallin, Karbonate) sprechen, die als Dropstones aus Eisschollen in den See gelangt sind. Das seltene Auftreten polierter, facettierter und gekritzter Dropstones lässt auf deren Herkunft aus sub- bis englazialem Schutt schließen. Der kartierbare Zusammenhang der Bänderschlufluff-Vorkommen legt nahe, dass es sich um einen einzigen See handelte, der verschiedene Phasen des Seespiegelanstieges erkennen lässt. Die homogene Zusammensetzung der Typ 1-Schluffe deutet auf Schlammstrom-Ablagerungen hin. Die Typ 2-Schluffe gelangten vorwiegend aus Suspension in ruhender Wassersäule zur Ablagerung. Die scharf eingeschalteten gradierten Sand- und Schlufflagen werden als Trübestrom-Ablagerungen interpretiert (GRUBER et al., 2011b; SANDERS et al., 2014).

Die tiefsten Aufschlüsse von Bänderschlufluff im Gebiet der Grundache liegen auf 940 m (Graben südwestlich unterhalb des Durrahofes), die höchsten auf 1.080 m (südlich außerhalb des Kartenblattes auf ÖK 119). Auf 1.040 m an der Westseite der Grundache (nordöstlich unterhalb Punkt 1.213 m auf ÖK 119) sind dieser Abfolge Topsets eines Deltas eingeschaltet (siehe unten).

Die Schlucht- und Klammabschnitte der **Steinberger Ache** weisen vom **Bachknick bei 840 m abwärts bis Pinegg/Brandenberg** (auf ÖK 89) weitere, bis mehrere Zehnermeter mächtige Vorkommen sehr homogener, massiver Schluffe und



Abb. 47.

a) Über Schichtflutablagerungen (SF) folgt eine vollständige Deltaabfolge aus Bottomsets (BS) und Foresetkiesen (FS) sowie **b)** aus Topsets (TS) und schräg geschichtetem Hangschutt (TA). Lokalität: Grundacheklamm (ÖK 119) (Fotos: A. GRUBER, 2010).

Bänderschluße auf (für weitere Details siehe GRUBER, 2014; SANDERS et al., 2014). Die Obergrenze der Bänderschluße ist in diesem Abschnitt meist ein unscharfer Übergang in Würm-hochglaziale Grundmoräne (22; vgl. Abb. 49).

In den Großaufschlüssen an der **Grundache-Westflanke** von der Mündung des Gaismoosbaches bis zum Holzermahd (ÖK 119) sind in die Bänderschluße **Deltakörper** eingeschaltet (Abb. 42). Im Großaufschluss nordöstlich unterhalb von Punkt

1.213 m (auf ÖK 119) ist die vollständige Deltaabfolge mit Fore- und Topsets über Bänderschluften (Bottomsets) aufgeschlossen (Abb. 47a, b). Die Foreset-Abfolge ist charakterisiert durch etwa 25° bis 35° nach NE bis SE einfallende, meist 10 bis 50 cm dicke Schichten und flache Linsen aus Kiesen. Das Klastenspektrum ist lokal geprägt, vereinzelt treten Kristallinklasten auf. Die Delta-Foresets weisen eine geschätzte Mächtigkeit von ca. 40 m auf. Bei den Delta-Topsets handelt es sich um ein etwa 8 m dickes Paket von subhorizontal geschichteten, meist klastengestützten, sandigen Kiesen mit Steinen (Abb. 47b). Darüber ist mit 30° steilen Schrägschichtungsblättern eckiger Hangschutt aus Wettersteindolomit vorgeschüttet (Talusfächer). Für weitere Details sei auf WISCHOUNIG (2006: Profil P5), GRUBER et al. (2011b) und SANDERS et al. (2014) verwiesen.

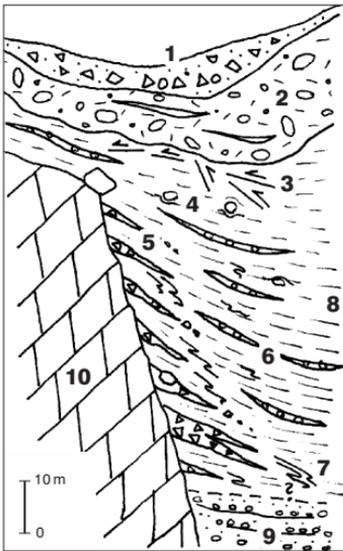
Die Foresets wurden faziell am Hang von grobklastischen Fluss-Delten (Typ Gilbert-Delta) abgelagert, die in den zu dieser Zeit existierenden Steinberger See geschüttet wurden. Diese Deutung lässt sich mit der konkordanten Unterlagerung der Delta-Sedimente mit lakustrinen Bänderschluften und ihrer Überlagerung mit Topset-Sedimenten begründen (GRUBER et al., 2011b; SANDERS et al., 2014). Ein weiteres Vorkommen von Deltasedimenten in diesem stratigrafischen Konnex ist 100 m außerhalb von ÖK 88, auf ÖK 119, auf der Westseite der Grundache in einem weiteren Großaufschluss sichtbar. Die Überlagerung der dortigen Deltasedimente durch Bänderschluften zeigt sehr deutlich das Ertrinken des vorschüttenden Baches durch einen neuerlichen raschen Seespiegelanstieg infolge des vorrückenden Inn- gletschers an (Abb. 42).

Den **Mühlbach** entlang bachaufwärts sind massive Schluffe und Bänderschluften, gelegentlich Feinsande, bis über den Ortsteil Unterberg hinaus fast durchgängig aufgeschlossen. Den besten Einblick in die Bänderschluften-Abfolge bietet der unterste, orografisch rechte Zufluss des Mühlbaches südlich unterhalb der Kirche von Steinberg (Moosbachl; Abb. 48, entspricht der Klammfüllung ganz rechts in Abb. 42). Die Basis der Abfolge stellen Kiese und sandige Einlagerungen dar (Schichtflutablagerungen). Mit dem Einsetzen schluffiger Matrix in den Kieslagen und schlagartigem Ausfall der Kiesführung beginnt die Serie der feinklastischen Seesedimente mit feingeschichteten (z.T. Rippelschichtung), zunächst bräunlichen, dann grauen Schluffen. In diesen treten vereinzelt kristalline Gerölle auf. Die Schluffe sind in der Folge über mehrere Meter Mächtigkeit sehr homogen entwickelt. Auf der Südseite des Grabens verzahnen sich damit kleine, rasch auskeilende Zungen aus eckigem Wettersteindolomitschutt (48; Tafel 10: Fig. 4). Es gibt auch mehrfach Lagen aus gut gerundeten Kristallingeröllen in sandig-schluffiger Matrix (Tafel 10: Fig. 3). Abschnittsweise lassen sich synsedimentäre Rutschfalten und Gleitflächen sowie Scherflächen der glazialen Überprägung im Kleinformat beobachten. Die Schluffabfolge wird nach oben von Grundmoräne (22) abgeschlossen.

Eine Zunahme an Sand- und Kieslagen in den Schluffen beobachtet man generell in der Abfolge nach oben im Zusammenhang mit dem Eisaufbau am Beginn des Letzten Glazialen Maximums (LGM): Dies sieht man eindrucksvoll in einem mehr als 25 m hohen Aufschluss orografisch rechts des Mühlbaches (Prallhang etwa 500 m westnordwestlich der Kirche von Steinberg, Abb. 49; genaue Beschreibung in GRUBER, 2014).

Im Bachaufschluss nordwärts des Ortsteiles Unterberg ist der Übergang von den Seesedimenten in Dropstone führende schluffige Diamikte und schließlich in schluffreiche Grundmoräne (siehe Erläuterung zu 22) anhand des vermehrten Auftretens von Scherflächen (glaziale Deformation) und der Häufigkeit von teils dm-großen und gekritzten Geschieben gut sichtbar.

Im Einzugsgebiet des **Ampelsbaches** gibt es isolierte Kleinvorkommen von Bänderschluften abwärts der Unteren Bergalm (997 m) an zwei Stellen am linken Ufer



- 1) Diamikte aus Dolomitschutt und umgelagertem Moränenmaterial
- 2) Glaziale Diamikte mit gekritzten Geschieben (Grundmoräne)
- 3) Scherflächen
- 4) Dropstones
- 5) Zungen aus eckigem Dolomitschutt
- 6) Lagen aus Kristallingeröllen
- 7) Rutschfalten
- 8) Massive und gebänderte Schluffe
- 9) Bachschuttsedimente
- 10) Wettersteindolomit

Abb. 48.
Stratigraphisches Profil der Bänderschluft-Abfolge im Moosbachl, südlich unterhalb der Kirche von Steinberg (vgl. Abb. 42, Tafel 10: Figs. 3, 4) (Entwurf von A. GRUBER).

des Schwarzenbaches (Höhe 980 bis 990 m) und in einem westseitigen Graben zwischen diesen Vorkommen (Höhe 1.000 bis 1.010 m) sowie in der großen Kurve der Steinbergstraße östlich von Punkt 963 m.

Im **äußeren Unteratal** finden sich feinkörnige Seesedimente der Vorstoßphase auf der orografisch linken Talseite in kleinen Seitengraben, etwa 750 m westnordwestlich von Punkt 945 m. Diese Sedimente wurden bereits von AMPFERER (1905b)

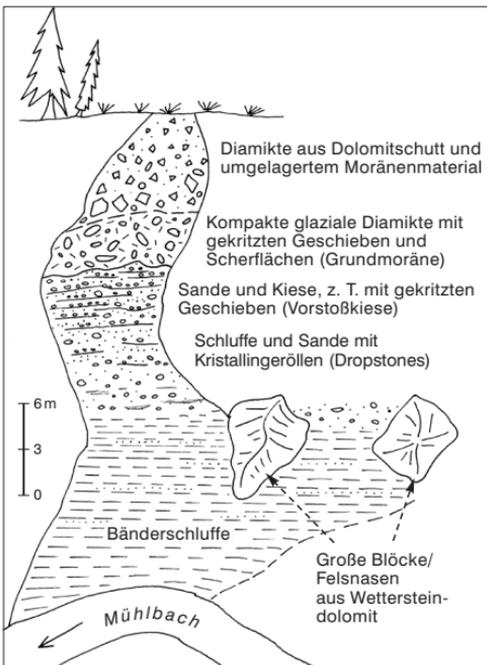


Abb. 49.
Aufschluss-Skizze einer Vorstoßsequenz des Würm-Hochglazials mit Bänderschluften und -sanden an der Basis, überlagert von Vorstoßsanden und -kiesen und abschließender Grundmoräne. Prallhang an der orografisch rechten Seite des Mühlbaches, 500 m westnordwestlich der Kirche von Steinberg (Entwurf von A. GRUBER).

und von WOLF (1922) beschrieben. Im östlichsten Graben steht auf 1.000–1.020 m Höhe eine mehrere Meter mächtige Abfolge aus normal gradierten, teils glimmerreichen, kompakten Grobsanden bis teils gebänderten Schluffen an. Nach oben schalten sich zunehmend Sand- und Kieslagen aus eckigem Lokalschutt des dahinter anstehenden Hauptdolomits (41) ein. Große, teils gekritzte Blöcke aus Plattenkalk (40) und Oberhättkalk (38) sowie vereinzelte gerundete Kristallinklasten (z.B. Amphibolite) bauen den obersten Teil der Rücken zwischen den Gräben auf. Daraus lässt sich in paläogeografischer Hinsicht ableiten, dass das Unteraulental im Zuge des Würm-hochglazialen Eisaufbaues im Achenental zum Eisrandsee aufgestaut (vgl. Falltabelle 1: Fig. 3a), mit lakustrinen Sedimenten, Hang- und Murschuttablagerungen verfüllt und zuletzt mit Moränenablagerungen (22) des in das Tal eindringenden Achenentalgletschers versiegelt wurde.

22 Grundmoräne des Würm-hochglazialen Inn- und Lokalgletschersystems, z.T. Kristallin führend

Grundmoräne ist ein sehr dicht gelagertes (überkonsolidiertes) Lockersediment, das an der Gletscherbasis gebildet wird. Dabei handelt es sich zumeist um ein ungeschichtetes, unsortiertes Gemisch aus Ton, Schluff, Sand und größeren Komponenten (= Geschiebe) in Kies-, Stein- und Blockgröße (Diamikt). Die Geschiebe weisen charakteristische Kritzungen, Polituren und teilweise Facetten auf. Weiters können eine Einregelung der Geschiebelängsachsen in die ehemalige Eisflussrichtung sowie mehr oder weniger horizontale Scherflächen auftreten. Die Lithologie des vom Gletscher erodierten Felsuntergrundes prägt sowohl die Lithologie der Geschiebe als auch die Matrix-Farbe der Grundmoräne. So findet sich über den hellen Kalken und Dolomiten der Trias hellgrau-weiße Grundmoräne. In den Gebieten mit Verbreitung von grauen und grünlichen Mergeln und Tonsteinen ist die Grundmoräne meist hell- bis mittelgrau. Die Geschiebefracht spiegelt die Gesteinsvielfalt im Einzugsgebiet des jeweiligen Gletschers wider, wobei Leitgeschiebe wichtig für die Rekonstruktion der ehemaligen Gletscherfließrichtungen sind. Aufgrund der relativ langen Fließstrecke durch die Nördlichen Kalkalpen setzt sich die Würm-hochglaziale Grundmoräne im Achenental überwiegend aus den „überfahrenen“ Karbonatgesteinen der Trias zusammen. Sie führt außerdem kristalline Leitgeschiebe aus den Zentralalpen wie Amphibolit, Orthogneis und Eklogit sowie zum Teil auch Paragneis und Glimmerschiefer; deren Anteil beträgt meist unter 5 %. Diese Fremdgeschiebe gelten als bester Beweis für das Vordringen des Inngletschers in diesen kalkalpinen Korridor. Im Geschiebespektrum zeigen die Karbonate meist eine stärkere Kritzung als die kristallinen Gesteine.

In Gebieten, in denen der Würm-hochglaziale Achenentalgletscher des Inngletschersystems und seine Zuflüsse aus dem Brandenberger Tal und Isartal keinen Einfluss hatten, besteht die Würm-hochglaziale Grundmoräne ausschließlich aus Geschieben und Feinanteil der kalkalpinen Lithologien (Lokalgletschersystem). Dies trifft für fast das gesamte Bächental, für die oberen Hangflanken beidseits des Achenales und für die Nordabdachung des Rofengebirges und Guffert-Massivs zu (Falltabelle 1: Fig. 4). Auf diese Situation weisen bereits AMPFERER (1902a, 1903b, 1905b, 1914c, 1939a, 1940a, 1941a, 1946), WOLF (1922, 1924) und OSSWALD (1925) hin.

Zum Geschiebespektrum der Grundmoränen im **Bächental** zählen häufig große graue Kalkgeschiebe (bis 1 m Durchmesser) wie Plattenkalk (40) und Korallenkalk (Kössen-Formation, 39) sowie hellrote mikritische Kalke (34) des Unterjura. Kristalline Geschiebe wurden bisher im Talabschnitt auf dem Kartenblatt nicht gefunden, kommen jedoch im äußeren Talbereich auf ÖK 87 häufig vor (WOLF, 1922, 1924; SCHMIDT-THOMÉ, 1950). Zementation von Grundmoräne findet sich beispielsweise auf der Hiesenschlagalm (1.241 m).

Die große Verbreitung von teils mächtiger Grundmoräne auf den höher gelegenen Almen und an den Flanken des hinteren Talbereiches (z.B. der Seitentäler des Eiskönig-, Plums-, Schleims- und Tannauer Baches; ÖK 118, 119) bis über 1.600 m Höhe lässt sich mit verstärkten Eisübertritten (Transfluenzen) aus den südlich gelegenen Karwendeltälern wie dem Risstal (über Grasbergsattel, 1.540 m) und dem Gerntal (über Schleimssattel, 1.556 m) begründen. In analoger Weise sind auch die ungewöhnlich mächtigen Grundmoränenvorkommen im obersten Pitzbachtal und auf der Gröbenalm mit Eistransfluenzen vom Bächtental in das Achantal, über den Rotwandalmsattel (ca. 1.510 m) bzw. den Gröbner Hals (1.654 m) erklärbar (vgl. Falltafel 1: Fig. 4). Hierfür gibt es auch eindeutige morphologische Hinweise wie glaziale Schliffformen (Kap. 5.4.2; Abb. 21).

Die Würm-hochglaziale Grundmoräne ist an der Westseite des Achantales zum Teil sehr ungleich und asymmetrisch verteilt. Aufgrund der ausgeprägten S–N-Fließrichtung und der Übermacht des Achantalgletschers gegenüber den Gletschern der Seitentäler ist im Lee an der Nordseite der E–W streichenden Rücken (Christlumpkopf, Hochplatte–Plickenkopf), die meist glazial abgeschliffen wurden, bis nahe 1.700 m Höhe mächtiges Moränenmaterial akkumuliert worden. Ein typisches Beispiel hierfür findet sich im Tälchen der Gföllalm (1.381 m). Der eckige Schutt des invers liegenden Hauptdolomits (**41**) der „Achantaler Schubmasse“ baut dort den unteren Anteil der Grundmoräne auf. Am Wanderweg von der Kleinzemmalm zur Seewaldhütte (1.582 m) beobachtet man an den **Südosthängen** der **Hochplatte** auf etwa 1.600 m Höhe die rasch zunehmende Moränenmächtigkeit nach dem Passieren eines Rückens in Richtung des nordöstlich anschließenden tiefen Grabens. Das Moränenmaterial besteht in dieser Höhe fast nur aus Ammergau-Formation (**28**) und Barmsteinkalk (**29**). Ein weiteres wichtiges Moränenvorkommen, das auf diese Weise gebildet wurde, bedeckt große Areale am Nordabfall des Rückens Hochplatte (1.813 m) – Plickenkopf (1.429 m) zum Blaserbachgraben. Es handelt sich hier um lokal mehrere Zehnermeter mächtige, sehr schluffreiche Moräne, die häufig von Scherflächen durchsetzt ist. Die Komponenten bestehen aus mehr als 90 % Karbonatgesteinen. Kristalline Geschiebe sind selten, große Gneis-Findlinge an der Oberfläche jedoch sind im äußeren Talbereich weit verbreitet. Die Moränen „verstopfen“ zum Teil alte Bachläufe des Blaserbaches, zum Beispiel zwischen 960 und 1.010 m Höhe. Zur Basis hin zeigen die Moränen lokal eine Unterlagerung durch teils massige, Dropstone führende Sande und Schluffe und teils dm-dicke Schlufflagen. Dies deutet auf eine vorangegangene lokale Eisstauseesituation hin (Falltafel 1: Fig. 3a). Im **hinteren Blaserbachgraben**, nördlich unterhalb der Seewaldhütte (1.582 m), lagern unter der Grundmoräne mehrere Meter mächtige Murschuttablagerungen aus Lokalmaterial (Sedimente der Vorstoßphase, **23**). Diese sind in der Geologischen Karte aus Maßstabsgründen jedoch nicht eigens ausgeschieden.

Im **Unterautal** liegen die Grundmoränenablagerungen – wie schon bei den Sedimenten der Vorstoßphase (**23**, **25**) beschrieben – teils ausgedehnten und mächtigen, älteren Lockersedimenten auf, wie den lakustrinen Sedimenten (**25**) des äußeren flachen Talabschnittes. Die Grundmoränenvorkommen am alten Weg und am Fahrweg von Punkt 1.018 m aufwärts (siehe unten) bis weit hinauf zur Gröbenalm werden in das Würm-Hochglazial gestellt, da sie stets außerhalb der kartierten spätglazialen Wallformen (**21**) liegen.

An ausgedehnten Grundmoränenvorkommen im **unteren Achantal** sind jene in der Schweinau hervorzuheben, die reichlich kristalline Geschiebe führen, unter anderem Eklogite, Amphibolite, Granatamphibolite, Granitgneise und Glimmerschiefer (vgl. AMPFERER, 1905b: Profil 6). Über 1.000 m Höhe ist fast nur noch Grundmoräne aus Lokalmaterial anzutreffen.

An der Ostseite des Achentales (**Unnutz-Massiv-Westflanke**) kommt fleckenhaft sehr kompakte Grundmoräne, häufig mit kristallinen Geschieben, bis etwa 1.160 m Höhe vor. Im Gebiet der Zöhler- (1.334 m) und Mairalm sowie des Pulverer Mahds sieht man in frischen Anschnitten, dass fast alle Klaster (auch größere Blöcke) aus Wettersteinkalk (**47, 49**) bestehen. Die daraus gebildete Feinfraktion ist auch für die auffällige Weißfärbung der sandig-schluffigen Matrix verantwortlich.

Nordwestlich von Achenwald ist die **Achenpassfurche** entlang des Pittenbaches, wie bereits WOLF (1922) anmerkt, von weißer, sehr kompakter und schluffreicher Grundmoräne richtiggehend „verstopft“.

Der untere Talabschnitt des **Ampelsbachtals** ist bei der Einmündung in das Achenal in den breiten Sätteln zwischen Hofjoch (1.341 m), Roßstand (1.267 m) und Mahmooskopf (1.336 m) und an den Hängen nördlich des Köglköpfls und Köglbodens mit bis 50 m mächtiger Grundmoräne ausgekleidet. Eine Besonderheit der Würm-hochglazialen Moränen im oberen Ampelsbach (Filzmoosbach) ist das Fehlen kristalliner Geschiebe und Erratika. Dies betrifft einen mehrere Kilometer breiten N-S-Streifen nördlich des Guffert-Massivs, speziell nördlich des Schneidjochs (Näheres in GRUBER, 2009; vgl. Kap. 5.4.2; Falltafel 1: Fig. 4). In die Dekameter mächtigen Moränen, die an der Ostseite des breiten Sattels zwischen Filzmoos- und Sattelbach abgelagert wurden, sind in verschiedenen Niveaus (z.B. bei 1.240 m südlich des Sattelbaches) geschichtete Horizonte von Sand, Kies und Steinen zu finden. Die gelegentlich vorkommenden großen Kalkblöcke in und auf der Moräne (z.B. bei der Klausbodenalm) sind ausschließlich Oberrhätkalke (**38**).

An den Abhängen von **Hintersteinberg** zur Grundache und zum Mühlbach gehen die Schluffe der Vorstoßphase (**23, 25**) etwa ab 990 m Höhe in kompakte Grundmoräne über (siehe oben). Mit unscharfer Grenze geht daraus häufig ein mehrere Meter mächtiger, aufgelockerter grobklastischer Diamikt mit kiesig-sandiger, untergeordnet schluffiger Matrix hervor. Die an der Basis bis 30 cm großen und nach oben kleiner werdenden Komponenten aus überwiegend Wettersteindolomit (**48**) sind großteils eckig bis kantengerundet, bei Kornkontakten häufig zerbrochen, sowie mit gut gerundeten Kristallin-Komponenten und vereinzelt gekritzten Karbonatklaster vermengt. Diese Diamikte können am ehesten als ausgeschmolzenes Obermoränen- oder fluviatil abgeschwemmtes Moränenmaterial gedeutet werden. Sie werden auf der Geologischen Karte am großen Rücken zwischen dem Mühlbach und Hintersteinberg nicht von den Grundmoränen (**22**) getrennt, da eine Abgrenzung aufgrund der wenigen Aufschlüsse unmöglich ist. In analoger Weise können in **Außersteinberg** die Grundmoränenvorkommen nicht von unterlagernden matrixarmen proglazialen Diamikten aus Wettersteindolomit- und Wettersteinkalkschutt (**48, 47**) getrennt werden. In der Geologischen Karte ist daher vereinfacht Grundmoräne (**22**) über Wettersteinkalk (**47**) dargestellt.

Eine Besonderheit in den Grundmoränen zwischen **Köhlermahd** (auf ÖK 119) und **Enterhof** ist das Vorkommen von Geschieben der Gosau-Gruppe (Kalkarenitgeröll mit Gastropoden der Gattung *Actaeonella* und Korallenresten), die eine Herkunft von Osten aus dem Brandenberger Tal nahelegen.

Im glazial stark abgerundeten Gebiet **mittleres Schönjochtal** (Blattgrenze zu ÖK 119), **Gfassköpfe** (1.279 m) und **Kotalm** (1.449 m) führt das dominant aus Wettersteinkalk- und Wettersteindolomitschutt (**48, 47**) zusammengesetzte Moränenmaterial häufig Geschiebe aus Plattenkalk (**40**) und Oberrhätkalk (**38**) sowie aus Amphibolit und Eklogit. Dieses Spektrum weist eindeutig auf eine Würm-hochglaziale Eisfließrichtung aus SW bis SE (Rofangebirge bzw. Inntal; ÖK 119, 120) hin.

6.3.2. Würm-Spätglazial (Pleistozän)

21 Grund-, Seiten- und Endmoräne der Würm-spätglazialen Lokal-gletscher mit Wallform

Das vom Gletscher transportierte und an der Stirn (Endmoräne) bzw. an den Seiten des Gletschers (Seitenmoräne) abgelagerte, teilweise blockige, lockere Moränenmaterial liegt in Form langgezogener und gebogener, mehr oder weniger markanter Wälle vor. Diese zeichnen die Ausdehnung der Lokalgletscher während eines längeren stationären Haltes nach.

Die auf Blatt Achenkirch dargestellten Wälle markieren verschiedene Gletscherstände des Würm-Spätglazials, die nicht weiter untergliedert werden können. Mit dem beginnenden Abschmelzen und Zurückweichen der Gletscherzungen waren die meisten Moränenwälle unmittelbar vielfältigen Abtragungsprozessen ausgesetzt. Von den Seiten- und Endmoränen liegen daher oftmals nur Erosionsrelikte vor. Eine sedimentologische Beurteilung der Wallformen ist aufgrund mangelnder Aufschlüsse in den wenigsten Fällen möglich, daher stützen sich die Aussagen zu den glazialen Ablagerungen des Würm-Spätglazials großteils auf rein morphologische Beobachtungen.

Im **Bächental** sind Zeugen von spätglazialen Gletscherständen großteils auf die höchstgelegenen Kare außerhalb des Kartenblattes beschränkt (Baumgartenalm-Hochleger, ÖK 118; Delpssee, ÖK 87; Mantschen- und Kotzenalm, ÖK 119). Detaillierte Studien zu den glazialen Bildungen dieses Tales nahm WOLF (1922, 1924) vor. Informationen zum südöstlichen Talhintergrund steuern AMPFERER (1946) und AMPFERER & HEISSEL (1950a, b) bei.

Endmoränen kleiner Kargletscher auf dem Kartenblatt entdeckt man in den nordseitigen „Hängekaren“ zwischen **Dürrenberg-, Demel- und Zotenjoch** (an der westlichen Blattgrenze, z.T. schon auf ÖK 87 gelegen), beim **Zotenalm-Hochleger** (1.614 m) sowie in den Geländemulden nordöstlich und nordwestlich der **Bergalm** (1.680 m, Blattgrenze zu ÖK 119 östlich der Schreckenspitze).

Am markanten Südwest-Schwenk des Fahrweges zur **Moosenalm** auf ca. 1.400 m Höhe passiert man einen schwach entwickelten, rechten Seitenmoränenwall, der sich bis südöstlich der Hochstegenalm (1.159 m) verfolgen lässt und am dortigen Fahrweg einen Abschnitt von locker gelagerten, kiesig-sandigen Diamikten aufweist. Am Hang unterhalb des Fahrweges zur Moosenalm entdeckt man eine weitere, stark verschüttete Hangleiste aus Lockergestein, die genauso als rechter Seitenmoränenwall interpretiert wird. In den ausgedehnten Moränenablagerungen im Umkreis der **Hochstegenalm** finden sich auch spätglaziale Grundmoränen.

Etwa 300 m südöstlich der **Gröbenalm**, unter den Nordabstürzen der Sonntagspitze (1.926 m), ist auf Höhe 1.500 m ein geschwungener Endmoränenwall ausgebildet. Außerhalb des Walles schließen stärker verwitterte, ältere Moränenwälle an.

Würm-spätglaziale Moränenablagerungen mit Wallformen sind des Weiteren nordöstlich und unterhalb der **Kleinzemmalm** verbreitet.

Auf der Höhe des **Schulterbergalm-Mitterlegers** östlich des Juifen (1.988 m) sind zwei markante orografisch linke Seitenmoränen ausgebildet. Wallförmige Blockschuttansammlungen im Talboden darunter deuten ebenso auf einen spätglazialen Gletscherstand hin. Alle Moränen, zum Teil mit kleinen Wallformen, im Kessel der **Großzemmalm** werden ebenso als spätglaziale Moränen klassifiziert.

Im **Taschbachgraben** ist Grundmoränenmaterial einer spätglazialen Vergletscherung in der durch Vernässungen und Moore gekennzeichneten, weitläufigen Verebnung unter den Nordostabhängen des Juifen (Quellläste des Taschbaches,

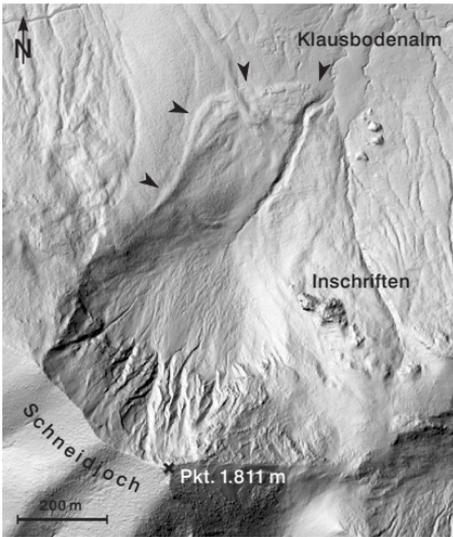


Abb. 50.
Würm-spätglazialer Moränenwall (21)
südlich der Klausbodenalm (Laserscan-
Daten ©Land Tirol).

Schulterbergalm-Hochleger, 1.541 m) flächig verbreitet. Vereinzelt finden sich Kristallinkomponenten aus Amphibolit und Gneis, die von aufgearbeiteter hochglazialer Grundmoräne bezogen wurden (weitere Details in WOLF, 1922, und GRUBER, 2009).

Südwestlich der Gufferthütte (1.465 m), etwa 200 m südlich des Almgebäudes der **Klausbodenalm**, greift ein wenige Meter hoher Blockwall aus dem Nordkar des Schneidjochs (1.811 m) zum Almboden in weitem Bogen hin. Aufgrund der abgeschatteten Hohlform und des hohen Schuttanfalles in dem nordseitigen Kar konnte der Würm-spätglaziale Gletscher bis unterhalb 1.400 m vorstoßen (Abb. 50). Eine ähnliche Ausgangssituation findet sich im benachbarten Kessel südöstlich der **Angernalm**, wo ebenfalls ein markanter Endmoränenwall ein Gletscherende in 1.420 m Höhe markiert.

In den weitflächig verbreiteten Moränen des hinteren **Weißachetales** lassen sich spätglaziale Gletscherenden an Wallformen 100 bis 200 m südöstlich der Almgebäude der **Issalm**, weiters nordwestlich der **Hinterweißbachalm** (1.084 m) auf 1.090 m Höhe an der Weißache (spitz zulaufende Girlande aus Wettersteinkalkblöcken mit toteisartiger Vertiefung am Ende des Fahrweges) sowie am Ausgang des **Breitlahnergrabens** bei der Hinterweißbachalm (in der Geologischen Karte nicht eingezeichnet) beobachten.

Am Ausgang der beiden ostseitigen Tälchen zwischen **Hoch-** (2.075 m) und **Hinterunnutz** (2.007 m) reichen spätglaziale Moränenablagerungen bis nahe 1.000 m Höhe hinab.

In den nach Südosten zum **Schönjochtal** führenden Gräben des **Vorderunnutz** (2.078 m) und des **Schlagkopfs** (1.688 m) sind im unteren Bereich diamiktische Ablagerungen in zum Teil großer Mächtigkeit und Kompaktheit verbreitet. Sie führen gekritzte Geschiebe und weisen reliktsche Wallformen nordwestlich der Jagdhütte (1.249 m) auf 1.340 bis 1.440 m Höhe auf.

20 Moränenstreu (Würm, Hoch- und Spätglazial)

Hierbei handelt es sich um Erosionsreste von hauptsächlich Grundmoräne und Geschiebestreu auf Festgesteinsuntergrund, die in der Karte aufgrund der Klein-

räumigkeit und der fleckigen Verteilung nicht flächig darstellbar sind. Die Hauptvorkommen liegen an den Hängen des Achantales und des Beckens von Steinberg. In Gebieten, in denen Moränenstreu auf Lockergesteinsflächen dargestellt ist – wie im Becken von Steinberg – wurden die Moränenablagerungen vielfach von umgelagertem Moränenmaterial, Hang-, Block- und Murschutt (**18, 9, 8, 7**) überschüttet. Am Westabfall des Guffert-Massivs, westlich unterhalb der Stubachalm (1.371 m), liegt die Moränenstreu hingegen auf Hangbrekzien (**26**) und zeigt damit das Würm-hochglaziale bis prä-Würm-hochglaziale Alter der Brekzien an.

19 Erratischer Block (kristallines Material)

Es handelt sich um ortsfremde (wörtlich „verirrt“) Geschiebe mit Kantenlängen von mehreren Dezimetern bis wenigen Metern, die im oder auf dem Gletschereis transportiert wurden. Je nach Gefüge weisen die Blöcke rundliche, plattige oder stängelige Formen auf. Manche sind gerundet und zeigen auch Kritzungen. Sie kommen oft zusammen mit der Grundmoräne (**22, 21**) an deren Oberfläche oder auch wahllos verstreut auf Festgesteinsuntergrund vor. Auf Blatt Achenkirch sind die erratischen Blöcke aus kristallinen Gesteinen, die von den Zentralalpen südlich des Inntales stammen, von besonderer Wichtigkeit für die Würm-hochglaziale Eisdynamik: Sie belegen das Eindringen eines Ablegers des Inn-gletschers in die Achensee-Talung (Achtal-gletscher) und die ungefähre Mindestausdehnung und -höhe dieses Gletschers. Viele erratische Blöcke (besonders die kleineren) wurden unmittelbar nach ihrem Ausschmelzen aus dem Gletschereis in tiefere Gebiete fluviatil umgelagert und liegen daher heute als sekundäre Ablagerungen vor. Viele große Blöcke wurden in jüngerer Zeit für verschiedene Zwecke verfrachtet und verarbeitet (Zäune, Mauern, Brunnen etc.). Petrografisch handelt es sich meist um Orthogneis und Quarz, Amphibolit und Granatamphibolit, untergeordnet Eklogit, Grüngesteine (z.B. Prasinit), Paragneis und Glimmerschiefer, selten Garbenschiefer. Damit lässt sich zwanglos ein Herkunftsgebiet von den Ötztaler Alpen bis zu den Zillertaler Alpen (Ostalpin, Penninikum, Subpenninikum) eruieren. Eine große Häufung kristalliner Erratikablöcke findet sich an den unteren Hängen der Westseite des Achantales (westlich Achenkirch, Schweinau) bis zum Hagenwirt, nordöstlich des Achensee-Nordspitzes, im vorderen und mittleren Ampelsbach-Gebiet (z.B. Pulverer Mahd) und im gesamten Becken von Steinberg (vgl. AMPFERER, 1905b). Zwecks Darstellung der maximalen Reichweite der kristallinen Findlingsstreu wurden auch kleinere Blöcke und Steine in die Geologische Karte eingetragen, insbesondere in Gebieten sehr dürrtiger Vorkommen, beispielsweise am Brettersbergalm-Hochleger (1.324 m), am Reitberg (1.455 m), unterhalb des Schneidjochs (Punkt 1.811 m) und unterhalb der Luxeggalm.

Neben den kristallinen Erratikern sind auch bestimmte Karbonatgesteine aus näher gelegenen Gebieten der Nördlichen Kalkalpen für die Würm-hochglazialen Eisströme bedeutsam (vgl. OSSWALD, 1925). Im Gebiet der Schienbachalm (1.245 m, Weißachetal) wurden deshalb auch große Wettersteinkalk-Blöcke (**47**) als Erratika eingezeichnet, da diese die Verbreitung der kristallinfreien Würm-hochglazialen Moräne nördlich des Guffert-Massivs anzeigen. Ähnliches gilt für obertriassische und jurassische Kalkgeschiebe (Plattenkalk, **40**; Oberrhätalk, **38**; Rotkalk-Gruppe, **34**; Ruhpolding-Formation, **31**) im Gebiet des Gasthauses Christlum Alm (1.231 m), am Kögljoch (ÖK 119) und im Schönjochtal, die S–N-Eistransportrichtungen aus dem hinteren Oberautal bzw. vom Rofangebirge markieren.

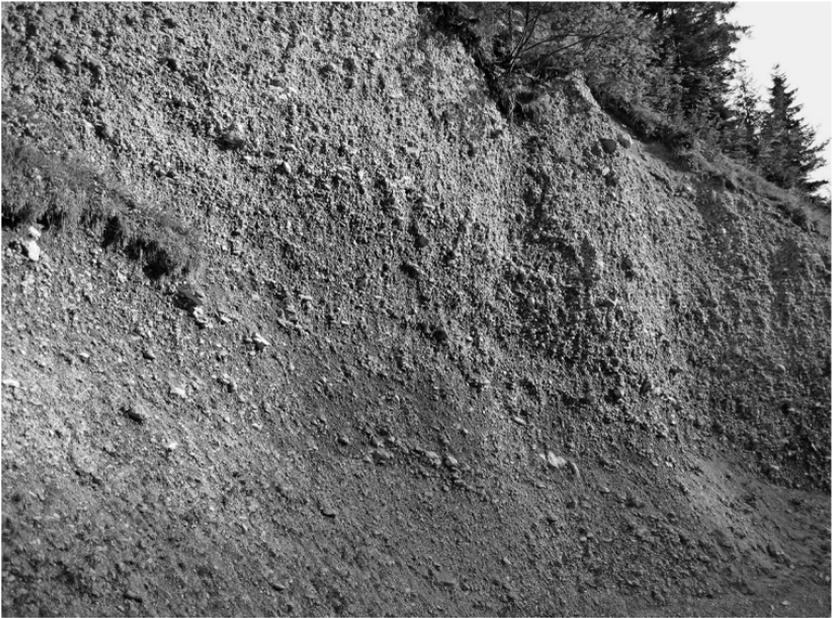


Abb. 51.

Partiell zementierte, geschichtete Hang- und Murschuttsedimente (17) an der Westflanke der Schreckenspitze (2.022 m), östlich gegenüber der Steinölbrennerei, Bächtental (Foto: A. GRUBER, 2005).

18 Verschwemmte Moräne (Kies, Sand, Schluff) in Tälern, Senken, Mulden und auf Hängen

In einigen Gebieten mit weiter Verbreitung von Würm-hochglazialer Grundmoräne (22) werden die obersten Meter an Hängen, in Mulden, Senken und Tälchen, die teilweise in der Moräne selbst herausgeformt sind, von fluviatil abgeschwemmtem Moränenmaterial gebildet, wobei der Feinanteil häufig ausgewaschen und abtransportiert wurde. Manchmal wurde Hangschutt (8) zusammen mit Moränenmaterial (22) abgeschwemmt (Hangschutt mit Moräne vermischt). Derartige Vorkommen werden an der Westseite des Enterkopfs (1.200 m), an den Nordosthängen der Gfaßköpfe (1.279 m), unterhalb der Kotalm (1.449 m) und des Hangartkopfs sowie im unteren Bereich der Nord- und Westflanke des Hinterunnutz (2.007 m) ausgetrennt. Genau genommen wären hierzu auch die Ansammlungen von Findlingen in den tiefen Gräben beidseits der Grunddache zu zählen. Die an der Südflanke der Guffertspitze (2.194 m) eingezeichnete verschwemmte Moräne ist ein Irrtum. Es handelt sich in Wirklichkeit um blockigen Hangschutt (8) aus Wettersteinkalk (47, 49), der von Lawinen und Muren weiter talwärts transportiert wurde.

17 Hang- und Murschuttsediment (Blöcke, Kies, Sand), Westhänge der Schreckenspitze; z.T. zementiert

Im **hinteren Bächtental**, an den steilen Westflanken von Schrecken- und Sonntagsspitze (2.022 m bzw. 1.926 m), gibt es mächtige Mur-, Hang- und Lawinenschuttablagerungen, die vom Tiefenbach und seinen Seitenbächen zerschnitten sind. Diese Sedimente sind deutlich hangparallel geschichtet und vielerorts zementiert. Beispielsweise ist am Ausgang des sich von der Sonntagsspitze nach

Südwesten erstreckenden Grabens in einem großen Anriss eine matrixarme Schutt-ablagerung (Murschutt?) mit Klasten bis 15 cm Größe, korngestütztem Gefüge, Einregelung von länglichen Klasten und etwa 15° nach SW fallender Schichtung freigelegt. Am Tiefenbach, östlich gegenüber der Steinölbrennerei (1.375 m), kommt ein weiterer großer Aufschluss (Abb. 51) in zementiertem unreifem Murschutt vor, der massig bis schwach geschichtet ist. Auf diesen Ablagerungen liegt ein sehr matrixreiches diamiktisches Sediment aus überwiegend angerundeten lokalen Klasten, das als Würm-spätglaziale Lokalmoräne interpretiert wird. Vergleichbare Bildungen stehen auf 1.400 m Höhe an der Ostseite des Tiefenbaches am Weg zum Gröbner Hals an. In den bis 1.700 m hochreichenden Brekzienvorkommen der Schreckenspitze-Westflanke sind innerhalb der Gräben markante Kegelterrassen von 30 bis 40 m Höhe eingetieft, die als Eisrandbildungen (16) angesprochen werden. Aus den Geländebefunden lässt sich zumindest ein Würm-spätglaziales Alter ableiten.

16 Staukörper am Eisrand (Blöcke, Kies, Sand, Schluff), Eisrandsediment; z.T. mit Schlufflagen im Bächental

Mit Beginn des Würm-Spätglazials wurden weite Bereiche des Inngletschers und seiner Zweiggletscher in den Nördlichen Kalkalpen (z.B. Achentalgletscher) nicht mehr ausreichend genährt, stagnierten und sanken im Laufe der Zeit in sich zusammen. Gleichzeitig trennten sich die Seitental- von den Haupttalgletschern. In weiterer Folge bildeten sich räumlich vom aktiven Gletscher getrennte Eiskörper, sogenanntes Toteis. Bedingt durch das reichliche Angebot von leicht erodierbarem Lockermaterial der nunmehr eisfreien Gebiete sowie großen Schmelzwassermengen wurden Lockersedimente als Staukörper am Eisrand der schwindenden Toteiskörper abgelagert.

Wichtige Kriterien für die Ausscheidung von Eisrandsedimenten auf dem Kartenblatt sind die stratigrafische Position zu anderen quartären Ablagerungen (z.B. Moränen, 22, 21), morphologische Formen (verschiedene Terrassenniveaus) und nicht zuletzt die (auch isolierte) höhere Lage gegenüber den tiefer liegenden holozänen Bildungen (3). Als Bezugspunkte der Sedimentschüttungen gelten die verschiedenen Ränder des zerfallenden Achental-, Dürrach- und Isargletschers im frühen Würm-Spätglazial.

Am Ausgang des **Oberautales** sind orografisch rechts (Blattrand zu ÖK 119, südlich von Punkt 961 m) mehrere Eisrandterrassenreste sichtbar. Teils handelt es sich um Aufschüttungterrassen von Schwemmfächern, teils um reine Erosionsterassen, die in Grundmoräne (22) eingeschnitten sind. An verschiedenen Stellen des mittleren **Unterautales** (entlang des Fahrwegs zur Gröbenalm von Punkt 1.018 m aufwärts) liegen über Grundmoräne (22) lakustrine Schlufflagen mit Dropstones, fluviale Kiese und Sande sowie Murschutt-Sedimente, zum Teil als in die Luft austreichende Verebnungen (Terrassen) erkennbar. Vom Ausgang des Unterautales nach Norden bis zum Hügel mit dem Annakirchl sind an der Westseite des Achentales Reste von leicht nach N abfallenden Terrassensimsen sichtbar. Aus Maßstabgründen ist nur ein Teil der genannten Eisrandsedimente auf der Geologischen Karte ausgeschieden.

Entlang des Fahrweges, der das **Dollmannsbachtal** auf der orografisch rechten Seite von Punkt 1.142 m abwärts verläuft, trifft man auf mächtige sandige Blocklagen, sandige Kiese und Feinsande. An einigen Stellen sind diese Sedimente von kompakter Grundmoräne (22) unterlagert. Ein höheres und damit älteres Eisrandniveau repräsentieren vermutlich die teils 30 m mächtigen unreifen Bach-, Mur- und Hangschuttsedimente im südlichen Quellast des Dollmannsbaches bis 1.280 m Höhe.

Die Mündungsbereiche von **Hühners-**, **Tasch-** und **Dollmannsbach**, des Baches südlich der **Schweinau**, von **Klamm-** und **Pittenbach** (Geißalm) sowie des **Grabens** westlich des Achselkopfs (1.186 m) und der **Seeache/Walchen** (letztere im Stauniveau des Sylvensteinspeichers) sind durch Muren- und Schwemmkegelbildungen mit mehreren ausgeprägten Terrassenniveaus gekennzeichnet. Zum Teil erheben sich diese mehr als 50 m über den heutigen Bachläufen bzw. im Falle der Walchen direkt in Stauhöhe des Sylvensteinspeichers.

Etwa 1 km westnordwestlich des Hagenwirtes gibt es mehrere zusammengewachsene Schwemmkegel (**7**), die aus den Gräben zwischen Ameiskopf (1.302 m) und Reitberg (1.455 m) hervortreten und aufgrund bis heute anhaltender Aktivität in das Holozän gestellt werden. Im Sedimentaufbau ist aber der tiefere Anteil als Würm-spätglaziale Bildung abzutrennen. Es handelt sich hierbei um eine Wechselfolge von schrägschichteten Kiesen, gradierten Grob- und Feinsanden und massiven matrixreichen Kiesen mit unter anderem kristallinen Geröllen, wie sie zum Beispiel im Zwickel der beiden größten Schwemmkegel, südöstlich der ehemaligen Grenzstation, in einer tiefen Rinne aufgeschlossen ist. Es gibt auch Sedimentpakete, die bis 40° nach N geneigt sind. Vermutlich wurden diese durch abschmelzen-des Toteis verkippt (Kamesablagerungen).

Im **Bächental** gibt es an den unteren Talflanken und im Mündungsbereich von Seitenbächen zahlreiche terrassierte Lockergesteinskörper, die sich aus Bachablagerungen (Blöcken, Steinen, Kiesen, Sanden), aber auch aus lakustrinen Sedimenten (Sanden, Schluffen) zusammensetzen. Einige dieser Sedimentkörper werden nach oben in Form einer horizontalen bis leicht geneigten Oberfläche abgeschlossen. Diese Flächen erheben sich zumeist 15 bis 40 m, maximal 80 m (Kesselbachmündung) über den aktuellen Bachläufen. Gewisse Niveaus lassen sich lateral korrelieren. Nennenswerte Vorkommen an Eisrandsedimenten finden sich an der Schreckenspitze-Westflanke (in den Hangbrekzien, **17**, eingeschnitten), südwestlich des Rethalm-Niederlegers (1.139 m), am linken Ufer der Dürrach bei der Vererbung der Feuersingeralm (Blattgrenze zu ÖK 119), an der Nordwest- (bei Punkt 952 m), Süd- (Kiesgrube mit Schluffen und Sanden) und Ostseite (mit Terrassenverebnung auf 980 m) des Bächentaler Stauesees, im Mündungsbereich des Kesselbachgrabens sowie talauswärts im Grenzgebiet zu Bayern.

Im Graben an den **Südwesthängen** des **Hochunnutz** (2.075 m) sind orografisch rechts unterhalb von 1.100 m auf den Nordalpinen Raibler Schichten (**43**) drei abgestufte Terrassenniveaus entwickelt. Die höchste, über 50 m hohe Terrasse grenzt seitlich an kompakte, scherbige Schluffe mit Dropstones, die aus Maßstabsgründen in der Geologischen Karte zu den Grundmoränen (**22**) gerechnet werden.

Am **Nordwestabfall** des **Hinterunnutz** (2.007 m), nordnordöstlich der Zöhleralm (1.334 m), treten bis 20 m mächtige blockige bis kiesige Diamikte mit einer leicht hangauswärts fallenden Schichtung auf. Einige Klaster bestehen aus Hangschuttbrekzie. Diese Diamikte liegen direkt auf dem Festgestein und werden als Ablagerungen von Würm-spätglazialen Lawinen und Muren interpretiert.

In der Verflachung südlich des **Ampelsbaches** zwischen seiner Mündung in die Seeache und dem Knick beim Köglköpfl gibt es teils ab dem Bachniveau, teils über der Felsstufe aus Allgäu-Formation (**32**), bis 70 m mächtige, sandige Bachkiese. Am Zusammenfluss von **Schwarzen-** und **Ampelsbach** (Brücke, Punkt 963 m) hebt sich das Niveau des **Köglbodens** mit seiner etwa 30 m hohen Süd-exponierten Erosionsböschung am deutlichsten ab.

Weitere ausgedehnte Eisrandbildungen finden sich im Mündungsbereich des **Weißbachls** in den Ampelsbach und südlich davon (mit Toteissenken und einer ehemaligen Abflussrinne – Trockental), im Umkreis der **Unteren** (997 m) und **Obe-**

ren Bergalm (1.029 m) und südlich der **Wasserscheide Schwarzenbach-Mühlbach**. Etwa 500 m nördlich der Unteren Bergalm beobachtet man in Anschnitten der Eisrandterrasse eine Verzahnung der Bachablagerungen (Kiese) mit Hangschuttsedimenten (Wettersteinkalkblöcke) des Guffert-Massivs (weitere Informationen in GRUBER, 2008a, 2013, 2014). An der Nordseite des **Filzmoosbaches** kommen südwestlich unterhalb von Punkt 1.374 m feingeschichtete Sande und Schluffe über schlecht sortierten Kiesen mit charakteristischen Sedimentstrukturen wie Rippel- und Wickelschichtung, Slumping- und Entwässerungsstrukturen, Gradierung und Erosionsrinnen vor (GRUBER, 2008a; GRUBER, 2009).

An den Flanken der **Grundache** (Steinberger Ache) gibt es in verschiedenen Höhnenniveaus leicht flussabwärts geneigte, teilweise terrassierte Verebnungen, auf denen meist dünne Kieslagen mit Anhäufungen von gut gerundeten Blöcken liegen und ehemalige Abflussrinnen erkennbar sind. Teilweise handelt es sich bei diesen Verebnungen um reine Erosionsformen auf den zuvor abgelagerten Vorstoß- (**23, 25**) und glazialen (**22**) Sedimenten. Dazu zählen auf dem Kartenblatt nicht verzeichnete Kleinformen östlich von Punkt 904 m, beidseitig des ehemaligen Abflusses der Grundache auf den Felsspornen. Ebenfalls dazu gehören auf der Karte falsch (als **7**) zugeordnete Schwemmfächer südwestlich des Enterkopfs (1.200 m). Die höchsten und markantesten dieser Verebnungen befinden sich wenig außerhalb des Kartenblattes auf ÖK 119, zum Beispiel auf einem Felssporn 120 m westlich über der Grundache gegenüber des Köhlermahds (1.139 m) und westlich des Fahrwegtunnels. Die verschiedenen Terrassenniveaus dokumentieren somit das mit dem Eiszerfall im frühen Würm-Spätglazial einhergehende etappenweise Einschneiden der lokalen Flusssysteme bis hinab in die Schluchtstrecken.

Im **Becken von Steinberg** gibt es drei Vorkommen von **Würm-spätglazialen Deltasedimenten**: Der große Graben im Ortsbereich von **Vordersteinberg** südlich unterhalb der Luxeggalm ist von bis 30 m hohen Terrassenstufen eines Murenkells flankiert, in dessen distalem Abschnitt lockere glimmerreiche Sande, sandige und teils matrixfreie Kiese sichtbar sind. Auffallendstes Merkmal ist die auf 990 bis 1.000 m Höhe aufgeschlossene, mit 15° bis 20° nach S bis SE fallende Schichtung (Delta-Foresets).

Im Ortsteil **Unterberg** befindet sich im Zwickel zwischen dem Mühlbach und dem von Südwesten einmündenden Seitenbach eine große, leicht nach NE geneigte Terrassenfläche, die an Erosionsböschungen mit 20° nach N und NW fallende Schrägschichtungsblätter (Delta-Foresets) zeigt. Ältere Deltasedimente sind in der höher gelegenen großen **Kiesgrube** der **Firma Rupprechter** weiter südlich aufgeschlossen. In einer Mächtigkeit von 20 m kommen dort sehr locker gelagerte, sandige Mittel- bis Feinkiese und Sande, teils mit schluffigen Lagen vor.

6.3.3. Holozän

15 Zerrspalte, Zerrgraben

Unter Zerrspalte, Zerrgraben (**15**) versteht man eine gravitativ bedingte Extensionsstruktur, deren geomorphologische Ausbildung unter Verwendung geeigneter präexistenter Trennflächen (Schichtflächen, Schieferungsflächen, Klüfte, Störungen) erfolgt (STEINBICHLER et al., 2019). Kennzeichnend ist die Aufweitung des Festgesteinsverbandes vorzugsweise in Fallrichtung des Hanges, wobei der räumliche Verlauf der Zerrstrukturen von der Orientierung des Trennflächengefüges geprägt wird. So wird deren Entwicklung insbesondere beim Vorhandensein von hang- bzw. kammparallel streichenden, steil stehenden Trennflächen begünstigt.

Das Auftreten dieser Extensionsstrukturen ist charakteristisch für eine meist tiefgreifende Auflockerung, wobei der Felsverband noch weitgehend erhalten bleibt. Sie bilden sich überwiegend im Kambereich bzw. im Abrissbereich gravitativer Massenbewegungen, also im Bereich des Massendefizits. Häufig kennzeichnen sie auch ein sehr initiales Stadium einer tiefgreifenden Hangdeformation, ohne dass sich talwärts eine erkennbare Massenumlagerung anschließt.

Auf dem Kartenblatt wird die Signatur Zerrspalte, Zerrgraben (**15**) sowohl für das Nachzeichnen größerer extensionaler Einzelstrukturen, als auch für die zusammenfassende und schematisierte Darstellung einer maßstäblich nicht auflösbaren Dichte mehrerer Einzelstrukturen verwendet (analog wie bei der Abrisskante, **14**, siehe dortige Beschreibung). AMPFERER (1939b, 1940b, 1941b) prägt für die Summe dieser geomorphologischen Zerrstrukturen, deren Ursache er in den unterschiedlichsten kinematischen Prozessen sieht, den Begriff der **Bergzerreißung** (Kap. 7.2).

14 Abrisskante einer Massenbewegung (Gleitung, Rutschung) im Fest- und im Lockergestein

Als Abrisskante (**14**) wird die morphologisch deutlich bis sehr undeutlich ausgebildete Hangkante bezeichnet, die den Herkunftsbereich (Abrissbereich) einer gravitativ umgelagerten Gesteinsmasse begrenzt. Abrisskanten bilden sich aber auch vielfach innerhalb der bewegten Massen aus. Dort zeichnen sie den Ausstrich von Grenzflächen mit diskontinuierlichem (bruchhaftem) Versatz nach, die Bereiche unterschiedlicher Bewegungsaktivität und -charakteristik trennen (STEINBICHLER et al., 2019).

Auf dem Kartenblatt sind vor allem maßstabsbedingt nur die morphologisch besonders deutlich hervortretenden Abrisskanten von Massenbewegungen (**14**) eingetragen. Bei der Fülle der Signaturen soll die prioritäre Lesbarkeit des lithologischen Inhalts der Geologischen Karte gewährleistet sein. Somit sind bei einigen Massenbewegungen (**11**, **10**) zugehörige Abrisskanten (**14**) nicht ausgewiesen. Insbesondere bei flachgründigen Massenbewegungen (**10**) zeigen kinematisch sehr gering aktive Fließprozesse („Kriechhänge“) teilweise nur sehr undeutliche Übergänge zum unbewegten Fest- und Lockergestein.

Grundsätzlich sind die dargestellten Abrisskanten ausschließlich Gleit- und Fließprozessen zuzuordnen, zum Teil mit anteiligem Driftprozess (siehe **11**, **10** und Kapitel 7.2). Die durchaus weit verbreiteten Sturzprozesse sind als unzählige Kleinereignisse (Steinschlag, Blockschlag, kleinere Felsstürze) zu charakterisieren und deren Ablagerungen unter Blockschutt, Felssturzmaterial (**9**) bzw. Hangschutt, Halde und Schuttkegel (**8**) subsumiert. Abrisskanten von bezüglich Fläche und Kubatur maßstäblich relevanten größeren Einzelstürzen (große Felsstürze bis Bergstürze) sind im Bereich des Kartenblattes nicht erkennbar.

Abrisskanten (**14**) können auch einen ehemaligen Massenabtrag markieren, wo die zugehörige gravitative Ablagerung teilweise bis vollständig durch fluviatile Erosion abgetragen bzw. weiter umgelagert worden ist. So ist bei der markanten Ausbruchsnische unmittelbar nördlich des Rethalm-Hochlegers (Bächental/Kesselbach, Kap. 7.2) an einem tief eingeschnittenen Bachlauf keine entsprechende Massenakkumulation erhalten geblieben. Auch die Stirn der benachbarten Gleitmasse am Kesselbach, nordwestlich unterhalb des Rethalm-Hochlegers, ist innerhalb von wenigen hundert Jahren bis heute erheblich erodiert worden (Kap. 7.2).

In Bereichen, wo eine maßstäblich nicht darstellbare Dichte mehrerer extensionaler Strukturen vorliegt, mussten diese zu einer Einzeldarstellung entweder als Abrisskante (**14**) oder als Zerrspalte, Zerrgraben (**15**) zusammengefasst werden. Auf sehr initiale Stadien von Massenbewegungen mit Anzeichen von Bergzerreißungs-

strukturen, aber ohne erkennbare Dislozierung des Anstehenden, wurde ebenfalls mit der Signatur Abrisskante (**14**; z.B. am Kamm zwischen Blaubergalm und Bärenmoos) oder Zerrgraben (**15**; z.B. am Kamm nordöstlich der Hochplatte, 1.813 m, und am Plickenkopf, 1.429 m) hingewiesen.

11 Tiefgreifende Massenbewegung (Gleitung, Rutschung) im Fest- und Lockergestein

Gravitative Massenbewegungen sind bruchlose und/oder bruchhafte hangabwärts gerichtete, schwerkraftbedingte Verlagerungen von Fest- und/oder Lockergesteinsmassen. Sie sind ein natürlicher Bestandteil der geologischen Abtragungsprozesse im Zuge des Abbaus der Gebirge. Die prozessorientierte Klassifikation von Massenbewegungen unterscheidet neben der Art des Materials (Fest-, Lockergestein) nach den Bewegungstypen Fallen, Kippen, Gleiten, Driften und Fließen (VARNES, 1978; CRUDEN & VARNES, 1996; DIKAU et al., 1996; ZANGERL et al., 2008). Häufig treten in komplexen Massenbewegungen zwei oder mehr dieser grundlegenden Prozessmechanismen miteinander kombiniert auf.

Die während des Würm-Hochglazials durch subglaziale Erosion übersteilten Hänge reagierten auf das Abschmelzen der stützenden Eiskörper in der Eiszerfallsphase und dem damit einhergehenden Wegfall des Widerlagers, wahrscheinlich unmittelbar, mit der Entwicklung großflächiger und zum Teil tiefgreifender Massenbewegungen (VAN HUSEN, 1987; REITNER et al., 1993; siehe auch LOTTER & GRUBER, 2011, und Kapitel 7.2).

Begünstigt wird die Entwicklung der Massenbewegungen auf dem Kartenblatt durch die häufig auftretende Konstellation der Lagerung von relativ harten auf relativ weichen Gesteinen ähnlich dem von POISEL & EPPENSTEINER (1988, 1989) beschriebenen Geomechanik-System „Hart auf Weich“. Jedoch wird die von diesen Autoren genannte Mächtigkeit von einigen hundert Metern jeweils für die harte Deckplatte wie auch den weichen Sockel bei weitem nicht erreicht. Maximale Mächtigkeiten der harten und weichen Gesteine von je ca. 100 bis 150 m bzw. deren Wechsellagerung in der Dimension von einigen Metern bis mehreren Zehnermetern kennzeichnen die Prozessentwicklung. Festgesteine, vor allem in Form gebankter Kalksteine, liegen auf bzw. wechsellagern mit feinklastischen und mergeligen Gesteinen, die verwitterungsbedingt zum Teil als veränderlich feste Gesteine zu charakterisieren sind. Das mechanische Versagen der weichen Abfolgen führt zur Gebirgsauflockerung bzw. zur Ausbildung von Zerrstrukturen (**15**) in den auflagernden harten Gesteinen bis hin zum Abgleiten von Felspartien (Prozesstyp Gleiten) auf der Grenzfläche zum weichen Unterlager. Dies erfolgt vorzugsweise in Form schichtgebundener Gleitprozesse, vermutlich mit einer anteiligen plastischen Deformation (Prozesstyp Driften) der duktil-weichen Gesteine. Dieser anteilige Driftprozess ist also für die bruchhafte Zerlegung der aufliegenden spröde-harten Gesteinsmasse durch gravitativ bedingte laterale Extension mitverantwortlich. Die involvierten Festgesteine zeigen eine progressive Zerlegung vom noch erkennbaren Gesteinsverband („Felschollen“) über groben Blockschutt bis hin zur Auflösung in kleinere Kluffkörper (vgl. Kap. 7.2). Die daraus resultierenden Ablagerungen (**10–13**) repräsentieren demnach in erster Linie Gleitmassen, bei denen in kleineren Anteilen noch ein Verband der Ausgangsgesteine erkennbar ist. Deren ursprünglicher interner Aufbau ist somit in Teilbereichen noch erhalten und kartierbar (siehe Beschreibung zu **12, 13**).

In zweiter Linie sind die gravitativen Massenbewegungen auch dem Prozesstyp Fließen zuzuordnen, der sich durch eine heterogene Morphologie, Lockermaterialzusammensetzung und Aktivität auszeichnet. Dazu gehören die Schuttstrom- und Erdstromablagerungen, die an ihrer typisch langgestreckten schmalen Form zu erkennen sind, meist altangelegten Rinnen und Senken im Hang folgen und

gleichzeitig sehr unterschiedliche Aktivitätsbereiche aufweisen können (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT, 2016; Kap. 7.2). Während bei der Schuttstromablagerung die Grobanteile (Steine, Blöcke, Kies) dominieren, überwiegen bei der Erdstromablagerung die Feinanteile (Ton, Schluff, Sand). Für sehr langsame und zum Teil initiale Fließprozesse in Locker- oder Festgesteinen ist häufig der unter gebirgsmechanischen Gesichtspunkten nicht korrekte Begriff des „Kriechens“ (z.B. „Kriechhang“) gebräuchlich.

Da bei der Neubildung von Sedimentkörpern durch gravitative Massenbewegungen (mit Ausnahme der sehr schnell ablaufenden Sturzprozesse) alle Übergänge vom nahezu im ursprünglichen Verband befindlichen Ausgangsgestein bis hin zur vollständig zerlegten und umgelagerten Gesteinsmasse auftreten, wird bei initialen Entwicklungsstadien gravitativer Prozesse die Darstellung des Ausgangsgesteins in der Geologischen Karte als prioritär angesehen. So ist auf dem Kartenblatt in einigen wenigen Bereichen (Massenbewegungen im Gebiet der Klammbachalm und im Gebiet Schneidjoch–Wildalm, Kap. 7.2) ein Teil der Prozessfläche mittels „Übersignatur“ (**11**) auf Plattenkalk (**40**) bzw. Oberhättkalk (**38**) kenntlich gemacht worden. Diese Abgrenzung erfolgt also im Wesentlichen anhand des Zerlegungsgrads und des Ausmaßes der Dislozierung der involvierten Festgesteine.

Die Unterscheidung in tiefgreifende (**11**) und flachgründige (**10**) Massenbewegungen erfolgt aufgrund prozesstypischer Charakteristika, wonach Massenbewegungen mit mehr als ca. 10 bis 15 m Mächtigkeit als tiefgreifend ausgewiesen werden. Diese Differenzierung basiert auf geologisch-geomorphologischen Kriterien (z.B. aufgeschlossene Mächtigkeit instabiler Schichtfolgen, plausibler Tiefgang aufgrund der Hanggeometrie, Höhe der Abrisskanten etc.), teilweise aber auch auf der direkt einsehbaren Mächtigkeit der instabilen bzw. umgelagerten Massen in erosiven Geländeinschnitten (z.B. Bachläufe). Demzufolge dürfte der maximale Tiefgang der Massenbewegungen auf dem Kartenblatt in der Größenordnung von mehreren Zehnermetern einzuordnen sein.

Diese Größenordnung des Tiefgangs ist in der spezifischen lithologischen und tektonischen Grunddisposition für die Entwicklung schichtgebundener Gleitprozesse vor allem innerhalb der großen Synklijalstrukturen des Kartenblattes (z.B. Kesselbach-, Thiersee-Synklinale) begründet. In der geomorphologischen Entwicklung der Landschaft zeichnen vielfach die Täler den Verlauf der Synklinale und die Höhenzüge den Verlauf der Antiklinale nach. Dadurch ergibt sich die für Massenbewegungen des Prozesstyps Gleiten besonders anfällige Konstellation des Schichteinfalls mit dem Hang (*dip slope*) entlang der Talflanken. Gleitprozesse dominieren daher die Anlage bzw. den Ablauf der tiefgreifenden Massenbewegungen, die sich mit der beschriebenen „typischen“ Mächtigkeit meist von einigen Zehnermetern im Festgestein entwickeln. Die involvierte Gesteinsmasse zerlegt sich dabei auf kürzester Bewegungsdistanz überwiegend zu Lockermaterial, wobei jedoch auch auffallend grobblockige Partien (**12**) oder große Felsschollen im Gesteinsverband (**13**) selbst in distalen Abschnitten der dislozierten Massen erhalten bleiben können. Der Prozesstyp Driften ist bei vielen tiefgreifenden Massenbewegungen ein wesentlicher Mitinitiator des Hangversagens. So ist die plastische Deformation der relativ weichen Gesteine der Kössen- (**39**) und der Kendlbach-Formation (in **37** bzw. **32**) als Unterlager von relativ harten Gesteinen der Rotkalk-Gruppe (**34**) und der Allgäu-Formation (**32**) ebenfalls als Versagensmechanismus erkennbar. Insbesondere in Ablagerungen von Massenbewegungen, deren Lockermaterialcharakter durch einen hohen Feinanteil gekennzeichnet ist (matrixgestützte Gefüge), ist der Übergang von Gleit- zu Fließprozessen bzw. die sekundäre Anlage von Fließprozessen in Form von Schutt-/Erdströmen zu beobachten. Dies betrifft vorzugsweise – aber nicht nur – die distalen Bereiche der tiefgreifenden Massenbewegungen.

Die tiefgreifenden Massenbewegungen stellen also im Regelfall, trotz Dominanz der Gleitprozesse, komplexe Prozessketten verschiedener Prozesstypen im Fest- und Lockergestein dar.

12 z.T. mit Blöcken

Der Begriff „Blöcke“ definiert in erster Linie die größte Kornfraktion bei der Beschreibung von Lockergesteinen mit einer Korngröße > 200 mm. Im Zusammenhang mit der Kartierung von Ablagerungen aus Massenbewegungen gibt die Ausweisung von Bereichen mit einem auffallend hohen Anteil von blockigen Komponenten wertvolle Hinweise zur Prozessgenese/zum Prozesstyp wie auch zu den mechanischen Eigenschaften eines Lockergesteins, das sich im Prozessverlauf durch völlige Auflösung eines vormaligen Festgesteinsverbandes generiert hat. Während größere, im Kartenblatt-Maßstab 1:50.000 darstellbare Blockschutt-Areale aus Sturzprozessen unter Blockschutt, Felssturzmaterial (9) subsumiert sind, handelt es sich bei diesen Blöcken (12) im Regelfall um größere Einzelblöcke innerhalb einer feineren Matrix oder um eine matrix- wie auch komponentengestützte Anhäufung von Blöcken innerhalb eines feineren Lockermaterials. Die fortschreitende Auflösung eines stark aufgelockerten Festgesteinsverbandes zu einem Lockermaterial dokumentiert sich durch das Stadium der Blockschuttbildung bis hin zur Zerlegung in einzelne Kluffkörper. In Abhängigkeit der involvierten Ausgangsgesteine ist diese Charakteristik sowohl in Gleit- wie auch in Fließmassen zu beobachten. So sind bei der Lagerung von harten auf weichen Gesteinen bzw. in Wechselfolgen harter und weicher Gesteine (z.B. Karbonate im Wechsel mit Mergeln oder Feinklastiten) die harten Gesteine wesentlich resistenter gegenüber der Zerlegung durch mechanische Beanspruchung in einer Massenbewegung wie auch gegenüber Verwitterungsprozessen (z.B. Einfluss des Wassers bei weichen, veränderlich festen Gesteinen). Die größeren Kornfraktionen (Kies, Steine, Blöcke) im Lockergestein der Massenbewegungen auf dem Kartenblatt werden daher fast ausschließlich (die Blockgrößen zu 100 %) von den harten, karbonatischen und untergeordnet kieseligen Anteilen der aus dem anstehenden Verband gelösten Sedimentgesteine gebildet.

Bei der Kartierung im Aufnahmemaßstab 1:10.000 erwies sich die Ausweisung größerer, maßstäblich darstellbarer Areale mit einer Anhäufung von Blöcken bzw. Blockschutt in Gleit- und Fließmassen etwa ab Kubikmetergröße als sinnvoll. Das typische Blockgrößenspektrum umfasst dabei auch Zehnerkubikmeter große bis „hausgroße“ Blöcke. Die noch deutlich größeren, durch Massenbewegungen vom Anstehenden dislozierten Felsschollen wurden schematisch oder in ihrer kartierbaren natürlichen Form und Größe erfasst. Sie weisen einen mehr oder weniger stark aufgelockerten internen Verband auf, dessen Gesteinsbestand (erfasste Formationen) ebenfalls bestimmt wurde. In der Geologischen Karte 1:25.000 „Geologie des nördlichen Achenseeraumes – ÖK 88 Achenkirch“ (Beilage 1 in GRUBER & BRANDNER, 2011) konnten diese Kartierungsinhalte noch entsprechend differenziert und mit jeweils eigenen Legendensymbolen dargestellt werden: große Felsblöcke sowie große Felsschollen entweder schematisiert (Dreieckssymbol) oder als Polygon in natürlicher Größe inklusive Zuordnung der involvierten Ausgangsgesteine. Für die Geologische Karte 1:50.000, Blatt Achenkirch, musste dieses Konzept maßstabsbedingt deutlich vereinfacht werden. So ist die Ausweisung einiger Bereiche „mit großen Felsblöcken“ in der Karte im Maßstab 1:25.000 nun in der Karte 1:50.000 mit der tiefgreifenden Massenbewegung (11) quasi „verschmolzen“. Unter der Blocksignatur (12) werden also im Maßstab 1:50.000 nur mehr stark schematisiert ausreichend große Flächen oder besonders grobblockige Bereiche ebenso wie diejenigen Felsschollen (ohne Zuordnung des Ausgangsgesteins) zusammengefasst, die als Polygon in natürlicher Form und Größe nicht mehr eingetragen werden können.

13 mit großen Felsschollen (jeweils in der Farbe der erfassten Formation)

Als große Felsschollen (13) werden die infolge einer gravitativen Massenbewegung vom anstehenden Festgesteinsverband abgelösten und – maßstäblich relevant – zumindest wenige Zehnermeter dislozierten Felspartien ausgewiesen. Kennzeichnend ist ein durchgehend erhalten gebliebener Gesteinsverband, der aber im Vergleich zum Anstehenden eine erkennbare, geringe bis starke Auflockerung erfahren hat. Der interne geologische Aufbau der Felsschollen ist durchwegs auskartierbar und jeweils in der Farbe der erfassten Formationen kenntlich gemacht. Maßstabsbedingt können in der Geologischen Karte 1:50.000 nur die sehr großen Felsschollen (ab etwa 100 m in ihrer Längserstreckung) als rot umrandete Polygone in stark vereinfachten Umrissen gemäß ihrer natürlichen Form und Größe dargestellt werden. Kleinere Felsschollen sind schematisch unter den Blöcken (12) subsumiert (siehe Beschreibung dort).

Die „Anfälligkeit“ bestimmter Schichtfolgen für die Massenbewegungen in Form von Gleit- und Fließprozessen auf dem Kartenblatt (geologische Grunddisposition) bedingt auch die Lithologie der großen, im Verband erhaltenen Felsschollen. In erster Linie ist das mechanische Versagen der Ton-, Silt- und Mergelsteine der Kössen-Formation (39, „Kössener Mergel“), zum Teil auch der Kendlbach-Formation (v.a. der basalen Tiefengraben-Subformation, in 37 bzw. 32) für die Entwicklung der schichtgebundenen Gleitprozesse verantwortlich. Entsprechend setzen sich die Felsschollen als Teil der Gleitmassen vorzugsweise aus Kössener Kalk (39) oder den mitinvolvierten, stratigrafisch hangenden Gesteinen der Rotkalk-Gruppe (34), der Scheibelberg-Formation (37) und der Allgäu-Formation (32) zusammen (zu den geotechnischen Eigenschaften der Gesteine und zu den Fallbeispielen der Massenbewegungen, siehe Kapitel 7.1 und 7.2). Der faziell mit der Kössen-Formation (39) verzahnde Oberrhätalkalk (38) sowie der stratigrafisch liegende Plattenkalk (40) und Hauptdolomit (41) sind in den steilen bis inversen Lagerungsverhältnissen der Thiersee-Synklinale und des überkippten und durchgescherten Liegendschenkels der „Achtentaler Schubmasse“ (insbesondere im Gebiet Schneidjoch–Wildalm) ebenfalls als Felsschollen in die Massenbewegungen „eingearbeitet“.

Die großen Felsschollen dürften durchwegs als „Gleitschollen“ ausgebildet sein. Das bedeutet, an ihrer Basis ist eine diskrete basale Gleitfläche/-zone zu vermuten, die entweder mehr oder weniger entlang der Schichtung oder entlang einer tektonisch vorgegebenen Grenzfläche verläuft. Eine gegenwärtige Bewegungsaktivität der untersuchten Fallbeispiele ist nach dem Kartierungsbefund nicht ersichtlich.

10 Flachgründige Massenbewegung, zumeist im Lockergestein (Rutschmasse, Erdstrom, Schuttstrom), teils mit großen Felsschollen

Bezugnehmend auf die bereits bei der tiefgreifenden Massenbewegung im Fest- und Lockergestein (11) beschriebenen allgemeinen Grundlagen gravitativer Massenbewegungen sowie den spezifischen Abgrenzungskriterien zur „tiefgreifenden“ Prozesscharakteristik werden die Gleit- und Fließprozesse auf dem Kartenblatt Achenkirch mit einer maximalen Mächtigkeit der bewegten Masse von ca. 10 bis 15 m als „flachgründig“ bezeichnet.

Wie auch bei den tiefgreifenden Massenbewegungen (11) sind die mechanisch „schwachen“ Gesteinsfolgen, das heißt die aufgrund ihrer Verwitterungsanfälligkeit als veränderlich feste Gesteine zu klassifizierenden Horizonte (Kap. 7.1), für die Ausbildung von flachgründigen Massenbewegungen (10) verantwortlich. Dies betrifft in erster Linie Gesteine der Kössen-Formation (39), der Kendlbach-Formation (in 37 bzw. 32), der Allgäu-Formation (32), der Ammergau-Formation (28) und der Schrambach-Formation (27). Entsprechend deren Vorkommen sind die flachgründ-

digen Massenbewegungen (10) vorwiegend an den Verlauf der großen Synklinalstrukturen des Kartenblattes gebunden. Bemerkenswert ist die Instabilität größerer Areale von Moränenmaterial (22, 21) im Falle des Aufliegens vor allem auf Kössen-Formation (39) oder Schrambach-Formation (27), wie beispielsweise in den Hängen südlich des Kesselbaches.

Streichen die voranstehend genannten, überwiegend weichen und verwitterungsanfälligen Schichtfolgen an der Geländeoberfläche aus, ohne dass eine mächtigere harte Gesteinsfolge morphologisch, stratigrafisch oder tektonisch bedingt aufliegt, ist die Entwicklung der Gleit- und Fließprozesse im Wesentlichen auf deren Verwitterungshorizont beschränkt. Flachgründige Massenbewegungen (10) zeigen daher bereits im Abrissbereich überwiegend Lockermaterialcharakter und es gibt meist keine hangenden Gesteinspartien, die in die Bewegungen miteinbezogen werden können. Somit ist kaum ein Potenzial für den Erhalt größerer Blöcke oder im Verband befindlicher Felsschollen in den gravitativ umgelagerten Gesteinsmassen vorhanden. Daher ergibt sich bis auf eine Ausnahme (Felsscholle, 13, aus Kössener Kalk, 39, nordwestlich unterhalb des Rether Horns, 1.656 m) keine maßstäblich relevante Ausweisung von Blöcken (12) oder Felsschollen (13) innerhalb flachgründiger Massenbewegungen.

Weite Bereiche der Hänge nördlich und südlich des vorderen Kesselbaches sind mit relativ geringmächtigen Mergeln der Kössen-Formation (39), zum Teil mit auflagernder Grundmoräne (22), über stabilem Plattenkalk (40) „ausgekleidet“, so dass hier grundsätzlich das geologische Potenzial für tiefgreifende Bewegungen fehlt. Als stratigrafisch jüngste und damit in normaler Lagerung hangendste Formation der Intal-Lechtal-Decke auf dem Kartenblatt ist die Schrambach-Formation (27) ebenfalls nur für flachgründige Instabilitäten, vorwiegend Fließprozesse (Schutt-/Erdströme) ihres Verwitterungsschutts, disponiert. Für tiefgreifende Massenbewegungen (11) ist sie als relativ weiches Unterlager lediglich im Falle der tektonisch bedingten Überlagerung durch ältere und härtere Gesteine im Bereich der „Achtentaler Schubmasse“ (v.a. bei der Bergerzerrißung Angernalm, Kap. 7.2) mitverantwortlich.

Ein weiteres Charakteristikum der flachgründigen Massenbewegungen (10) ist der quantitativ nicht näher erfasste, aber offensichtlich höhere Anteil von Fließprozessen (Schutt-/Erdströme) gegenüber Gleitprozessen. Während bei den tiefgreifenden Massenbewegungen (11) vielfach das schichtgebundene Gleiten im Festgestein als Versagensprozess dominiert, tritt die dafür verantwortliche, schichtungsbedingte Gesteinsanisotropie im Verwitterungshorizont der feinklastischen Gesteine sehr schnell zurück. Das heißt, auch wenn das Versagen initial gleitend entlang der vielfach mit dem Hang (*dip slope*) einfallenden Schichtung erfolgt, ergibt sich schon nach kurzer Dislozierung der Massen, insbesondere aufgrund starker Durchfeuchtung, eine „Homogenisierung“ des Lockermaterials mit Übergang zur typischen Schutt- und Erdstromcharakteristik. Vor allem in der Schrambach-Formation (27) entwickeln sich seichte Rotations- und Translationsgleitungen im Lockermaterial des Verwitterungshorizonts, unabhängig von der Raumlage der Schichtflächen, mit unmittelbarem Übergang zu Fließprozessen. Zusätzlich „genährt“ werden die zugehörigen Schutt- und Erdströme durch direkten Materialeintrag aus Erosions- und Denudationsprozessen in Rinnen und Hangmulden. Dort ermöglicht die zusammenlaufende Hangentwässerung die Mobilisierung des Materials. Gut zu beobachten ist dieser Prozessverlauf beispielsweise beim Erdstrom nahe dem Bärenmoos südlich des Mahmoosbaches (Kap. 7.2).

Deutlich abgrenzbare Anteile eines aktiven Bewegungsstadiums sind bei den flachgründigen Fließprozessen (Schutt- und Erdströme, 10) weit verbreitet. Ihr vortzugsweiser Verlauf entlang der Tiefenlinien der Hangmorphologie ist auf eine starke

Durchfeuchtung durch dortige Abflusskonzentration, wasserstauende Wirkung der involvierten feinklastischen Gesteine sowie einen aktiven Materialeintrag zurückzuführen.

9 Blockschutt, Felssturzmateriel, z.T. in Kegel- und Haldenform

Aus den massigen bis dickbankigen, weitständig geklüfteten Kalksteinen wie dem Wettersteinkalk (49, 47), dem Plattenkalk (40), dem Oberrhätalk (38), den Kalcken der Rotkalk-Gruppe (34) und dem Barmsteinkalk (29) generiert sich unter Steilhängen und Felswänden grobkörniger eckiger Schutt (Steine und Blöcke). Während des Würm-Spätglazials und vielleicht noch des frühen Holozäns war auch noch eine erhöhte Bildungsaktivität von heute bewachsenen Block- und Hangschutthalden durch Sturzprozesse an Felshängen zu verzeichnen. Teils mehrere Meter mächtiger Grobblockschutt aus Wettersteinkalk (47) umsäumt fleckenhaft die West- und Ostseite des Unnutz-Massivs und insbesondere die Nord- und Nordwestflanke des Guffert-Massivs. Kleinere geschlossene Blockareale von vorwiegend singulären Felssturzeignissen aus dem Wettersteinkalk (49) finden sich weiters im Weißbachtal über Nordalpinen Raibler Schichten (46–44). Blockschutt aus Plattenkalk (40) wurde am Südbabfall der Blauberge, südöstlich der Halserspitze (1.863 m) und unterhalb der Wichtlplatte, sowie am Nordabfall des Schneidjochkammes, dort zum Teil mit Oberrhätalk- und Hauptdolomit-Komponenten (38 und 41) auskartiert. Unmittelbar nördlich der Kleinzeummalm gibt es Grobblockansammlungen aus Oberrhätalk (38) eines Felssturzes von der Südseite der Hochplatte (1.813 m). In Gebieten mit Verbreitung des Barmsteinkalks (29) bildet sich ebenfalls lokal Blockschutt aus, zum Beispiel an den Osthängen des Schreckenspitze–Juifen-Kammes und an den Westhängen des Lindsteins (1.373 m). Diese Vorkommen sind in der Geologischen Karte jedoch weitgehend unter der vorherrschenden Hangschutt-Charakteristik (8) subsumiert. Neben reinen Sturzprozessen sind Blockschutt bildende Gesteine auch in komplexe Prozessketten gravitativer Massenbewegungen mit Gleit- und Fließprozessen involviert (Kap. 7.2).

8 Hangschutt, Halde und Schuttkegel; z.T. fluvial umgelagert

Hangschutt besteht aus eckigen Gesteinsbruchstücken unterschiedlicher Größe und tritt zumeist unterhalb von Steilwänden und Steilstufen auf, wo dieser eine gravitative Ablagerung darstellt. Die Materialbereitstellung für Hangschutt und Schuttkegel erfolgt weitgehend durch Frostsprengung. Diese wirkt entlang der wasserwegigen Trennflächen (Schichtung, Klüftung). Die Korngrößenzusammensetzung hängt somit weitgehend von der Lithologie und dem Trennflächengefüge des Ausgangsgesteins ab. Dünnbankige Dolomit- und Kalkgesteine sowie feinklastische Gesteine der Nordalpinen Raibler Schichten (43), der Kössen- (39), Allgäu- (32), Ruhpolding- (31), Tauglboden- (30), Ammergau- (28) und Schrambach-Formation (27) bilden meist ein Gemisch unterschiedlicher Korngrößen von Schluff bis Kies, untergeordnet auch von Steinen und kleinen Blöcken. Am Fuß von Felsrinnen, die Felsschrofen und Felswände strukturieren, kommt es zur Entwicklung von Hangschuttkegeln. Diese zeichnen sich durch die Zunahme der Komponentengröße in Richtung des Hangfußes aus. In der Geologischen Karte werden sie durch die linienhafte Aneinanderreihung der „Schuttpunkte“ dargestellt (8). Ein Großteil der Schuttkegel sind keine rein gravitativen Bildungen (Steinschlag). An ihrem Aufbau sind auch Lawinen, Starkniederschläge und Muren beteiligt. Instruktive Beispiele für Schuttkegel, die aus steilen Steinschlagrinnen der Schrofen genährt werden und an der Oberfläche von Murgangrinnen zerfurcht sind, lassen sich am Nordostfuß des Juifen (1.988 m), an der Nordwestseite der Hochplatte (1.813 m) und am steilen Nordabsturz der Sonntagspitze (1.926 m) studieren.



Abb. 52.

Lawinenschuttwälle am Fuß der Südostflanke des Zotenjochs, Bächental (Foto: A. GRUBER, 2010).

Sogenannte Schneehalden- oder Pseudomoränen finden sich an den Westhängen des Juifen, des Rether Joches und vor allem am Südhang des Markkopfs (1.776 m). Diese Gebilde entstehen durch Schutttransport an der Basis, innerhalb und an der Oberfläche von Schnee und Lawinen. Ein anschauliches Beispiel findet sich auch am Fuß der Zotenjoch-Südostflanke, nordwestlich der Baieralm, wo sich schmale blockige Schuttwälle aneinanderreihen (Abb. 52). Diese Wälle sind am Auslauf von Lawinenrinnen gruppiert und weisen an den Innenseiten Erosions- und Schurfspuren, an den Außenseiten Stauchmerkmale auf. Weiters verteilt sich außerhalb der Wälle eine lockere Grobblockstreu sehr gleichmäßig über eine größere, waldfreie Fläche. Das eckige Material besteht ausschließlich aus Hauptdolomit (41) mit Blöcken bis 1 m Kantenlänge.

An steilen Grashängen auf den jurassisch-kretazischen Beckensedimenten der Allgäu- (32), Ruhpolding- (31), Tauglboden- (30), Ammergau- (28) und Schrambach-Formation (27) kommen bis zu mehrere Meter mächtige Hangschuttablagerungen vor, die durch saisonalen Schneeschurf langsam hangabwärts transportiert werden. Diese zeigen eine charakteristische wellige Oberfläche mit Schleifspuren, erodierter Vegetationsbedeckung und länglichen Buckeln. Es handelt sich um kompaktierte Sedimente aus eckigen Komponenten verschiedener Korngrößen und einem hohen Anteil tonig-mergeliger Matrix (Diamikte). Teilweise entwickeln sich daraus flachgründige Gleitmassen und Erd-/Schuttströme. Beispiele sind östlich unterhalb des Lochalm-Hochlegers, des Gröbner Halses und der Sonntagsspitze (1.926 m) sichtbar.

7 Muren- und Schwemmkegel, z.T. zementiert (östlich von Achenkirch)

Episodische Starkniederschläge mobilisieren viel Lockermaterial und lagern dieses am Ausgang von Rinnen, Gräben und Seitentälern in flacher und breiter werdenden Talräumen als kegel- und fächerförmige Schuttkörper ab. Die Murenkegel haben ein zumeist steiles Gefälle und bestehen – je nach Lithologie des Einzugsgebietes – aus einem breiten Korngrößenspektrum von Schluff bis Kubikmeter großen Blöcken mit meist chaotischer Lagerung der größeren Klasten in feinkörniger Matrix und mit schlechter Sortierung des Materials. Grobschichtung ist auf übereinander folgende Murenereignisse zurückzuführen. Häufig beobachtet man inverse Gradierung. Im Gegensatz dazu sind Schwemmkegel/-fächer wesentlich flacher bis sehr flach geneigt und zumeist am Ausgang größerer Täler mit permanenter Wasserführung zu finden. Der Rundungsgrad der größeren Klasten ist besser als in Murenkegeln. Materialsortierung und Schichtung sind deutlich entwickelt, klasten- und matrixgestützte Gefüge wechseln sich ab. Die Bildung der meisten Schwemmfächer und Murenkegel begann größtenteils schon im Würm-Spätglazial nach dem Eisfreiwerden, da zu dieser Zeit viel erodierbares Lockermaterial bereitstand und Vegetation weitgehend fehlte. Die Aufschüttungen auf den Kegeln setzten sich im Holozän aufgrund von Bodenbildungen und vollständiger Wiederbewaldung eingeschränkt fort. Erosions- und Ablagerungsprozesse laufen seitdem in tieferen Lagen vorwiegend linear entlang von Bächen und Flüssen ab (PATZELT, 1980).

Beispiele für mächtige Murenkegel finden sich am westlichen und östlichen Hangfuß des Unnütz-Massivs, die zu einem großen Teil mit dem abgeschwemmten Material der ehemals mächtigeren Quartärbedeckung beliefert wurden und heute nur noch durch interne Materialumlagerungen von höher liegenden zu tiefer liegenden Arealen (unter Bildung neuer Murenkegel) gekennzeichnet sind. Im Bereich des ehemaligen Skigebietes östlich von Achenkirch, zwischen Zöhleralm (1.334 m) im Norden und der Jausenstation Adlerhorst (1.226 m) im Süden erkennt man aufgrund der tief eingeschnittenen Murgangrinnen in den basalen Abschnitten lithifizierte Bänke. Die Verkittung erfolgte durch verhärteten schluffigen Kalkschlamm in den Zwickeln der überwiegend klastengestützten, grob geschichteten Block- bis Kiesablagerungen. Die Brekzienlagen wurden aus Maßstabsgründen nur in der Geologischen Karte 1:25.000 „Geologie des nördlichen Achenseeraumes – ÖK 88 Achenkirch“ (GRUBER & BRANDNER, 2011: Beilage 1) eingezeichnet. Aus diesen Murgangrinnen gehen hangabwärts neue Murenkegel hervor, die mit teils 15 m hohen Erosionsböschungen (ehemalige Prallhänge der jetzt trockengelegten Seeache) am Talboden des Achentales enden.

Ein weiteres Beispiel sind die mächtigen, nach unten zusammenlaufenden Murenkegel am Südabfall des Guffert-Massivs und hier besonders der mit tiefer Erosionsrinne am Ausgang des durch eine Störung vorgezeichneten Grabens südlich der Guffertspitze (2.194 m). Erwähnt seien des Weiteren die Muren- und Schwemmkegel am Fuß der Südwestflanke des Ameiskopfs (1.302 m) und Reitberges (1.455 m), die in Gräben beginnen, in deren Einzugsgebieten rezent sehr wenig Lockermaterial verfügbar ist. Murenkegel, die durch Rinnenerosion aus großen Lockergesteinskörpern (Vorstoßsedimenten, **23**, Grundmoränen, **22**) hervorgingen, sind beispielsweise im Tälchen nördlich des Köglköpfls (Ampelsbachtal) oder in der Schweinau (Achentale) zu finden. In höheren waldfreien Lagen münden die in Hangschutthalde und -kegel (**8**) eingeschnittenen Rinnen im tieferen Hangbereich ebenso in Murenkegel. Ein instruktives Beispiel hierfür stellt die steile Ostflanke des Kammes Kafell (1.906 m) – Marbichlerspitze (1.898 m) dar.

Größere Schwemmkegel und Schwemmfächer sind entlang der Steinbergstraße im Gebiet der Unteren (997 m) und Oberen Bergalm (1.029 m) sowie im Achental im Mündungsbereich von Klamm- und Dollmannsbach entwickelt. Aus

dem Unterau- und Oberaual erstrecken sich zwei große, sehr flache und seitlich zusammenstoßende Schwemmfächer in das Achental, dessen Talboden sie großteils einnehmen. Im Gegensatz zum kanalisierten und zum Achensee abgeleiteten Unteraubach (über Dürrach-Zuleitung) schüttet der Oberaubach noch in gewissem Umfang mitgebrachtes Geschiebe in den Achensee. Im Zuge außergewöhnlicher Hochwasserereignisse können Abtragungs- und Ablagerungsvorgänge auf vielen Muren- und Schwemmkegeln – trotz Verbauungen – auch in heutiger Zeit auftreten. Zuletzt erfolgten diese während des Hochwassers von 2005 in besonders intensiver Weise im Oberau- und Unteraual.

6 Nieder- und Hochmoor

Moore werden je nach Wissenschaftszweig und Autor unterschiedlich definiert. Aus geologisch-bodenkundlicher Sicht sind Moore Böden mit einer mindestens 30 cm mächtigen, natürlichen ungestörten Torfschicht und einem Mindestgehalt von 30 % toter organischer Substanz. Nach OVERBECK (1975) sind Moore Torflagerstätten mit der den Torf bildenden Pflanzendecke. Torf zählt zu den biogenen Sedimentgesteinen und stellt die erste Stufe der humifizierten subfossilen organischen Substanz im Inkohlungsprozess bis zur Kohle dar. Torf entsteht durch kontinuierliche Ablagerung des unter Wasser nicht vollständig zersetzten Pflanzenmaterials. Der Torfzuwachs beträgt nur etwa 1 mm pro Jahr.

Für Biologen sind Moore vor allem durch Wasserüberschuss geprägte Lebensräume mit den dafür charakteristischen Pflanzengesellschaften und Tiergemeinschaften. Für die Moorkartierung zu Naturschutzzwecken werden Moore von STEINER et al. (1992: 21) in Anlehnung an SUCCOW (1988) so definiert: „*Moore sind Biozönosen, die zur Bildung biogener Substrate – vor allem Torf, aber auch Mudde, Quellkalk, Seekreide etc. – unter hygrisch bis semiterrestrischen Bedingungen befähigt sind, gemeinsam mit diesem Substrat, egal welcher Mächtigkeit.*“ Damit wird der Lebensraum Moor mit den natürlichen Pflanzengesellschaften gegenüber den Ablagerungen aus abgestorbener Vegetation (Torf) in den Vordergrund gestellt.

Man unterscheidet zwischen den ausschließlich von Niederschlagswasser gespeisten Hochmooren und den vom Grundwasser abhängigen Niedermooren. Die beiden Moortypen unterscheiden sich grundlegend in der Pflanzendecke. In den Hochmooren sind wenige hochspezialisierte Arten, vor allem Torfmoose und Zwergsträucher (Erikagewächse), dominant. Charakteristisch sind die pfannenartig gewölbte Oberfläche (daher die Bezeichnung Hochmoor) und das Randgehänge. Diese Moore sind extrem nährstoffarm und sauer. Häufig sind auch Übergangsmoore, die noch einen gewissen Grundwassereinfluss in der Vegetation zeigen. In Niedermooren ist die Oberfläche flach und vorwiegend mit Seggen bewachsen. Bei Niedermooren sind verschiedene hydrologische Moortypen zu unterscheiden (STEINER et al., 1992). Diese Moore sind nährstoffreicher und nicht so sauer. In Bereichen mit stauender Nässe, auf sumpfigen Wiesen mit spezifischen Vegetationstypen, entwickeln sich vergleyte und anmoorige Böden oder unter stabilem Wasserüberschuss Niedermoore mit Torfbildung.

Im Gebiet des Kartenblattes sind alle genannten Moortypen zu finden. Die vorzugsweise Entwicklung der zahlreichen Moore bzw. Moorkomplexe – einige von internationalem Rang – auf bestimmten wasserstauenden Sedimenten, insbesondere auch im Zusammenhang mit Karsthohlformen, ist in Kapitel 8 im Detail beschrieben. Einige Moore sind zumindest teilweise nicht im ursprünglichen Zustand und wurden durch Entwässerung, Torfstich und Beweidung beeinträchtigt. Überwiegend sind die Moore jedoch in einem naturnahen Zustand respektive renaturiert, zum Teil auch unberührt, was im Wesentlichen durch ihren Schutzstatus (Naturpark Karwendel, Ramsar-Gebiet Bayerische Wildalm und Wildalmfilz) begründet ist.

5 Vernässungszone

Feuchtgebiete in Form dauerhafter und flächiger Austritte von Grund- und Stauwasser zeigen typische hydromorphe Merkmale (z.B. Oxidations- und Reduktionshorizonte von Eisen- und Manganverbindungen, Vergleyung) im Bodenprofil. Sie haben ihre Ursache im Vorkommen bzw. im Ausstrich von wasserstauenden Lockersedimenten und Festgesteinshorizonten.

Größere Vernässungszone(n) (5) aufgrund von Lockergesteinsablagerungen finden sich daher in erster Linie auf typischerweise überkonsolidierter, karbonatreicher Würm-hochglazialer Grundmoräne (22), aber auch bei fluviatil abgeschwemmtem Moränenmaterial (18) im Bereich der Feinkornanreicherung in Mulden und Senken (z.B. in Steinberg am Rofan nordöstlich der Gfaßköpfe, 1.279 m). Die in den morphologischen Verebnungen der Synklinalstrukturen des Kartenblattes großflächig ausstreichenden mergeligen und feinklastischen Gesteine von oberster Trias bis Unterkreide sind ebenfalls prädestiniert für ausgedehnte Vernässungen (5). Dies betrifft die mergeligen obersten Anteile des Plattenkalks (40), die Mergel der Kössen-Formation (39), die Kalkmergel der Allgäu- (32) und Ammergau-Formation (28) sowie die Schrambach-Formation (27).

Einige Niedermoore wurden in der Geologischen Karte nicht als Nieder- und Hochmoor (6), sondern als Vernässungszone (5) ausgewiesen. Diesbezüglich gilt die Differenzierung der Moorkommen in Tabelle 1 (Kap. 8; vgl. Abb. 59).

4 Erosionskante, Terrassenkante

Die in der Geologischen Karte eingetragenen Erosionskanten stellen steile, markant ausgebildete Böschungen von Lockersedimentkörpern dar, die durch fluviatile Erosion entstanden sind. Die Erosionskanten im Achental entlang der Seeache, der Weißach und der Hofbauernweißach (Bayern), des Schwarzen- und Ampelsbaches beim Kögelboden sowie im Mündungsbereich von Kessel-, Klamm- und Dollmannsbach sind auch Terrassenkanten. Sie grenzen verschiedene Aufschüttungsniveaus von Bachsedimenten in Talsohlen und Talkerben (2, 3) und von Muren- und Schwemmkegeln (7) ab.

Markante Erosionsrinnen sind durch zwei etwa parallel gegenüberliegende Erosionskanten gekennzeichnet. Diese treten häufig auf Hangschutt- (8) und Murenkegeln (7) auf. Am eindrucksvollsten ist die breite und tiefe Rinne am Kopf des mächtigen Murenkegels südlich unterhalb der Guffertspitze (2.194 m).

3 Ablagerung in Talsohlen und Talkerben (Kies, Sand, Schluff, Wildbachschutt)

Diese Lockergesteine finden sich generell in engen kerbförmigen Gräben und Tälern mit meist größerem Gefälle, in denen sie sowohl von episodisch als auch von permanent fließenden Bächen abgelagert und umgelagert werden. Voraussetzung für die Bildung solcher Ablagerungen ist die Umlagerung von durch andere Prozesse verfügbar gemachtem Lockermaterial. Die Ablagerungen bestehen in Abhängigkeit vom lithologischen Einzugsgebiet, der Transportgeschwindigkeit und Transportweite grundsätzlich aus schlecht sortiertem Material (Blöcke, Steine, Kies, Sand und Schluff) und häufig nur kantengerundeten Komponenten. Der meist sehr grobkörnige Wildbachschutt wird vorwiegend während Hochwässern, also bei großem Wasserdurchfluss und erhöhter Fließgeschwindigkeit abgelagert. Zum Teil sind daran auch Murstöße beteiligt. Bei Hochwasser wird das seitwärtige Pendeln der Wildbäche und Ufererosion in Lockergesteinen erleichtert. Beispiele für Wildbachablagerungen in Talkerben finden sich in den Seitengräben des Bächentales, allen voran im Tiefen- und mittleren Kesselbach, weiters im Pitz-, Hühners- und

Dollmannsbach, im Weißbachtal sowie in Seitengräben des Ampels- und Schwarzenbaches. Das Ober- und Unteraul sowie die Grundache bzw. Steinberger Ache sind Beispiele für grobkörnige Wildbachablagerungen in Talsohlen, die überwiegend aus besser abgerollten, mäßig bis gut gerundeten Steinen und Blöcken mit sandig-kiesiger Matrix aufgebaut sind. Das Ober- und Unteraul zeigen hierbei eine rezente sehr aktive Ablagerungsdynamik. Allein während des Hochwassers im August 2005 wurden große Mengen an Geschiebe umgelagert. Hierbei wurden das Bachbett stark verbreitert, neue Kiesbänke gebildet, ältere Bachterrassen und seitliche Murenkegel (7) kräftig aneroziert und Waldböden im Überschwemmungsbereich großflächig mit Feinmaterial überschüttet.

2 Bach- oder Flussablagerung/Auenablagerung (im Tal der Seeache und des Ampelsbaches; Kies, Sand, Schluff)

Hierbei handelt es sich um Ablagerungen in breiten, flachen Talsohlen eines seitwärts pendelnden, permanent fließenden Baches oder Flusses, in denen sich Seitenerosion (siehe Erosionskante, 4) und Ablagerung die Waage halten. Die breite Korngrößenverteilung der meist geschichteten Sedimente besteht aus Steinen, Kies, Sand und Schluff. Ein Charakteristikum sind flache Kiesbänke im Wechsel mit sandig-schluffigen Ablagerungen in flachen seitlichen Rinnen oder Stillwasserbereichen (Ausedimente), die während Hochwassern abgesetzt werden. Infolge weitgehender Verbauung der Bach- und Flussläufe und der Ableitung von Gewässern (Seeache) in den Achensee (Achensee-Kraftwerk) sind heutzutage die natürlichen Sedimentationsprozesse in den Talsohlen fast vollständig unterbunden.

1 Anthropogene Ablagerung: Deponie, Halde, Damm, Aufschüttung

Zu den anthropogenen Ablagerungen zählen die Deponien von Aushubmaterial des Wasserzuleitungstollens aus dem Bächental für das Achensee-Kraftwerk der TIWAG am Stollenostportal nahe der Talstation der Christlum-Bahn, der Abraum des Ölschieferbergbaues (Steinölbrennerei) im Bächental und die Aufschüttungen entlang der Achenseestraße B 181 und der Deutschen Bundesstraße B 307 (z.B. westlich von Punkt 832 m im Achental bei der Abzweigung zum Achenpass). Im Zuge von Pisten- und sonstigen Planierungen (Christlum-Skigebiet) sowie Meliorierungen sind Materialaufschüttungen auszumachen. Zum Schutz vor Lawinen und Muren wurden entlang der Achenseestraße am östlichen Ortsende von Achenkirch größere Schüttdämme errichtet, die in der Geologischen Karte nicht darstellbar waren. An der Mündung der Gräben vom Vorderunnutz (2.078 m) wurde 2011 ein großes Geschieberückhaltebecken fertiggestellt. Eine Geschiebesperre schützt seit 2012 auch den Ortsteil Achental und die Achenseestraße vor Geschiebe bei Hochwasser des Ampelsbaches. Das Geschieberückhaltebecken des Unteraubaches ist 2016 errichtet worden (Kap. 7.3).

7. Ingenieurgeologie – Geogene Naturgefahren

(M. LOTTER & A. GRUBER)

Großflächige gravitative Massenbewegungen treten auf dem Kartenblatt vorzugsweise in den Gesteinen der obersten Trias (ab dem Rhätium) bis zur Unterkreide im Verlauf der Synkinalstrukturen (z.B. Kesselbach- und Thiersee-Synklinale) und untergeordnet in den Antiklinalstrukturen (z.B. Pitzkopf- und Hofjoch-Antiklinale) des Liegenden der Achenal-Überschiebung auf. Entscheidend für die Beurteilung von Prozesstyp und Prozessentwicklung bzw. Versagensmechanismus ist neben der Kenntnis grundlegender geotechnischer Eigenschaften der involvierten Gesteine das Verständnis der spezifischen lithologischen und tektonischen Disposition (GRUBER et al., 2010; BRANDNER et al., 2011).

7.1. Geotechnische Eigenschaften der Gesteine

Die geotechnische Klassifikation unterscheidet aufgrund ihrer unterschiedlichen mechanischen Eigenschaften Festgesteine, veränderlich feste Gesteine und Lockergesteine.

Bei den **Festgesteinen** handelt es sich auf dem Kartenblatt ausschließlich um Sedimentgesteine.

Kalke, Dolomite, Kieselkalke, Radiolarite und auch die gröberen Siliziklastika/Sandsteine der auf dem Kartenblatt vertretenen Gesteine des Tirolikums sind den Festgesteinen zuzuordnen. Bei entsprechender Mächtigkeit treten diese harten Gesteine morphologisch als Felsbildner bzw. zumindest als „Geländestufenbildner“ in Erscheinung.

Die **veränderlich festen Gesteine** sind durch ihre Verwitterungsanfälligkeit und Konsistenzänderung in Abhängigkeit von ihrem Wassergehalt gekennzeichnet. Damit können sie ursächlich für bestimmte gravitative Massenbewegungen, vorwiegend der Prozesstypen Gleiten, Fließen und Driften, sein.

Die veränderlich festen Gesteine (v.a. Mergel und Tonsteine) des Kartenblattes sind durch ihren hohen feinklastischen Anteil (in diesem Kapitel wird der ingenieurgeologisch bevorzugte Begriff „Schluff“ anstelle des synonymen, sedimentologisch gebräuchlicheren „Silt“ verwendet) gekennzeichnet und wesentlich für die Entwicklung derartiger Massenbewegungen verantwortlich. In erster Linie betrifft dies die häufig unter dem Begriff „Kössener Mergel“ subsumierten Anteile der Kössen-Formation (39), weshalb von diesen im benachbarten bayerischen Alpenraum genauere ingenieurgeologische Untersuchungen vorliegen (z.B. KELLER, 2009; NICKMANN, 2009; NICKMANN & THURO, 2013).

Im Einzelnen können die **Festgesteine** und die **veränderlich festen Gesteine** auf dem Kartenblatt unter Bezug auf die ausgeschiedenen **lithostratigrafischen Einheiten** wie folgt charakterisiert werden:

- **Wettersteinkalk/-dolomit (50–47):** Sowohl die massige wie auch die gebankte Fazies weisen, neben dem Hauptdolomit, die relativ höchste Gesteins- wie auch Gebirgsfestigkeit der auf dem Kartenblatt vertretenen Gesteine auf. Störungen (Blattverschiebungen, Auf- bzw. Überschiebungen, meist im Kontext zur „Achentaler Schubmasse“) stellen lokale, räumlich meist eng begrenzte Schwächezonen dar. Als Hauptfelsbildner des Guffert- und Unnutz-Massivs ist hinsichtlich von Massenbewegungen lediglich eine reliefbedingte Anfälligkeit für Sturzprozesse (Steinschlag, kleinere Felsstürze) gegeben, wobei in Relation zur Kluffkörpergröße meist eine relativ grobkörnige Schuttablagerung (Steine, Blöcke) gebildet wird.

- **Nordalpine Raibler Schichten (46–43):** Die Karbonat dominierten Anteile (Kalk, Dolomit, Rauwacke) sind den Festgesteinen zuzuordnen, wobei die Gesteinsfestigkeit in Abhängigkeit des Tongehalts sehr stark variiert. Vor allem die Kalksteine treten als Geländerippen hervor, während die mürben und dünnbankigen Dolomite durch einen wechselnden Mergelanteil bis hin zu reinen Tonsteinzwischenlagen als relativ weiches Gestein ein morphologisch sanftes, aber erosionsanfälliges Gelände bilden. Bei den Klastiten sind lediglich die gröberklastischen Anteile (Sandsteine) als Festgesteine zu charakterisieren, die mechanisch zwischen den dominierenden Feinklastiten (Tonsteine) aber praktisch unwirksam bleiben. Die stark verwitterungsanfälligen Tonsteine sind typische veränderlich feste Gesteine. Am west- und nordostseitigen Wandfuß der Guffertspitze (Untere Bergalm, Hinterweißbachalm) tendieren sie, meist in Verbindung mit einer Materialzufuhr durch Steinschlag und kleinere Felsstürze aus den Felswänden des invers aufliegenden Wettersteinkalks, zu schuttstromartigen Fließ- und Gleitprozessen. Insgesamt zeigen die Nordalpinen Raibler Schichten überwiegend Festgesteinscharakter. Da sie auf dem Kartenblatt lediglich tektonisch stark reduziert in der „Achentaler Schubmasse“ auftreten, ist dieser relative Schwächehorizont morphologisch unauffällig.
- **Hauptdolomit (41):** Er weist nach dem Wettersteinkalk/-dolomit (50–47) die zweithöchste Gesteins- und Gebirgsfestigkeit auf und steht diesem auch aufgrund seiner Verbreitung und Mächtigkeit als weiterer Hauptfelsbildner kaum nach. Neben relativ schroffen Wänden und Gräben bildet er infolge seiner typischen dolomitisch-kleinstückigen Verwitterung auch ein häufig glazial abgerundetes, mehr oder weniger von Vegetation (Wald, Wiesen, Latschen) bedecktes Schrofengelände aus. Mitverantwortlich für die partiell „weicheren“ Geländeformen dürften auch die mergeligen Anteile sein, wobei die typisch bituminösen Mergel, z.B. vom Typ Seefeld-Formation (42, auf dem Kartenblatt irrümlischerweise ausgeschieden) nicht ausgebildet sind. Bezüglich Massenbewegungen ist der Hauptdolomit relativ anfällig für meist kleinstückigen Steinschlag (überwiegend kiesige Schutthalde). Größere Felsstürze sind auf dem Kartenblatt nicht bekannt. Bergzerreißungsphänomene (Zerrspalten, Zerrgräben, Abrisse) treten, teilweise durch tektonische Beanspruchung des Hauptdolomits vorgezeichnet, in einem meist initialen Stadium auf: entweder aufgrund einer tektonisch bedingten Überlagerung der relativ weicheren Gesteine (z.B. invers liegender Hauptdolomit, 41 der „Achentaler Schubmasse“ über Ammergau-, 28 und Schrambach-Formation, 27 am Plickenkopf) oder durch initiale Gleitprozesse entlang mergeliger Schichtfugen (z.B. Demelalm-Niederleger).
- **Plattenkalk (40):** Die überwiegend dickbankigen, teils mergeligen Kalke wechsellagern mit Dolomiten im unteren Abschnitt und mit cm- bis dm-dicken Tonstein-Zwischenlagen im oberen Abschnitt. Die Karbonat dominierte Abfolge ergänzt den Hauptdolomit (41) im stratigrafischen Verband als Felsbildner und ist zudem morphologisch durch ihre Verkarstung (Karren, Dolinen, Ponore) charakterisiert. Generell wirkt der Plattenkalk (40) als Unterlager der hangenden, sehr rutschungsanfälligen Kössen-Formation (39) hangstabilisierend. Im Bächental, im Südhang zwischen Demeljoch und Zotenjoch und östlich von Achenwald bei der Klammbachalm, zeigt er jedoch Bergzerreißungen und schichtparalleles Abgleiten entlang mergeliger Horizonte.
- **Kössen-Formation (39):** Dezimeter dicke, wellige Kalke wechsellagern mit jeweils mehrere Meter mächtigen Ton- und Mergelsteinen, die mit ihrem mechanisch weichen Verhalten die geotechnischen Eigenschaften der gesamten Schichtfolge dominieren. Morphologisch typisch ist ein kupiertes, relativ sanftes Gelände mit Verflachungen und Senken. Die Einschaltung einer mehrere Meter dicken

Kalksteinlage (Lithodendronkalk) zeichnet sich meist als deutlich hervorstehende Gelände­rippe ab. Die verwitterungsanfälligen, charakteristisch veränderlich festen klastischen Gesteine der Kössen-Formation liegen an der Geländeoberfläche meist stark und auch tiefergründig verwittert vor. Den besten Einblick in frische bzw. weniger verwitterte Aufschlüsse erlauben Wegböschungen, Bacheinschnitte und Abrissbereiche von Massenbewegungen. Die klastisch beeinflussten bzw. dominierten Anteile der Kössen-Formation („Kössener Mergel“, subsumiert unter **39**) sind, einschließlich der hangenden Kendlbach-Formation (in **37** bzw. **32**), hauptverantwortlich für die Ausbildung großflächiger und meist auch tiefergreifender Massenbewegungen auf dem Kartenblatt. Die Verbreitung der Massenbewegungen korrespondiert direkt mit dem Vorkommen der Kössen-Formation in den Synklinal- und Antiklinalstrukturen. Als mechanisch schwächste Horizonte der Kössen-Formation mit einer äußerst geringen Scherfestigkeit identifizieren NICKMANN & THURO (2013) die feingeschichteten Tonschluffsteine, wobei der kritischste Zustand bereits bei mäßiger Verwitterung erreicht wird. Die meist mit dem Hang einfallenden (*dip slope*) „Kössener Mergel“ neigen bei Durchfeuchtung bereits ab einer Hangneigung von 10° bis 15° zu Instabilitäten in Form von Gleit- und Fließprozessen. Bei stärkerer Vernässung sind gegenwärtig aktive Schutt- und Erdströme schon bei unter 10° Hangneigung zu beobachten. Aufgrund der tektonisch und stratigrafisch bedingten Lagerung von harten auf weichen Gesteinen bzw. deren Wechsellagerung sind neben dem dominierenden Abgleiten bzw. „Zergleiten“ relativ harter Gesteinspakete in der Regel komplexe Prozessketten mit anteiligem Driften (plastische Deformation der relativ weichen Gesteine) und Fallen/Stürzen (Felswände der relativ harten Gesteine) im Herkunftsbereich ausgebildet. Dies äußert sich in Bergzerreißen und kleineren Sturzprozessen in den involvierten Karbonaten (Kalke der Kössen-Formation, **39**; Oberrhätkalk, **38**; Scheibelberg-Formation, **37**; Rotkalk-Gruppe, **34**; Allgäu-Formation, **32**).

- **Oberrhätkalk (38):** Der dick gebankte bis massige Kalk tritt aufgrund seiner hohen Gesteinsfestigkeit, aber in Abhängigkeit von seiner stark schwankenden Mächtigkeit, entweder als Felsbildner oder zumindest als deutliche Felsrippe in fazieller Verzahnung mit der Kössen-Formation (**39**) hervor. Der sehr harte, von Trennflächen weitständig, aber mit einem hohen Durchtrennungsgrad durchzogene Oberrhätkalk ist auf dem Kartenblatt nur im Nordschenkel der Thiersee-Synklinale (Hinterer Sattelkopf) und im Hangenden der Achental-Überschiebung (Moosenalm, Hochplatte, Natterwand, Schneidjoch) entwickelt. Dort ist er, begünstigt durch die tektonische Beanspruchung, fast durchwegs in Massenbewegungen in Form von Bergzerreißen, Sturz- und Gleitprozessen, aber auch als Materiallieferant für anschließende Fließprozesse (Schuttströme) involviert. Diese Massenbewegungen haben ihre eigentliche Ursache aber im mechanischen Versagen benachbarter weicher Abfolgen, überwiegend in der begleitenden Kössen-Formation (**39**).
- **Kendlbach-Formation mit basalen Schattwalder Schichten** (in **37** bzw. **32**): Die Ton- und Schluffsteine, Tonmergel, sandigen und dünnbankig-welligen Kalke sind hinsichtlich ihres mechanischen Verhaltens mit der liegenden Kössen-Formation (**39**) praktisch ident. Wie bei den „Kössener Mergeln“ sind auch hier die Tonschluffsteine (Tiefengraben-Subformation) die mechanisch schwächste Zone der Abfolge. Für die damit zusammenhängenden Massenbewegungen sind Kössen- und Kendlbach-Formation aus geotechnischer Sicht also zusammenfassend zu betrachten. Zu beachten ist, dass die Kendlbach-Formation in der Geologischen Karte 1:50.000 entweder mit der Scheibelberg-Formation (**37**) oder mit der Allgäu-Formation (**32**) zusammengefasst ist.

- **Scheibelberg-Formation (37):** Das mechanisch relativ harte Verhalten dieser Abfolge wird durch die dm-dicken, kieseligen Kalke bestimmt, während die dünnen Mergelzwischenlagen als potenzielle Schwächezonen kaum in Erscheinung treten. Aufgrund ihrer relativ kleinräumigen Vorkommen, meist in fazieller Verzahnung mit Gesteinen der Rotkalk-Gruppe (34) und der Allgäu-Formation (32), fällt die Scheibelberg-Formation morphologisch eigenständig auf dem Kartenblatt kaum auf. Zusammen mit der Rotkalk-Gruppe (34) ist ein grasiges, teils bewaldetes Felsschrofen Gelände mit kleineren Wandstufen charakteristisch. Wie die Rotkalk-Gruppe (34) und die Allgäu-Formation (32) kann die Scheibelberg-Formation in Massenbewegungen (v.a. in Form von Bergzerreibungen, Gleitschollen und als Grobfractionslieferant in Schuttströmen) involviert sein, bei denen die eigentliche Ursache jedoch das Versagen mechanisch schwacher, weicher Gesteine in der Kössen- (39) und/oder Kendlbach-Formation (in 37 bzw. 32) ist.
- **Rotkalk-Gruppe (36–34; Adnet-Formation, Klaus-Formation, Hierlatzkalk, Resedimente):** Die darunter zusammengefassten Gesteine unterschiedlicher Genese stellen vorwiegend relativ harte, wellig-knollige Kalke, Crinoidenschutt-Kalke und Brekzien (Debrite) dar. Eingelagerte Mergel machen sich als mechanisch schwächere Zwischenlagen kaum bemerkbar, sodass die Rotkalk-Gruppe und die Scheibelberg-Formation (37) in geotechnischer Hinsicht als mechanisch homogene Festgesteinsabfolge zusammengefasst werden können. Diese relativ harte Abfolge tritt, meist in flacher bis mäßig geneigter Lagerung, über der liegenden weichen Kössen- (39) und Kendlbach-Formation (in 37 bzw. 32) als deutliche Geländestufe mit Felsschrofen oder auch kleineren Felswänden in Erscheinung. So spielt auch hier der Drift-Prozess eine anteilige Rolle bei in dieser Konstellation auftretenden Massenbewegungen.
- **Allgäu-Formation (32):** Vorwiegend dm-gebankte Kalke mit kieseligen Lagen und Zwischenlagen aus Mergeln und Mergelkalken stellen eine Wechselfolge harter und weicher Gesteine dar. Die mechanisch schwächsten Lagen (Mergel) sind dabei den veränderlich festen Gesteinen zuzuordnen. Eine regionale Besonderheit auf dem Kartenblatt ist die Entwicklung der „Bächentaler Bitumenmergel“ (Sachrang-Subformation, 33) innerhalb der Allgäu-Formation. Neben ihrem hohen Anteil an Bitumen weisen sie auch einen höheren Mergelanteil auf, der aufgrund der kleinräumig rund um den Marlkopf (Tiefenbachalm-Hochleger) und dem Juifen-Nordgrat beschränkten Vorkommen der Bitumenmergel geomechanisch und morphologisch jedoch nicht relevant ist. Im Vergleich zu den feinklastischen Gesteinen der Kössen-Formation (39, „Kössener Mergel“) sind die Mergellagen innerhalb der Allgäu-Formation geringmächtiger, tendenziell relativ härter und verwitterungsresistenter. Die Allgäu-Formation ist daher deutlich weniger anfällig für Massenbewegungen. Auf dem Kartenblatt tendiert sie eher zu kleinräumigen und flachgründigen Gleitmassen im Niveau der mergeligen Horizonte. Morphologisch bildet sie typischerweise mäßig geneigte bis relativ steile, mit Gras, Buschwerk oder lichthem Wald bewachsene Hänge aus. Die vermutlich aufgrund kieseliger (= harter) Anteile steileren Hangbereiche können auch kleinere Wandstufen oder Felsschrofen aufweisen.
- **Ruhpolding-Formation (31):** Die Radiolarite und Kieselkalke stellen sehr harte Gesteine dar und bilden trotz ihrer meist nur geringen Mächtigkeit von wenigen Metern einen morphologisch als Härtling auffallenden Leithorizont aus. Dünne Tonmergellagen haben offenbar so gut wie keinen Einfluss auf die hohe Gesteins- und meist auch hohe Gebirgsfestigkeit. Im Regelfall sehr kompakt ausgebildet, sind die Radiolarite in Störungszonen aufgrund ihres spröden Verhaltens jedoch meist sehr kleinstückig-splittig zerbrochen.

- **Tauglboden-Formation (30):** Die Tauglboden-Formation weist auf dem Kartenblatt lediglich südlich der Moosenalm – zwischen Schreckenspitze und Christlumpkopf – ein nennenswertes Vorkommen auf. Die unregelmäßig, vorwiegend im Dezimeterbereich gebankten Kieselkalke und bis meterdick gebankten Brekzienkalke sind grundsätzlich relativ harte Gesteine. Im gegenständlichen Vorkommen führen mm- bis cm-dicke, kieselige Ton- und Mergellagen jedoch zu einer Herabsetzung der Gebirgsfestigkeit mit einem aufgelockerten Erscheinungsbild.
- **Ammergau-Formation (28) mit Barmsteinkalk (29):** Die vorwiegend dm-gebankten, plattige Klufkörper ausbildenden, teils kieseligen und teils mergeligen Kalke sind relativ harte Festgesteine. Dünne Mergelzwischenlagen im oberen Abschnitt können Schwächezonen für Erosion und Verwitterung darstellen, doch ist auf dem Kartenblatt keine besondere Anfälligkeit für Massenbewegungen zu beobachten. Die Gebirgsfestigkeit ist besser als die der Allgäu-Formation (32) und, in Abhängigkeit des Mergelanteils, etwas niedriger als die der Rotkalk-Gruppe (34). Ruhpolding- (31), Tauglboden- (30) und Ammergau-Formation stellen also geotechnisch eine relativ homogene Abfolge dar. Morphologisch bildet sich ein breites Hangneigungsspektrum von sehr flach bis relativ steil ab, auch kleinere Wandstufen bzw. Felsschrofen können ausgebildet sein. Die in die Ammergau-Formation eingelagerten, unregelmäßig gebankten und teils kieseligen Barmsteinkalke treten als deutlich sichtbare Härtlinge in Form mehrerer Meter bis mehrerer Zehnermeter mächtiger Felsstufen hervor.
- **Schrambach-Formation (27):** Die dünnbankigen, kleinstückig-blättrig zerbrechenden, sandig-schluffigen, teils Glimmer führenden Mergel und Tonsteine sind mechanisch relativ weiche und verwitterungsanfällige, veränderlich feste Gesteine. Kalke treten im Übergang von der Ammergau-Formation (28) zunehmend zurück bzw. gehen allmählich in Mergelkalke über. Letztere stellen innerhalb der Schrambach-Formation die relativ härteren Anteile mit Festgesteinscharakter dar. Bei erhöhter Wasserverfügbarkeit bzw. Durchfeuchtung ist die Schrambach-Formation anfällig für kleindimensionierte Gleit- und insbesondere Fließprozesse (kleinräumige, flachgründige Gleitmassen und Schuttstromablagerungen). Auffällig sind geringmächtige bis fehlende Verwitterungsdecken, da diese offenbar leicht abgetragen werden (Denudationsprozesse, „Abspülung“). Verantwortlich dafür könnte der hohe Anteil an nicht-bindiger Sandfraktion im Verwitterungshorizont sein. Dies lässt auf eine niedrige Fließgrenze und damit geringe Plastizität schließen. Genauere bodenmechanische Erkenntnisse liegen darüber jedoch nicht vor. Das Lockermaterial sammelt sich in Rinnen und Kerben an – wo sich auch der Wasserabfluss konzentriert – und wandert dort schuttstromartig weiter. Die Schrambach-Formation bildet als jüngste auf dem Kartenblatt vertretene Abfolge des Tirolikums häufig den Kern der Synklinalstrukturen im Liegenden der Achantal-Überschiebung (z.B. Karwendel- und Thiersee-Synklinale), sodass auch die entsprechende Prozessphänomenologie an deren Verlauf gebunden ist. Zudem ist die Schrambach-Formation sowohl im Liegenden als auch im Hangenden (überkippter und durchgescherter Liegendschenkel der „Achantaler Schubmasse“ im Abschnitt Natterwand–Schneidjoch) der Achantal-Überschiebung als weiches Unterlager von harten Gesteinen mitverantwortlich für tektonisch bedingte Hanginstabilitäten (z.B. Bergzerreißung Plickenkopf: Hauptdolomit, 41 und Ammergau-Formation, 28 über Schrambach-Formation; Bergzerreißung Angernalm: Oberrhätalkalk, 38 zum Teil über Schrambach-Formation). Morphologisch werden von der Schrambach-Formation meist sanfte Hangneigungen, größere Verebnungen oder auch Talböden nachgezeichnet.

Lockergesteine sind diagenetisch noch nicht verfestigte Sedimente und weisen keine mineralische Bindung zwischen den einzelnen Komponenten und Körnern

auf. Auf dem Kartenblatt zählen dazu alle pleistozänen, in breiter Korngrößenverteilung (Blöcke, Steine, Kiese, Sande, Schluffe) vorliegenden Ablagerungen wie die Sedimente der Würm-hochglazialen Vorstoßphase (23), Würm-hochglaziale Grundmoränen (22), Würm-spätglaziale Grund-, Seiten-, Endmoränen (21) und Eisrandsedimente bzw. Staukörper am Eisrand (16). Teilweise zementiert liegen pleistozäne Hang- und Murschuttsedimente (17, 26) im Umfeld der Schreckenspitze und des Guffert-Massivs vor. Diese können, ebenso wie teils konglomerierte Vorstoßschotter (23), bereichsweise einen „mürben“ Festgesteinscharakter aufweisen.

Auch die holozänen Ablagerungen der Erosions- und Verwitterungsprozesse (9, 8, 3), des fluviatilen Transports (8, 7, 3, 2) und des mehr oder weniger vollständig aufgelösten Gesteinsverbandes infolge gravitativer Massenbewegungen (15–9) gehören zu den Lockergesteinen. Hinsichtlich der primär innerhalb der Festgesteine und veränderlich festen Gesteine entwickelten Massenbewegungen ist jedoch zu beachten, dass je nach Prozesstyp und Zerlegungsgrad alle Übergänge von noch im Verband befindlichem Festgestein bis hin zur völligen Neubildung einer Lockergesteinsmasse existieren können.

Die geotechnischen Eigenschaften der verschiedenen Lockergesteine auf dem Kartenblatt sind aufgrund unterschiedlicher Genese und Kornverteilungsspektren sehr inhomogen. Daher kann hier keine generelle Charakteristik beispielsweise hinsichtlich Erodierbarkeit, Setzungsempfindlichkeit, Standfestigkeit oder auch der Mächtigkeit gegeben werden.

7.2. Wichtige gravitative Massenbewegungen

Die Terminologie der nachfolgend beschriebenen gravitativen Massenbewegungen ist bereits weitestgehend an die Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen angepasst (STEINBICHLER et al., 2019). Demnach wird für den Prozesstyp Gleiten (synonymer Begriff: „Rutschen“) zur Bezeichnung der zugehörigen Ablagerungen der lithogenetische Begriff „Gleitmasse“ verwendet. Die Begriffe „Schuttstrom“ (Grobanteil aus Steinen und Blöcken überwiegt gegenüber der feinkörnigen Matrix) und „Erdstrom“ (der Matrix überwiegt) bezeichnen Massenbewegungen im Lockergestein des Prozesstyps Fließen. Für die zugehörigen Ablagerungen werden die lithogenetischen Begriffe „Fließmasse“ (allgemein), „Schuttstromablagerung“ und „Erdstromablagerung“ verwendet. Im kinematisch aktiven Zustand sind die Bewegungsraten von Schutt-/Erdströmen in Abhängigkeit des Wassergehalts sehr variabel (Größenordnung Zentimeter pro Jahr bis Meter pro Stunde), meist jedoch sehr langsam (einige Zentimeter pro Jahr, „kriechende“ Bewegungen; vgl. VARNES, 1978). Die im Kartenblatt Achenkirch zu den quartären gravitativen Massenbewegungen ausgewiesenen Legendelemente 13–10 und anteilig auch 9–8 folgen noch keiner konsequent prozessorientierten Differenzierung im Sinne lithogenetischer und geomorphologischer Einheiten. Die prozessorientierte Klassifikation der Massenbewegungen ist jedoch die Basis eines „modernen“ Bearbeitungsansatzes (VARNES, 1978; CRUDEN & VARNES, 1996; ZANGERL et al., 2008; HUNGR et al., 2014).

Massenbewegungen im Bereich Juifen–Rotwandalm-Hochleger

In den flachen Einhängen nördlich und südlich des Rotwandalmsattels, südwestlich bis nordwestlich unterhalb des Juifen (1.988 m), streicht die weitspannig verfaltete Kössen-Formation (39) – überwiegend S bis SE fallend – großflächig aus. Unmittelbar nördlich des Rotwandalmsattels liegt darauf teils mächtige Grundmoräne (22, 21) mit Moorbildungen (6; Roßkopf-Moorkomplex, Kap. 8). Aus dem hangaufwärts anschließenden, steilen Schrofengelände der Juifen-Westflanke er-

folgt eine Überschüttung (Hangschutt, **8**) mit Material der stratigrafisch hangenden jurassischen Kalk- und Kieselgesteine (**37**, **35–31**, **29**, **28**). Diese, mit Ausnahme des Barmsteinkalks (**29**) durchwegs gut gebankten Gesteine, tendieren zu einer überwiegend kleinstückig-plattigen Zerlegung.

Nördlich des Rotwandalmstatts ist zwischen der Abzweigung des Fahrweges zur Pitzalm und dem Rotwandalm-Hochleger ein teilweise kinematisch aktives Massenbewegungsareal ausgebildet. Eine großflächig aktive, bereichsweise tiefergreifende Gleitmasse (**10**, **11**) ist entlang des Fahrweges zur Rotwandalm unmittelbar südlich der Abzweigung zur Pitzalm entwickelt. Die verwitterten Ton- und Mergelsteine („Kössener Mergel“, **39**) liegen bei völliger Entfestigung als überwiegend bindiges Lockermaterial mit tonig-schluffiger Matrix und eingelagerten sandig-kiesigen Linsen, Steinen und Blöcken vor. Dies führt in Verbindung mit einer starken Durchfeuchtung zum Übergang in Fließprozesse mit der Ausbildung von Schutt- und Erdstromablagerungen (**10**, **11**: ergänzend zur Bezeichnung auf der Geologischen Karte sind auch unter Legenden-Nr. **11** Fließmassen subsumiert). Die Schichtung fällt quer zur W-gerichteten Hangneigung mittelsteil nach S ein. Die Abrisse (**14**) entwickeln sich vorwiegend entlang NNW–SSE bzw. NNE–SSW streichenden, steil stehenden Störungen, die den Bereich des Rotwandalmstatts durchziehen. Die obersten Abrisse reichen bis auf den flach zur Pitzalm auslaufenden Nordgrat des Juifen hinauf. Eine abgeholzte Fläche unmittelbar unterhalb des Fahrweges lässt Reste von schiefgestellten Bäumen („betrunkenen Wald“) erkennen. Auch im vorhandenen Waldbestand lassen diese Anzeichen auf eine teils erhebliche Bewegungsaktivität schließen. Die gegenwärtig aktive Massenbewegung reicht über 100 Höhenmeter unterhalb des Fahrweges in Richtung Pitzbach herab. Sie endet im Hang an der Basis der Kössen-Formation (**39**) über dem stabilisierenden Unterlager des Plattenkalks (**40**), wo das Material über die entwässernden Gerinne fluvial, vermutlich auch in Form kleinerer Murgänge, zum Pitzbach abgeführt wird.

Im südlich anschließenden Almgelände ist die Morphologie ebenfalls von Massenbewegungen in Form eines „unruhigen“ Geländes durch Massenabtrag/-akkumulation, Abrisskanten (**14**) und Zerrgräben (**15**; aus Maßstabgründen in der Geologischen Karte nicht dargestellt) geprägt. Diese Merkmale sind im Vergleich zum nördlichen Abschnitt jedoch undeutlicher ausgebildet (relativ ältere bzw. gegenwärtig inaktive Gleitmassen, **10**). Die Abrissbereiche sind durch jüngeren Hangschutt (**8**) aus der sich hangaufwärts versteilenden Westflanke des Juifen überschüttet. Am und unterhalb des Fahrweges ist eine vermutlich Würm-spätglaziale Lokalmoräne (**21**) in die Gleitprozesse teilweise miteinbezogen und umgelagert worden. Das Massenbewegungsareal wird zum Rotwandalm-Hochleger hin durch eine NNW–SSE verlaufende, schmale Wallform (**21**, Würm-spätglazialer Moränenwall?) begrenzt, die nicht durch gravitative Prozesse überprägt worden ist.

Zwischen Rotwandalmstatt und Rotwandalm-Niederleger sind in den Süd- bis Südwest-exponierten Hängen, hinaufreichend bis auf eine Höhe von ca. 1.630 m, Ausbruchsnischen von auf Kössen- (**39**) und Kendlbach-Formation (in **37**) abgegleiteten Felsschollen (subsumiert unter **12**, **11**) aus Gesteinen der Scheibelberg-Formation (**37**) und der Rotkalk-Gruppe (**34**) vorhanden. Die zu Lockermaterial zerlegten Gleitmassen (**11**) gehen distal zum Rotwandalm hin sukzessive in schuttstromartige Ablagerungen (subsumiert unter **11**) über (Übergang Gleit- zu Fließprozesse). In den Senken zwischen Rotwandalm-Niederleger im Osten und Baieralm im Westen sind Gleit- und Fließmassen (**11**) im teils stark durchfeuchteten Verwitterungshorizont der mit dem Hang in etwa nach S einfallenden Kössen-Formation (**39**) zu beobachten. Weiter hangabwärts kanalisieren sich diese Massenbewegungen in dem tiefer werdenden Einschnitt des Rotwandalmes und laufen auf einer Höhe von etwa 1.200 m am Fahrweg aus.

Massenbewegungen nördlich des Kesselbaches (Bächental)

Im Einzugsgebiet des Kesselbaches, einem rechten Zufluss zur Dürrach, sind in den Schichtfolgen der dortigen Kesselbach-Synklinale großflächige Massenbewegungen entwickelt (Abb. 53).

Das Gebiet um den Raberskopf (1.383 m) – zwischen Zotenalmbach im Westen, Kesselbach im Süden und Rotwandbach im Osten – ist von Süd nach Nord hangaufwärts durch eine obertriassische bis unterjurassische Schichtfolge gekennzeichnet (Falttafel 3: Profil 2). Der schluchtartige Einschnitt des Kesselbaches besteht in diesem Abschnitt aus dem liegenden Plattenkalk (40). Der Bereich Zotenalm-Niederleger, Zotenalm-Mitterleger und Rotwandbach wird aus der für die Gleitprozesse

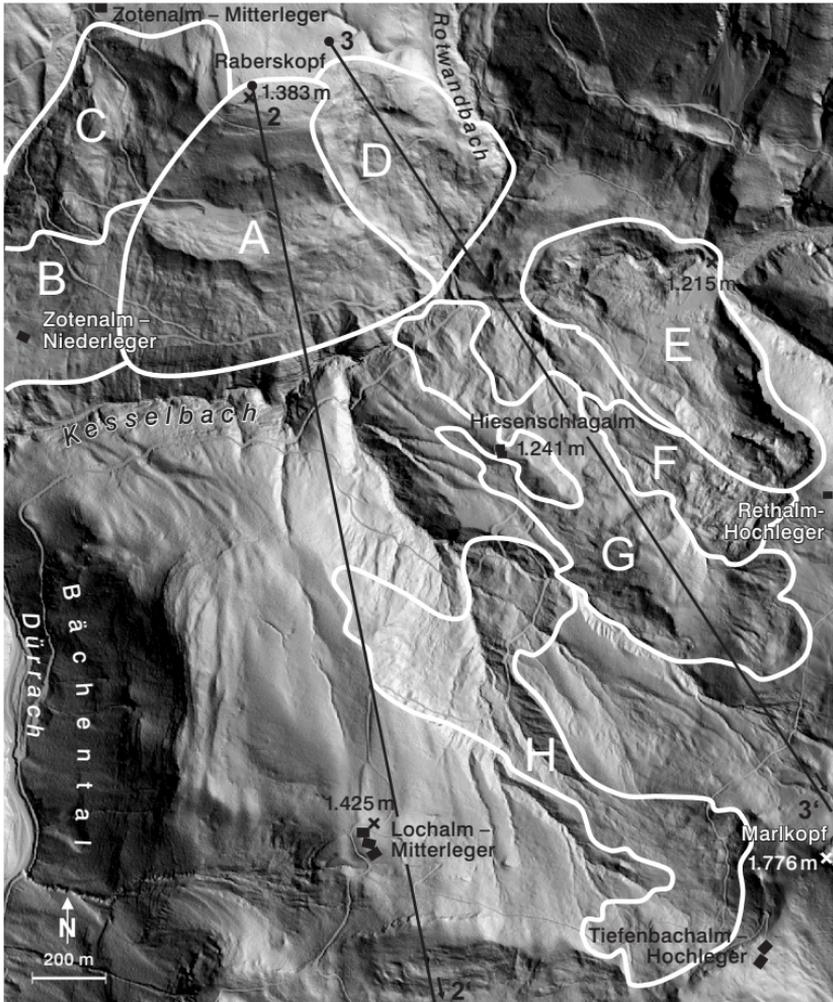


Abb. 53.

Gravitative Massenbewegungen mit schematischer Umgrenzung der differenzierten Prozessräume (Bereiche A bis H; Erläuterung im Text) in den Hängen nördlich und südlich des Kesselbaches (Bächental) (Laserscan-Daten ©Land Tirol); eingetragen ist auch die Lage der Profile 2 und 3 aus Falttafel 3.

hauptverantwortlichen Kössen-Formation (39) aufgebaut. Hangend schließen sich im Süd- und Osthang des Raberskopfs die Kendlbach-Formation (in 37), Scheibelberg-Formation (37) und Rotkalk-Gruppe (34) an. Im flachen Gipfelbereich des Raberskopfs ist abschließend die Allgäu-Formation (32) aufgeschlossen. Somit lagern in geotechnischer Hinsicht die harten Karbonate der Scheibelberg-Formation (37) und der Rotkalk-Gruppe (34) über den weichen Feinklastiten der Kössen- (39) und Kendlbach-Formation (in 37).

Tektonisch ist dieses Gebiet durch große E–W streichende Faltenstrukturen mit Amplituden in der Größenordnung von 100 m (oder auch größer) gekennzeichnet (Falltafel 3: Profile 2, 3). Diese Falten zeigen eine ausgeprägte N-Vergenz mit teils inversen Schenkelabschnitten. So folgt der Unterlauf des Kesselbaches teils einer engen Synklinale mit der Kössen-Formation (39) im Kern, umrahmt von Plattenkalk (40). Im gesamten Südhang wie auch in den West- und Ostflanken des Raberskopfs paust sich dieser Faltenbau durch die Verbreitung („Einfaltung“) der Kössen-Formation (39) bis hoch zur Rotwandalm ebenfalls durch. Auch die Morphologie zeichnet diesen Faltenbau durch E–W streichende Versteilungen und Verflachungen nach. Vorzugsweise im Bereich der Faltenscharniere der Antiklinalen befinden sich die Abrisse (14) tiefgreifender Gleitmassen (11) mit großen Felsschollen (13) aus Scheibelberg-Formation (37), Rotkalk-Gruppe (34) und Allgäu-Formation (32) über dem mechanisch versagenden Unterlager aus Kössen- (39) und Kendlbach-Formation (in 37).

Der Gipfelbereich des Raberskopfs ist durch initiale, vorzugsweise annähernd E–W verlaufende und damit parallel zu den Faltenachsen/-scharnieren angelegte Zerrstrukturen (15, 14; in der Geologischen Karte nur teilweise und stark vereinfacht dargestellt) gekennzeichnet. Im Südabhang (Abb. 53: Bereich A), etwa 100 Höhenmeter unterhalb des Gipfels, zeichnet sich eine deutliche Abrisskante in Rotkalken (34) ab. Weitere 50 Höhenmeter tiefer ist eine markante Hangverebnung ausgebildet, die als großes Nackental (subsumiert unter 15) einer abgeglittenen Rotkalk-Scholle interpretiert wird. An der talseitigen Stirn dieser intern stark aufgelockerten, aber noch im Verband befindlichen Felsscholle (13) sind weitere Abrisse mit Rotkalk-Blockschutt auf Kössen-Formation (39) vorhanden. Der Faltenbau wird also durch eine Massenbewegung überprägt, indem die relativ harten Rotkalke (34) über der relativ weichen Kössen- (39) und Kendlbach-Formation (in 37) etwas südlich eines Antiklinalscharniers abreißen und in die Synklinalstruktur „eingleiten“ (Falltafel 3: Profil 2). Mechanisch lässt sich dies als Kombination aus plastischer Deformation (Prozess Driften) des weichen Unterlagers (im Wesentlichen der Kössen-Formation, 39) und vermutlich vor allem schichtparallelem Abgleiten (Prozesstyp Gleiten) der Rotkalke (34) auf Kendlbach- (in 37) und Kössen-Formation (39) beschreiben.

Westlich dieser Rotkalk-Gleitscholle (13) hin zum Einschnitt des Zotenalmbaches ist die Kössen-Formation (39) mit stark verfalteten Kalken aufgeschlossen. Beim Zotental-Niederleger dominieren darin flachgründige Gleit- und Fließprozesse mit Schutt- und Erdstromablagerungen (10) im distalen Auslauf (Abb. 53: Bereich B). In der Westflanke des Raberskopfs zum Zotenalmbach hin sind dagegen tiefgreifende Massenbewegungen (11) in der Kössen-Formation (39) im tieferen, in der Rotkalk-Gruppe (34) und Allgäu-Formation (32) hingegen im höheren Hangabschnitt bis nahe dem Gipfel entwickelt (Abb. 53: Bereich C). Hier fällt ein großer muschelförmiger Ausbruch mit bergseitig ungefähr N–S streichenden Zerreißungsstrukturen (15, 14) auf. Dazu gehört eine ungefähr 100 Höhenmeter unterhalb liegende, durch ein markantes Nackental (15; Verlauf des Fahrweges zur Rotwandalm) charakterisierte Gleitmasse (11). Die Stirn dieser Gleitmasse (11) weist mehrere aktive Rotationsanbrüche in den bachnahen Ufereinhängen auf.

Analog dazu fällt in der Ostflanke des Raberskopfs nach Südosten zum Rotwandbach hin ein tiefgreifender, gestaffelter Abrissbereich (**14**) in Allgäu-Formation (**32**), Rotkalk-Gruppe (**34**) und Scheibelberg-Formation (**37**) auf, der die älteren, nach Süden zum Kesselbach hin gerichteten Abrisse abschneidet (Abb. 53: Bereich **D**; vgl. Falttafel 3: Profil 3). Der Gesteinsverband wird hangabwärts sukzessive in kleinere Felsschollen (**13**) und in Blockwerk zerlegt. Die Steine und Blöcke der Kalke vermischen sich mit den liegenden, verwitterten Mergeln und Tonsteinen der Kössen-Formation (**39**) zu Gleit- und Fließmassen (**11**) mit Schuttstromcharakter. Das Lockermaterial reicht somit bis an den Rotwandbach heran, der selbst jedoch vollständig in anstehende Kössen-Formation (**39**) eingetieft ist. Auch im „Zwickel“ zwischen Rotwandbach und Kesselbach, am südwestlichen Hangfuß des Juifen, liegen Gleitmassen (**11**; v.a. aus Rotkalken, **34**; in der Geologischen Karte ist maßstabsbedingt nur die großflächige Bedeckung mit Hangschutt, **8** und Blockschutt, **9** dargestellt) aus der Juifen-Südflanke der in den Bachbetten anstehenden Kössen-Formation (**39**) auf.

Massenbewegungen südlich des Kesselbaches (Bächental)

In den Nordwest-exponierten Hängen zwischen dem Einschnitt des Kesselbaches im Norden und dem Kammverlauf Lochalm-Hochleger – Markkopf (1.776 m) – Rether Kopf (1.926 m) im Südosten streichen die N fallende Kössen-Formation (**39**; mit kleinräumigen Vorkommen der Kendlbach-Formation, in **37**) und die darüber liegenden Gesteine der Scheibelberg-Formation (**37**), Rotkalk-Gruppe (**34**; mit Resedimenten, **35**) und Allgäu-Formation (**32**) auf breiter Fläche aus (Falttafel 3: Profile 2, 3). Somit liegt einmal mehr neben der Lagerung von harten auf weichen Gesteinen bereichsweise auch ein Schichteinfallen mit dem Hang, meist in Übereinstimmung mit der Hangneigung, vor.

Wie auch nördlich des Kesselbaches sind mehrere N-vergente Faltenzüge mit Amplituden von einigen hundert Metern für die Ausbildung einer strukturell geprägten Hangmorphologie mit Steilstufen (steile Faltenckenel) und Verflachungen (flache Faltenckenel) verantwortlich. Die Massenbewegungen manifestieren sich ebenfalls in vorzugsweise im Bereich der Antiklinalcharnieren (Bereich der Steilstufen) liegenden Abrissen (**14**). Die geologisch-strukturelle Grunddisposition ermöglicht demnach im Zusammenspiel mit der erosiven Reliefverteilung seit der letzten Eiszeit durch Gletscher und Gerinne das vorwiegend schichtparallele Abgleiten von bis zu mehrere Zehnermeter mächtigen karbonatischen Schichtpaketen. Kalke der Scheibelberg-Formation (**37**) und der Rotkalk-Gruppe (**34**, **35**) sind als mehr oder weniger im Verband erhaltene Felsschollen (**13**, **12**) mit Gleit- und Fließmassen (**11**, **10**) aus den Feinklastika der unterlagernden Ton- und Mergelsteine der Kössen-Formation (**39**) sowie der Schattwalder Schichten (Basis der Kendlbach-Formation, in **37**) umgelagert worden (Falttafel 3: Profil 3).

Nordwestlich unterhalb des Rethalm-Hochlegers (östlich der Hiesenschlagalm) ist eine größere, zusammenhängende Felsmasse (**11–13**) aus Gesteinen der Scheibelberg-Formation (**37**), der Rotkalk-Gruppe (**34**) und der Allgäu-Formation (**32**) aus einer markanten Abrissnische (**14**) bis in den Kesselbach abgeglitten (Abb. 53: Bereich **E**; Abb. 54). Dabei ist, vermutlich über einen relativ kurzen Zeitraum (Jahre bis wenige Jahrzehnte?), dessen Abfluss weitgehend blockiert worden. Unmittelbar östlich der Gleitmasse (bei der Bachquerung der Forststraße auf 1.215 m) belegen tonig-schluffig-sandige, teils feingeschichtete, mehrere Meter mächtige Rückstausedimente die Dynamik dieser relativ schnellen Felsgleitung und die Existenz eines kurzlebigen Stausees. Unter Bezug auf die vermutete ursprüngliche Geländeoberfläche des Herkunftsbereichs kann die Kubatur dieser Gleitmasse auf mindestens 1 Mio. Kubikmeter festgelegt werden, wobei eine größere Felsscholle (**13**) von etwa



Abb. 54.

Blick nach Südosten auf die erodierte Stirn der auf das Jahr 1567 datierten Felsgleitung (11, 13) am Kesselbach nordwestlich unterhalb des Rethalm-Hochlegers. Scheibelberg-Formation (37) im stark aufgelockerten Verband überlagert intensiv deformierte Mergel und Tonsteine (Kössen-Formation, 39; Schattwalder Schichten), deren Basis den Hauptgleithorizont mit einer Lage aus „überfahrenen“ Baumstämmen, Ästen und Pflanzenhäcksel definiert. Darunter sind vor dem Ereignis abgelagerte Bachsedimente aufgeschlossen (Foto: M. LOTTER, 2014).

80.000 Kubikmetern in der dabei entstandenen Hohlform „hängengeblieben“ ist. Der heutige Erosionsanschnitt des Kesselbaches zeigt die Stirn der dort im stark aufgelockerten Gesteinsverband vorliegenden Gleitmasse (11–13; hauptsächlich bestehend aus Scheibelberg-Formation, 37), die einer wenige Dezimeter bis mehrere Meter mächtigen Gleitzone aufliegt. Diese besteht aus einem intensiv deformierten, tonig-schluffig-mergeligen, grauschwarzen und roten Material, dessen Herkunft den Mergeln der Kössen-Formation (39) und den Schattwalder Schichten (Basis der Kendlbach-Formation, in 37) zuzuordnen ist (Abb. 54). An der Basis der Gleitzone ist eine Lage aus „überfahrenen“ Baumstämmen, Ästen und Pflanzenhäcksel eingebettet. Unter der Gleitzone ist bereichsweise der vor dem Ereignis abgelagerte Bach- und Murschutt aufgeschlossen. Der heutige Bachverlauf hat sich seit seiner Verlegung durch die Gleitmasse (11–13) durch deren gesamte Stirn und das unterlagernde Lockermaterial bis auf die anstehende Kössen-Formation (39) eingeschritten. Dabei hat der Kesselbach mehrere ehemalige Abflussrinnen in höheren Niveaus zurückgelassen.

Die an der Basis dieser Gleitmasse aufgefundenen Baumstämme (*Picea abies*/Fichte, *Abies alba*/Tanne) lassen aufgrund ihres hervorragenden Erhaltungszustandes mit Waldkante (vorhandene Außenseite des Baumes) eine sehr genaue Datierung (Absterbejahr/-saison) mittels Dendrochronologie zu (NICOLUSSI & PICHLER, 2012). Zumindest der finale Ablauf der Massenbewegung ist demnach in den Sommer des Jahres 1567 zu datieren. Die Datenlage lässt für das Ereignis eine relativ kurze Dauer von einigen Wochen im Juni und Juli annehmen.

Unmittelbar östlich dieses Abrissbereichs, also ca. 150 m nördlich des Rethalm-Hochlegers, existiert eine weitere markante Abrissnische (**14**) in Rotkalk-Resedimenten (**35**) und Allgäu-Formation (**32**). Ihre morphologische „Schärfe“ zeigt eine auffallende Ähnlichkeit zum benachbarten, datierten Ereignis. Vermutlich gehören beide Lokationen der jüngsten „Generation“ großflächiger Massenbewegungen im Einzugsgebiet des Kesselbaches an. Andere Massenbewegungen in der Umgebung zeigen im Gegensatz dazu wesentlich undeutlichere und offenbar weit ältere morphologische Formen (Würm-Spät- bis Postglazial?). Jedoch fehlt der Abrissform nördlich des Rethalm-Hochlegers die zugehörige Gleitmasse, da sie durch den steilen Zubringerbach vom Rether Kopf (1.926 m) zum Kesselbach nahezu vollständig ausgeräumt worden ist.

An das Abrissgebiet der weitgehend im Verband gebliebenen Gleitmasse (**11–13**) von 1567 schließt sich nach Südwesten ein Bergerzerrungsfeld an, wo die Gesteine der Rotkalk-Gruppe (**34**) nicht „en bloc“ über dem weichen Unterlager (**39** mit Anteilen von **37**) abgeglitten sind. Hier findet ein sehr langsames, gegenwärtig aktives „Zergleiten“ der Kalkstein-Deckplatte in ein Mosaik aus kleineren Felschollen und größeren Blöcken (**12**) statt, verbunden mit der plastischen Deformation und einem wulstartigen Auspressen der liegenden Mergel der Kössen-Formation (**39**) (Abb. 53: Bereich **F**). Hangabwärts gehen die Gleitprozesse im distalen Bereich durch sukzessive Auflösung des Gesteinsverbandes und zunehmende Vermischung mit mergeligen Feinklastika aus dem Unterlager in teils schuttstromartige Gleit- und Fließprozesse mit Lockermaterialcharakter (**10**, **11**) über. Zusätzlich wird dort zum einen Material der Würm-hochglazialen Grundmoräne (**22**) mit eingearbeitet, zum anderen wirkt diese mit ihrer relativ hohen Standfestigkeit diesen Prozessen stabilisierend entgegen.

Wiederum südwestlich davon hebt sich ein nach Nordwesten zur Hiesenschlagalm herabziehender Rücken aus im Verband befindlichen Gesteinen der Rotkalk-Gruppe (**34**) hervor. Hierbei handelt es sich um eine große, mehrere Zehnermeter mächtige Gleitscholle (**13**) mit einer „Rückfallkuppe“ bzw. einem Nackental (**15**) am Top, die „en bloc“ ca. 60 bis 70 Höhenmeter auf Kössen-Formation (**39**, eventuell auch Kendlbach-Formation, in **37**) abgeglitten ist (Abb. 53: Bereich **G**; vgl. Falltafel 3: Profil 3). Unmittelbar darüber ist die zugehörige, von jüngeren Nachböschungsprozessen (**10**) überprägte, aber noch deutlich abgrenzbare Hohlform des Abrissbereichs (**14**) erkennbar. Unterhalb der Rotkalk-Gleitscholle (**13**) schließen Gleit- und Fließprozesse (**10**, **11**) in der Kössen-Formation (**39**) an, die unter Einbezug aufliegender, Würm-hochglazialer Grundmoräne (**22**) teilweise bis zum Kesselbach herabreichen. Die Hiesenschlagalm selbst liegt aber in einem Bereich mit stabil gebliebener Grundmoräne (**22**). Das Abgleiten dieser großen harten Rotkalk-Felscholle (**13**) über weicher Kössen- (**39**) und Kendlbach-Formation (in **37**) ist, analog zu den verschiedenen Generationen von Massenbewegungen an der Südseite des Raberskopfs, auch hier der relativ älteste Massenbewegungsprozess. Hinsichtlich seiner Aktivität ist dieser im Gegensatz zu den unmittelbar umgebenden, teilweise aktiven Gleit- und Fließprozessen als abgeschlossen und vermutlich auch bereits als „fossil“ zu bezeichnen. Die Massenbewegungen im Einzugsgebiet des Kesselbaches zeigen also insgesamt ein räumlich und zeitlich mehrphasiges Entwicklungsbild, das wahrscheinlich bereits im Würm-Spätglazial eingesetzt hat und in Teilen bis heute andauert.

In den Hangbereichen nordwestlich unterhalb des Markkopfs tritt fast nur mehr die vielfach moränenbedeckte Kössen-Formation (**22**, **39**) auf. Da der Kesselbach am Hangfuß hier aber bereits im liegenden Plattenkalk (**40**) verläuft, reichen die Kössen-Formation (**39**) und die daran gebundenen, überwiegend heutzutage aktiven Hanginstabilitäten (**10**) nicht mehr bis an dessen Bachbett heran (Abb. 53:

Bereich **H**; vgl. Faltafel 3: Profil 2). Der Abtransport des Materials aus den dortigen Massenbewegungen (**10**) erfolgt daher über einen massiven Geschiebetransport des sich hangaufwärts mehrfach verzweigenden Zubringerbaches, der das Areal entwässert. Auch nach Westen werden die Massenbewegungen nun durch den stabilen Plattenkalk-Rücken (**40**) des Lochalm-Mitterlegers begrenzt. Im oberen Hangabschnitt nimmt die Mächtigkeit der Rotkalk-Gruppe (**34**) faziell bedingt stark ab, so dass sie für die Massenbewegungen bedeutungslos wird. Im Hangenden der Kössen-Formation (**39**) sind jedoch Gesteine der Kendlbach-Formation (in **37**), der Scheibelberg-Formation (**37**) und der Allgäu-Formation (**32**; inklusive der Sachrang-Subformation, **33** bzw. den „Bächentaler Bitumenmergeln“) in die Prozesse involviert. Die Verwitterungsanfälligkeit und wasserstauende Wirkung der überwiegend feinklastischen Sedimentgesteine führen zu großflächigen, aber tendenziell seichten Gleit- und Fließprozessen (**10**), die bereits ab einer Hangneigung von ca. 10° bis 15°, bei starker Vernässung lokal auch deutlich darunter, einsetzen. Das Lockermaterial wird auch hier vorzugsweise in Form zahlreicher Schutt- und Erdstromgenerationen umgelagert, wobei die Bacheinschnitte eine maximale Mächtigkeit von 10 bis 15 m bis zum anstehenden, verwitterten Fels annehmen lassen. Eine mehrere Meter mächtige Kalkrippe (Lithodendronkalk, **39**), die in flacher Lagerung auf Mergeln der Kössen-Formation (**39**) liegt, zerbricht randlich über den weichen, zurückwitternden Ton- und Mergelsteinen in größere Blöcke bzw. kleine Felsschollen. Diese werden von den anschließenden Gleit- und Fließmassen (**10**) weit hangabwärts transportiert. Die in weiten Bereichen der Kössen-Formation (**39**) aufliegende, teils mächtige Würm-hochglaziale Grundmoräne (**22**) wird durch kleine, aber zahlreiche Rotationsanbrüche hin zu den eingeschnittenen Gerinnen rückschreitend aufgearbeitet. Durch ihre relativ hohe Standfestigkeit kennzeichnet sie jedoch in erster Linie die bis heute stabil gebliebenen Areale.

Entsprechend der Verbreitung der Kössen-Formation (**39**) setzen sich die großflächigen, aber meist eher flachgründigen Gleit- bis Fließprozesse (**10**) auch südlich des voranstehend beschriebenen Areals zwischen Lochalm-Niederleger und Lochalm-Hochleger, also unmittelbar nordwestlich des Rether Horns (1.656 m), in der beschriebenen Charakteristik weiter fort. Bedingt durch die Antiklinale im Bereich des Lochalm-Mitterlegers (Scharfreiter-Antiklinale) fällt die Kössen-Formation (**39**) mittelsteil nach S und damit teilweise mit dem Süd- bis Südwest-exponierten Hang ein. Somit zerreißen Schichtpakete mit Kalken der Kössen-Formation (**39**) entlang E-W streichender, parallel zur Faltenachsenfläche angelegter Klüfte und gleiten schichtparallel an den Mergel- und Tonstein-Horizonten (**39**) ab. Mit der hangabwärts zunehmenden Auflösung des Gesteinsverbandes erfolgt der Übergang in eine schuttstromartige, teilweise aktive (mit starken Vernässungen) Massenbewegung (**10**) mit Lockermaterialcharakter.

Massenbewegungen im Gebiet der Klammbachalm östlich von Achenwald

Der Plattenkalk (**40**) fällt im Süd bis Südost-exponierten Hang nördlich oberhalb der Klammbachalm (993 m) im Übergang zur hangenden Kössen-Formation (**39**) mittelsteil mit ca. 30° bis 45° vorwiegend nach SE und damit bereichsweise auch mit dem Hang ein. Weit durchschlagende, WNW-ESE bis NW-SE streichende Störungen segmentieren die Schichtfolge hier im Nordschenkel der Thiersee-Synklinale mit überwiegend dextralen Versätzen und führen zum stufenförmigen „Vorspringen“ des Plattenkalks (**40**) nach Südosten.

In einem Zwickel zwischen NE-SW verlaufendem Schichtstreichen des Plattenkalks (**40**) und einem seiner dextralen Störungsversätze sind auf einer Höhe von etwa 1.220 bis 1.260 m markante Abrisse (**14**) ausgebildet (Abb. 55a). Die komple-

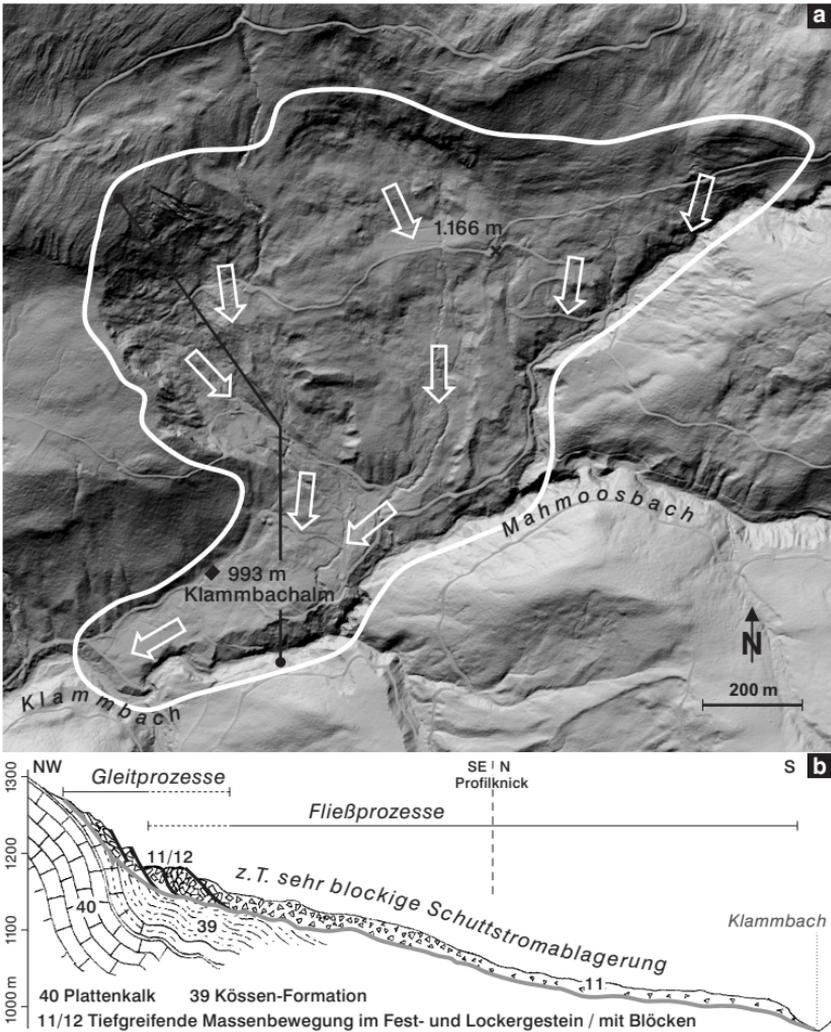


Abb. 55.

Gleit- und Fließprozesse (11, 12) bei der Klammbachalm im Nordschenkel der Thiersee-Synklinale. **a)** Schematische Umgrenzung des betroffenen Areals mit markanten west- und nordseitigen Abrissbereichen (Laserscan-Daten ©Land Tirol) und Lage des Profils. Die Pfeile zeigen die jeweiligen Bewegungsrichtungen an. **b)** Geologischer Profilschnitt mit Plattenkalk (40) und Kössen-Formation (39) im Herkunftsbereich der Massenbewegungen.

xe Prozesskette entwickelt sich dort durch schichtparalleles Zergleiten (11, 12) der obersten Plattenkalkbänke (40) entlang der vermehrt eingeschalteten Mergel- und Tonsteinlagen zur hangenden Kössen-Formation (39). Im Hangprofil wird eine große konvexe Flexur des Plattenkalks (40) durch einen flacheren Oberhang und einen steileren Unterhang nachgezeichnet. Die Schichtung fällt überwiegend geringfügig steiler ein als die Hangneigung. Dadurch ergibt sich für den flacheren Oberhang eine relativ stabile Konstellation. Im Scharnierbereich der Flexur, am Übergang zum steileren Unterhang, sind Schicht- und Hangeinfallen praktisch gleich (instabile Konstellation; Abb. 56a). Morphologisch äußert sich dies in einem Ausstreichen



Abb. 56.

Gleit- und Fließprozesse (11, 12) bei der Klammbachalm. **a)** Seitliche Abrisskante mit Abgleiten des mit dem Hang einfallenden Plattenkalks (40) entlang der Schichtflächen. **b)** Anbruch von Gleitkörpern in Kössen-Formation (39) mit unmittelbarem Übergang zu einer Fließmasse (11; Schuttstromablagerung). Der Krummwuchs der Bäume belegt die gegenwärtige Bewegungsaktivität (Fotos: M. LOTTER, 2011).

der Schichtköpfe im flacheren Oberhang, einem Zergleiten der Schichtpakete im Bereich des Scharniers und einem Herauskippen der Schichtpakete im Unterhang infolge des „Nachschiebens“ und der Stauchung durch die oberhalb abgleitenden Gesteinsplatten.

Vom stabilen Gebirge durch die markanten Störungsflächen abgetrennt, zerlegen sich die abgleitenden bzw. gestaucht herauskippenden Plattenkalkbänke (40) sukzessive auf kurzer Distanz (einige Zehnermeter Transportweite) in ein plattiges Grobblockwerk (12). Diese Blockschutthalde überschüttet die hangabwärts einsetzenden, ebenfalls gemäß der Hangexposition, aber etwas steiler als die Hangneigung einfallenden Schichten der Kössen-Formation (39). Hier beginnt deren feinklastisches Verwitterungsmaterial mit dem auflastenden Blockschutt abzugleiten (11), wobei umgehend der Übergang in die charakteristischen Fließprozesse erfolgt (Abb. 55b). Unterhalb des in einer Geländeverflachung auf etwa 1.160 m querenden Fahrweges stellt der östliche Transportbereich einen inaktiven, blockigen Schuttstrom (11) dar, der bis auf eine Höhe von 1.070 m herunterreicht.

Der gegenwärtig aktive westliche Abschnitt der Fließmasse (11) wird durch stark veräsnste Rotationsgleitungen (11) in den Mergeln der Kössen-Formation (39) am Westrand der Massenbewegung zusätzlich genährt (Abb. 56b). Räumlich und zeitlich multiple Generationen von Schuttstromzungen (11) transportieren ab hier die gesamte Materialzufuhr (einschließlich Plattenkalkschutt) Richtung Klamm bach, wo eine Vereinigung mit weiteren, von Nordosten herantransportierten Gleit- und Fließmassen (11) erfolgt. Anschließend biegen die Schuttstromablagerungen (11) nach Südwesten in das Klamm bachtal ein und reichen trotz geringer Hangneigung sehr weit bis zu einer Talverengung am Zusammenfluss von Grabnerbach und Klamm bach. Die Stirn der Fließmasse (11) ist im Bachbett bis auf anstehende, teils kieselige Kalksteine und Mergel der Ammergau- (28) und Schrambach-Formation (27) erosiv angeschnitten. Dadurch lässt sich eine Mächtigkeit des Lockermaterials von mindestens ca. 15 m im distalen Bereich der Massenbewegung abschätzen.

Die weiter von Nordosten herantransportierten Gleit- und Fließmassen (11) stammen aus einem östlich an das beschriebene Massenbewegungsareal anschließenden Herkunftsbereich (vgl. Abb. 55a). Dieser ist zwar ebenfalls großflächig, aber insgesamt weniger deutlich entwickelt. Beide Bereiche sind durch einen N-S verlaufenden, relativ stabilen Rücken aus Gesteinen der Kössen-Formation (39) voneinander getrennt. Dieser Rücken weist unterhalb des oben erwähnten Fahrweges ab einer Höhe von 1.140 m talwärts Zerrgräben und Geländestufen auf, die in der Geologischen Karte zusammenfassend als Felsscholle im Festgesteinsverband (13) dargestellt sind. Auf einer Höhe von 1.100 m tritt eine mehrere Meter mächtige, steil in den Hang fallende Kalkrippe mit aufgelockertem Gesteinsverband morphologisch hervor.

Im weiteren Umfeld der Klamm bachalm nach Südosten und Osten treten in der Thiersee-Synklinale weitere Massenbewegungen (10) auf. Sie erreichen, bezogen auf Fläche und Tiefgang, zwar bei weitem nicht die voranstehend beschriebenen Dimensionen, sind aber teilweise kinematisch sehr aktiv und möglicherweise als Geschiebeherde von Relevanz.

In der westlichen bis nordwestlichen Flanke des Mahmooskopfs (1.336 m), im Niveau und etwas unterhalb des dortigen Fahrweges auf etwa 1.100 bis 1.180 m, sind mehrere kleinere Gleitmassen (10) und Schutt-/Erdstromablagerungen (10) im Verwitterungsmaterial der Schrambach-Formation (27) und in aufliegender Grundmoräne (22) entwickelt. Ein auffälliger, ca. 300 m langer, 20 bis 50 m breiter und wenige Meter mächtiger Erdstrom (10) findet sich auf Höhe des Bärenmooses unmittelbar südlich des Mahmoosbaches und des dortigen Fahrweges. Er bezieht

sein Material über eine tiefe, steile Rinne aus einem markanten Anbruch (14) in verwitterter Schrambach-Formation (27), der sich am oberen Fahrweg auf ca. 1.300 bis 1.360 m Höhe nordöstlich unterhalb des Rotmöserkopfs (1.522 m) ausgebildet hat.

In der vom Mahmoosbach (bei ca. 1.100 m) zur Blaubergalm hinaufziehenden Kössen-Formation (39) sind, teils im tektonisch überprägten Grenzbereich zu den hangenden Schichtfolgen, mehrere Gleitmassen (10) ausgebildet, die lokal auch etwas tiefgreifender sein können. Am zwischen Blaubergalm und Bärenmoos gelegenen Kamm ist auf einer Höhe von ungefähr 1.300 bis 1.420 m (bis zur dortigen Kehre des Fahrweges zur Blaubergalm hinaufreichend) eine Bergzerreißung (14) ausgebildet. In den dortigen Barmsteinkalken (29) und den mit dem Hang nach S einfallenden Schichten der Ammergau-Formation (28) sind Zerrstrukturen und ein in einem initialen Stadium verbliebener Instabilitätsbereich erkennbar.

Massenbewegungen im Gebiet Schneidjoch–Wildalm

In den nordseitigen Hängen des langgezogenen Kammes des Schneidjochs (1.811 m), das den weitläufigen Sattel der Wildalm (mit Gufferthütte, 1.465 m) nach Süden begrenzt, sind mehrere signifikante Massenbewegungen (10–13) ausgebildet. Geologisch stellt das Schneidjoch den überkippten und zusätzlich Richtung Norden durchgerissenen Liegendschenkel der „Achentaler Schubmasse“ (Hangendes der Achental-Überschiebung) dar. Somit lagern am Schneidjoch-Kamm meist mehr oder weniger steil invers S fallender Hauptdolomit (41) und Plattenkalk (40) als Felsbildner der inversen Schichtfolge im Unterhang auf, die dort im Wesentlichen aus Kössen-Formation (39) und Schrambach-Formation (27) besteht. Aus deren weichen Gesteinen tritt nur der sehr dickbankige bis massive, in fazieller Verzahnung mit den oberen Anteilen der Kössen-Formation (39) eingeschaltete Oberrhätkalk (38) mit markanten Felsrippen bzw. morphologischen Härtingen hervor.

Im Westteil des Schneidjoch-Kammes ist im Übergang Hauptdolomit (41) zu Plattenkalk (40) eine Bergzerreißung (15) mit Zerspalten, Abrissen, starker Auflockerung des Gebirgsverbandes und abgesetzten Felsschollen (9, 11, 13) Richtung Filzmoosbach ausgebildet. Im Niveau der unterhalb ausstreichenden Kössen-Formation (39) kann die Massenbewegung im Wesentlichen in zwei Gleitmassen (11) differenziert werden, die weiter hangabwärts in teils aktive, schuttstromartige Fließmassen (11) übergehen und über die Schrambach-Formation (27) bis zum Fahrweg auf ca. 1.300 bis 1.320 m herabreichen. Die Ursache der gesamten Prozesskette dürfte das mechanische Versagen von Mergeln der Kössen-Formation (39) als Unterlager des Plattenkalks (40) sein. Die darunter hangparallel durchziehende Felsrippe aus Oberrhätkalk (38) stabilisiert die Massenbewegung weitgehend. Teilweise ist der Oberrhätkalk (38) jedoch „durchbrochen“ und ausgeräumt worden, so dass sich die Massenbewegung mit vorwiegend fließendem Charakter (11) in der dafür ebenfalls anfälligen Schrambach-Formation (27) weit fortgesetzt hat.

Nordöstlich unterhalb des zentralen Abschnittes des Schneidjochs, unmittelbar östlich der Angernalm, hebt sich ein bewaldeter Hügel aus Oberrhätkalk (38) vom umgebenden Almgelände ab. Die durchreichende Überschiebung im inversen Liegendschenkel der „Achentaler Schubmasse“ hat hier den Oberrhätkalk (38) über der überkippten, tektonisch lückenhaften und mechanisch insgesamt weichen Schichtfolge Allgäu-Formation (32) bis Schrambach-Formation (27) positioniert. Mitten über den Hügel verläuft eine N–S streichende, nach Osten exponierte, markante Abrisskante (14). Sie setzt im Norden als Zerrgraben ein und entwickelt sich nach Süden zu einer bis über 20 m hohen Felsstufe. Diese Abrisskante (14) markiert den Übergang vom aufgelockerten, aber noch im Verband befindlichen Gebirge (38, 11) zu einer in Felsschollen (zwei hohe, freistehende Felstürme) und Blöcke

zerlegten Gleitmasse (**11, 12**) aus Oberrhätalk (**38**; Bergzerreißung Angernalm). Zudem ergibt sich der Eindruck einer plastischen Deformation durch teilweises „Einsinken“ der Kalke in das weiche Unterlager. Die blockige Masse (**11, 12**) endet nach Osten mit einer steilen Stirn an den sumpfigen Wiesen der Wildalm.

Am Ostende des Schneidjoches ragt der Abendstein (1.596 m) im invers liegenden Oberrhätalkzug (**38**) als markanter Felskopf heraus. Neben den lithologischen Unterschieden zur umgebenden Kössen-Formation (**39**) ist die tektonische Zerlegung dieses rigiden Blocks durch eine Schar von steilstehenden, dextralen NW–SE und sinistralen NE–SW streichenden Seitenverschiebungen hierfür mitverantwortlich. Diese Störungen zerschneiden den Oberrhätalk (**38**) regelrecht und bewirken das seitliche Herauskippen großer Kalkschollen (**11, 12**) durch das Nachgeben (fehlendes Widerlager) der angrenzenden Mergel der Kössen-Formation (**39**; Bergzerreißung Abendstein). Mit deren zu seichterem Gleit- und Fließprozessen (**10**) tendierendem Verwitterungsmaterial bewegen sich die Oberrhätalkblöcke weiter hangabwärts.

Südlich des Abendsteins folgt eine E–W streichende Senke, die den Verlauf der ebenfalls tektonisch „zerhackten“ Kössen-Formation (**39**) nachzeichnet. Hangaufwärts nach Süden schließt der invers S bis steil aufrecht N fallende Plattenkalk (**40**) an, der den Übergang des Schneidjochs (1.811 m) zum Ragstattjoch (1.545 m, ÖK 89) aufbaut. Am Kamm ist eine tiefgreifende Bergzerreißung (**11, 15**) mit E–W streichenden Zerrgräben ausgebildet (Bergzerreißung Ragstatt-Rücken). Sie entwickelt sich durch Kippen des steil in den Hang einfallenden Schichtverbandes, verbunden mit abschiebenden Bewegungen entlang der Schichtflächen (antithetische Brüche, *antislope scarps*). Daraus resultiert ein Massendefizit mit Zerrstrukturen (**15**) am Top des Kipp-Prozesses, wobei die steil invers unter den Plattenkalk (**40**) in den Hang einfallende Kössen-Formation (**39**), wie auch Mergel- und Tonsteinlagen im Plattenkalk (**40**) selbst, die geomechanischen Schwachpunkte darstellen.

Die Bergzerreißungen Abendstein und Ragstatt-Rücken stellen einen zusammenhängenden, komplexen Gesamtprozessraum der gravitativen Gebirgsauflockerung dar. Dieser ist tektonisch durch die steil invers in den Hang fallende Schichtfolge und deren laterale Entkopplung durch Seitenverschiebungen induziert. Lithologisch werden die Zerreibungen durch die Wechsellagerung harter und weicher Gesteine mit tendenzieller Zunahme des Anteils der weichen Gesteine im Unterhang begünstigt.

Weitere Massenbewegungen auf dem Kartenblatt

Auf dem Kartenblatt Achenkirch treten zahlreiche weitere gravitative Massenbewegungen auf (Bergzerreibungen, Gleitungen, Fließprozesse mit meist kleineren Schutt- und Erdströmen), vor allem im Verlauf der Synklinal- und untergeordnet der Antiklinalstrukturen im Liegenden der Achental-Überschiebung. Teilweise stehen diese auch im ursächlichen Zusammenhang mit der Überschiebung der „Achentaler Schubmasse“ (Hangendes der Achental-Überschiebung).

Der Südhang des Demeljochs (1.924 m) ist über weite Bereiche (Zotenjoch, Zotenalm-Hochleger, Demelalm-Niederleger) durch Bergzerreibungen (Abrisse, **14**; Zerspalten, Zerrgräben, **15**) im Hauptdolomit (**41**) und im Plattenkalk (**40**) charakterisiert. Vorzugsweise schichtparalleles Abgleiten von Gesteinspaketen entlang von Mergelhorizonten ist in einem mehr oder weniger initialen Zustand zu beobachten.

Der E–W verlaufende Höhenzug Plickenkopf (1.429 m) – Seewaldhütte (1.582 m) – Hochplatte (1.813 m) westlich von Achenkirch wird von einem invers auf Barmsteinkalk (**29**), Ammergau- (**28**) und Schrambach-Formation (**27**) liegenden Sporn der „Achentaler Schubmasse“ aufgebaut. Dieser besteht aus Hauptdolomit (**41**),

Plattenkalk (40) und kleinräumigen Scherlingen aus Kössen-Formation (39) und Oberrhätalkalk (38) entlang der Überschiebungsbahn. Die Mächtigkeit dieser Abfolge wird zur Hochplatte hin mit der nach Westen ansteigenden Achenal-Überschiebung auf Kosten des Hauptdolomits (41) zunehmend geringer. Den Rücken des Plickenkopfs bis zur Seewaldhütte bildet tektonisch stark zerscherter Hauptdolomit (41). Im Osthang des Plickenkopfs markieren darin N-S streichende Gräben und Abtreppungen eine initiale Bergzerreißung (15), die durch die Unterlagerung der ebenfalls tektonisch beanspruchten, zum Teil weichen und wasserstauenden Gesteine der Ammergau- (28) und Schrambach-Formation (27) begünstigt worden ist. Westlich der Seewaldhütte werden Hauptdolomit (41) und Plattenkalk (40) durch den morphologischen Schrägzuschnitt am Top der inversen Abfolge begrenzt. Der Gipfel der Hochplatte selbst besteht aus einer invers liegenden Oberrhätalk-Scholle (38) mit Resten von Kössen-Formation (39) und Rotkalken (34). Südöstlich des Gipfels zeigt eine Bergzerreißung das initiale Abgleiten (12) eines Teils dieser Scholle über tektonisch zerschertertem Barmsteinkalk (29) und Ammergau-Formation (28) an. Der gravitative Gleithorizont verläuft entlang der Achenal-Überschiebung.

Nordöstlich der Hochplatte (1.813 m) hin zur Falkenmoosalp (1.328 m) haben sich in den breiten Ausstrichen der Schrambach-Formation (27) kleinräumige Gleit- und Fließmassen (10) mit kleinen Schuttstrombildungen entwickelt, wobei auch Würm-hochglaziale Grundmoräne (22) mobilisiert wurde. Auffällig sind darüber hinaus initiale Zerrgräben (15) in Ammergau- (28) und Schrambach-Formation (27) am Rücken zwischen Hochplatte und Falkenmoosalp.

Auch zwischen Juifen (1.988 m) und Marbichlerspitze (1.898 m) sind im Umfeld der Lämpereralp in der Schrambach-Formation (27) seichte Gleit- und Fließprozesse (10) erkennbar.

Am Hangfuß nordöstlich der Kleinzemmalm markiert eine Blockansammlung (9) alte Sturzprozesse von der Hochplatte (1.813 m) nach Südwesten. Im Umfeld der Kleinzemmalm und der Gröbenalp sind flächiges „Hangschuttkriechen“ und flachgründige Gleit- und Fließprozesse (10) mit Erdströmen – überwiegend im Verwitterungsmaterial der Ammergau-Formation (28) – zu beobachten.

Am südlichen Rand des Kartenblattes bei der Moosenalp ist ab etwa 1.400 m aufwärts ein größerer, mehr als 600 m langer Schuttstrom (10) ausgebildet, der seinen Ausgang in der Kössen-Formation (39) unmittelbar westlich des Christlumpkopfs (1.758 m) hat. In ihrem Verlauf bezieht die Massenbewegung aber auch andere Gesteine, vor allem der Rotkalk-Gruppe (34) und Oberrhätalkalk (38), mit ein.

Im West- und Nordosthang des Lindsteins (1.373 m) sind die Mergel der Kössen-Formation (39) einmal mehr verantwortlich für die Ausbildung teils tiefergreifender Gleit- und Fließmassen (10, 11), verbunden mit einer plastischen Deformation (Driften) der weichen Gesteine und einer sackungsähnlichen Morphologie. Diese Prozesse sowie die Überschüttung der Abrissbereiche mit Blockschutt (9) greifen in der hangenden aufrechten Jura-Abfolge bis in die Ammergau-Formation (28) des Kammereichs hinauf. Die tiefergreifende, Zehnermeter mächtige Gleitmasse (11) im Westhang des Lindsteins ist nahe dem Dollmannsbach durch ein sehr unruhiges Gelände und sekundäre Anrisse (14) mit Teilgleitschollen, Nackentälern und Senken charakterisiert. Größere Felsschollen aus Gesteinen der Allgäu-Formation (32), Rotkalk-Gruppe (34) und vor allem auch aus Radiolarit der Ruhpolding-Formation (31) sind auf der weichen Kössen-Formation (39) bis hin zum Dollmannsbach transportiert worden.

Zwischen Hofjoch (1.341 m) und Schmalkopf (1.048 m) auf der Ostseite des Achenales fällt die Kössen-Formation (39) aufgrund der nach Norden überkippten Hofjoch-Antiklinale sowohl aufrecht als auch invers liegend überwiegend mit dem Hang ein. In dieser tektonisch vorbeanspruchten Konstellation findet das Abgleiten

großer Schichtpakete (**11**, **13**) der Kössen-Formation (**39**) in den West- bis Südwest-exponierten Hängen des Hofjochs parallel zur Achsenebene der Antiklinale statt. Die anfangs im Verband befindlichen Festgesteinsgleitmassen lösen sich auf kurzer Transportdistanz überwiegend zu Lockermaterialmassen auf. Durch Rückschreiten der Prozesse sind in kleinen Anteilen auch die Rotkalk-Gruppe (**34**) und die Allgäu-Formation (**32**) entlang des Hofjoch-Kammes mit einbezogen. Der stabile Plattenkalk-Sporn (**40**) des südwestlich vorgelagerten Schmalkopfs teilt die Massenbewegung hangabwärts in zwei Äste Richtung Süden und Richtung Westen auf. Der südliche Ast ist unmittelbar östlich des Schmalkopfs in einer Verebnung, bedingt durch die blockierende südlich vorgelagerte Grundmoräne (**22**), zum Stillstand gekommen. Das Lockermaterial des westlichen Astes ist als Schuttstrom (**10**, **11**) in dem dortigen Tälchen fast einen Kilometer weiter talwärts geflossen. Eine gegenwärtige Aktivität innerhalb des gesamten Prozessraumes scheint gering und nur in Anteilen vorhanden zu sein.

Südlich des Blaubergkopfs (1.787 m) und der Halserspitze (1.863 m) im südlichen bis südöstlichen Umfeld der Schönleitenalm, wird die E-W streichende Kössen-Formation (**39**) des Nordschenkels der Thiersee-Synklinale morphologisch durch eine Verflachung des Hanges nachgezeichnet. Durch die wasserstauende Wirkung ihrer mergeligen Anteile ist das Gelände weitläufig vernässt und es haben sich trotz der geringen Hangneigung größere aktive Massenbewegungen (**10**) entwickelt. Die Gleit- und Fließprozesse (**10**), die den, vermutlich wenige Meter mächtigen, Verwitterungshorizont der veränderlich festen Gesteine betreffen, sind durch kleinere Erdströme zu den Richtung Filzmoosbach entwässernden Gerinnen charakterisiert. Das südlich daran anschließende, nahezu hangparallel streichende, rigide Felsband der Rotkalk-Gruppe (**34**), teilweise auch aus Ruhpolding-Formation (**31**) und Barmsteinkalk (**29**) bzw. Ammergau-Formation (**28**) bestehend, bildet eine natürliche Barriere für die dadurch weitestgehend auf die Verbreitung der Kössen-Formation (**39**) beschränkten Prozesse.

Zusammenfassende Charakteristika der Massenbewegungen

Die morphologisch in erster Linie prägenden gravitativen Massenbewegungen auf dem Kartenblatt Achenkirch sind großflächige, tiefgreifende (mehr als ca. 10–15 m Mächtigkeit), aber auch flachgründige (meist deutlich weniger als ca. 10–15 m Mächtigkeit) Gleitungen im Fest- und Lockergestein (**10–13**). Neben den reliefbedingten Voraussetzungen sind im Regelfall die mechanischen Eigenschaften sowie der Verwitterungsgrad der veränderlich festen Gesteine verantwortlich für deren Entwicklung. Begleitende Bergerreißungen, Drift-Prozesse mit plastischer Deformation weicher Gesteine, Fließprozesse (v.a. Schutt- und Erdströme) und vereinzelt auch Sturzprozesse bilden häufig komplexe Gesamtprozessräume. Diese sind ebenfalls unter den Legendensymbolen **10** und **11** bzw. größerflächige Ablagerungen von Sturzprozessen unter **9** berücksichtigt. Zusätzlich sind signifikante Abriss- und Zerrstrukturen (**14**, **15**) im geologischen Kartenblatt Achenkirch eigens ausgeschieden.

Der lithologische Bezug dazu wird durch die dominierende Beteiligung von Gesteinen der Kössen-Formation (**39**), der Kendlbach-Formation (inklusive Schattwalder Schichten; in **37** bzw. **32**), der Rotkalk-Gruppe (**34**; mit Resedimenten, **35**), der Allgäu-Formation (**32**) und der Schrambach-Formation (**27**) an den Massenbewegungen hergestellt. Die strukturelle Disposition ergibt sich aus den Lagerungsverhältnissen dieser Gesteine, die vom charakteristischen Großfaltenbau im Liegenden der Achenental-Überschiebung (v.a. Thiersee- und Kesselbach-Synklinale) sowie im hangenden Liegendschenkel der „Achenentaler Schubmasse“ geprägt sind. Diese lithologischen und tektonischen Faktoren sind somit wesentlich verantwortlich für die geomorphologische Landschaftsentwicklung.

Die Lagerung relativ harter auf relativ weichen Gesteinen wie auch die Wechsellagerung harter und weicher Gesteine führt zur initialen und fortschreitenden Entwicklung von gravitativen Massenbewegungen, vor allem in Form schichtgebundener Gleitprozesse, aber auch in Form plastischer Deformation der weichen Abfolgen, verbunden mit einer Zerreißung des harten Auflagers. Charakteristisch ist ein (anteiliger) Übergang zu Fließprozessen, vorwiegend in den distalen Bereichen der Massenbewegungen, begründet in der mit der Transportweite zunehmenden und letztendlich völligen Auflösung des Gesteinsverbandes.

Die Massenbewegungen auf dem Kartenblatt zeigen ein räumlich und zeitlich mehrphasiges Entwicklungsbild, das wahrscheinlich bereits im Würm-Spätglazial einsetzt und in Teilen bis heute andauert. So ist gegenwärtig insbesondere bei Fließprozessen in vernsseten Arealen, meist in Form kleinerer Schutt- und Erdströme, mit einer teils erheblichen Bewegungsaktivität zu rechnen, auch mit Auswirkungen auf das Geschiebepotenzial der Wildbäche. Im Gegensatz dazu kann ein Großteil der Massenbewegungen aber als abgeschlossen, teilweise bereits als fossil bezeichnet werden (vgl. ZANGERL et al., 2008). Für eine pr-Würm-hochglaziale Anlage von offensichtlich relativ alten Massenbewegungen liegen bisher keine konkreten Hinweise vor.

7.3. Aspekte der Baugeologie und Wildbachverbauung

Die Nutzung des Achensees als Naturspeicher zur Stromerzeugung unter Ausnutzung des Gefälles zum Inntal wurde bereits um 1900 in Erwägung gezogen. 1927 wurde das damals größte Speicherkraftwerk Österreichs, das Achenseekraftwerk der zu diesem Zwecke gegründeten TIWAG, mit einem Druckstollen nach Jenbach über eine Fallhöhe von 390 m in Betrieb genommen (vgl. AMPFERER, 1919; AMPFERER & PINTER, 1927; MÜHLHOFER & REINDL, 1928). Im Zuge dieser ersten Ausbaustufe wurde der natürliche Abfluss über die Seeache nach Norden zur Isar durch die Errichtung einer Wehranlage am nördlichen Ende des Sees abgesperrt. Zudem wurden Uferverbauungen, unter anderem am Nordufer, durchgeführt, um die Erosion bzw. das Abgleiten von Sedimenten im Uferbereich im Zuge künstlicher Wasserspiegelabsenkungen, vor allem im Winter, zu verhindern (AMPFERER & BERGER, 1929).

Die Beileitung des in die Seeache mündenden Ampelsbaches wurde 1928 verwirklicht. Das Wasser wird an einer Wehranlage südlich unterhalb des Köglköpfls gefasst und über einen 7,3 km langen Kanal, dem auch der Pulvermhlbach (Graben südwestlich unterhalb des Vorderunnutz) zugeführt wird, in den See geleitet. Im Anschluss wurden weitere Achenkircher Quellen gefasst und ab 1929 über ein Pumpwerk zusätzlich in den Ampelsbachkanal gepumpt.

Die letzte Erweiterung umfasste von 1948 bis 1951 den Bau der Dürrach-Überleitung aus dem Bächental. Da die Dürrach eigentlich ebenfalls nach Norden der Isar zufließt, musste dafür eine wasserrechtliche Einigung mit Bayern erzielt werden, dem im Gegenzug die Ableitung des Rissbaches zugestanden wurde. Zur Wasserfassung wurde in den Jahren 1950/1951 die Sperre Bächental etwa 100 m unterhalb der Vereinigung des Baumgartenbaches mit dem Tannauerbach auf steil S fallendem Plattenkalk (40) errichtet (Abb. 57). Die geologische Begutachtung des Sperrenstandortes wurde von SCHMIDEGG et al. (1951) durchgeführt. Die rund 32 m hohe Kuppelgewlbemauer schafft durch Aufstau auf Kote 952 m (Sperrenmitte) das nötige Fließgefälle für den 8,1 km langen Dürrach-berleitungsstollen zum Achensee. Basierend auf Analysen des Trennflächengefüges wurden im Jahr 1990 Fellsicherungsmanahmen im Plattenkalk (40) im Bereich des rechten Widerlagers der Sperre durchgeführt. Das Einlaufbauwerk (Triebwassereinlauf und Grund-

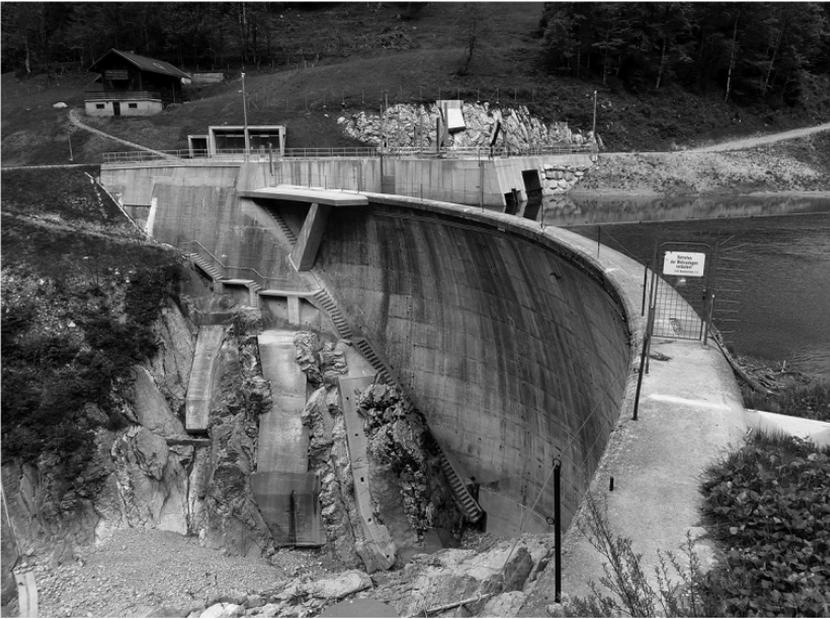


Abb. 57.

Die Sperre Bächental zur Fassung der Dürrach mit dem Einlaufbauwerk zum Überleitungsstollen in das Achental. Man beachte die Felsicherungsmaßnahmen im steil S fallenden Plattenkalk (40) des rechten Widerlagers der Staumauer (Foto: M. LOTTER, 2013).

ablass) befindet sich orografisch rechts an der Seite der Staumauer und wurde in den Jahren 2009 und 2010 zusammen mit anderen Modernisierungsmaßnahmen neu hergestellt. Der Bau des Überleitungsstollens, dem auch der Kesselbach über den Kesselbachstollen zugeleitet wird, wurde von QUENSTEDT (1948a, b) geologisch begutachtet. Nach HAMANN (1951; zitiert in TENTSCHERT, 1983: 239) „musste der 8 km lange Stollen druckhafte Kössener Schichten und Neokommergel queren“. Der Stollen tritt etwa 400 m südlich des Talausganges des Unteraubaches, unweit der Talstation der Christlum-Lifte, in das Achental zutage. Ab dort wird das Wasser zusammen mit dem ebenfalls beigeleiteten Unteraubach in einer 1,6 km langen Kanalstrecke dem Achensee zugeführt.

Somit stellt nur der Oberaubach einen wesentlichen, knapp außerhalb des südlichen Randes des Kartenblattes Achenkirch gelegenen, natürlichen Zufluss zum Achensee dar, wobei dessen Mündungsbereich im Zuge von Hochwasserschutzmaßnahmen (Schutzdamm Campingplatz) befestigt worden ist. Die beiden erwähnten Kanalstrecken der Bei- bzw. Überleitungen münden unweit davon am nördlichen Ende des Sees in ebendiesen ein. Das Einzugsgebiet wurde somit nach der ersten Baustufe der Kraftwerkerrichtung und Absperrung der Seeache von zunächst 106 km² durch die künstlichen Zufüsse auf 218 km² mehr als verdoppelt (UNTERWURZACHER, 2014a).

Erst in jüngerer Zeit erfolgten signifikante **Verbauungsmaßnahmen zum Schutz vor Wildbachgefahren** auf dem Kartenblatt bzw. im Gemeindegebiet von Achenkirch, die von der Wildbach- und Lawinerverbauung – Gebietsbauleitung Westliches Unterinntal durchgeführt wurden (vgl. UNTERWURZACHER, 2014b).

Die **Verbauung des Pulvermühlbaches** erfolgte in den Jahren 2010/2011 in Form einer Sanierung des Unterlaufgerinnes. Damit verbunden war die Errichtung eines Geschieberückhaltebeckens mit Filterbauwerk (Schrägrechen) und einem kleineren nachgeordneten Absturzbauwerk am Ausgang des Pulverer Grabens.

Das **Verbauungsprojekt Ampelsbach** kam in den Jahren 2012/2013 zur Ausführung. Es umfasste eine aufgelöste Geschiebesperre, zwei Wildholzrechen sowie Uferbefestigungen im Unterlauf unmittelbar vor Beginn des besiedelten Bereichs, nahe der Brücke der Achenseestraße (B 181) über den Ampelsbach.

Das **Verbauungsprojekt Unteraubach** wurde im Jahr 2016 realisiert und betraf die Sanierung des Unterlaufgerinnes einschließlich des Baues eines Geschieberückhaltebeckens (Bemessung HQ 150) mit einer Geschiebefiltersperre. Das Geschieberückhaltebecken befindet sich am Talausgang des Unteraubaches, nur unweit oberhalb seiner Fassung zur Beileitung in den Kanal der Dürrach-Überleitung.

Einen speziellen Hintergrund haben **Verbauungsmaßnahmen der Grundache** im Gemeindegebiet von Steinberg am Rofan in den 1940er bis 1960er Jahren (Abb. 58). Die Grundache, der zufließende Gaismoosbach und, im weiteren Verlauf, die Steinberger Ache wurden bis 1966 über Jahrhunderte zur Holztrift in die Brandenberger Ache bis zur Lände Kramsach (ÖK 89, 120) genutzt. Im Jahr 1941 sollte eine nach dem Würm-Hochglazial im Wettersteindolomit (**48**) eingetiefte epigenetische Klammstrecke (Kögel-Klamm laut AV-Karte Nr. 6 Rofan) der Grundache als gefährliche Engstelle (Verklausungsgefahr während der Trift) oberhalb deren damaligen Zusammenfluss mit dem Gaismoosbach umgangen werden (vgl. WAGNER, 1958). Dafür durchbrach man einen natürlichen Damm aus Würm-hochglazialen Sedimenten der Vorstoßphase (**23, 25**) und führte die Grundache in ihren prä-LGM-Verlauf zurück (Abb. 58: Durchbruchstrecke). Dieser alte Bachverlauf stellte die kürzeste Verbindung nach Nordwesten in das dort jedoch erheblich tiefer liegende Bett des Gaismoosbaches dar (RÖDER, 1988; SANDERS et al., 2014). Das mit dem künstlichen Durchbruch entstandene Gefälle führte zu einer unkontrollierten rückschreitenden Erosion und Eintiefung (bis 1956 um bis zu 38 m) der Grundache flussaufwärts (überwiegend bereits auf ÖK 119 gelegen) in den Talboden aus Lockersedimenten. Durch den massiven Geschiebeeintrag in die Brandenberger Ache wurde die Kramsacher Lände zeitweise fast unbrauchbar gemacht. Die umgehende Errichtung einer 6 m hohen Betonsperre etwa 1 km flussabwärts bei der Einmündung des Mühlbaches im Jahr 1942 erwies sich als ungenügende Maßnahme. Erst die Verbauung des Flussbetts in den Jahren 1959 bis 1962 mit 19 etwa 1,5 bis 2 m hohen Grundschwellen vom Abschnitt des künstlich erzeugten Durchbruchs flussaufwärts bis zur Einmündung des Schauertalgrabens (ÖK 119; Abb. 58) erbrachte eine Sohlstabilisierung (WAGNER, 1958).

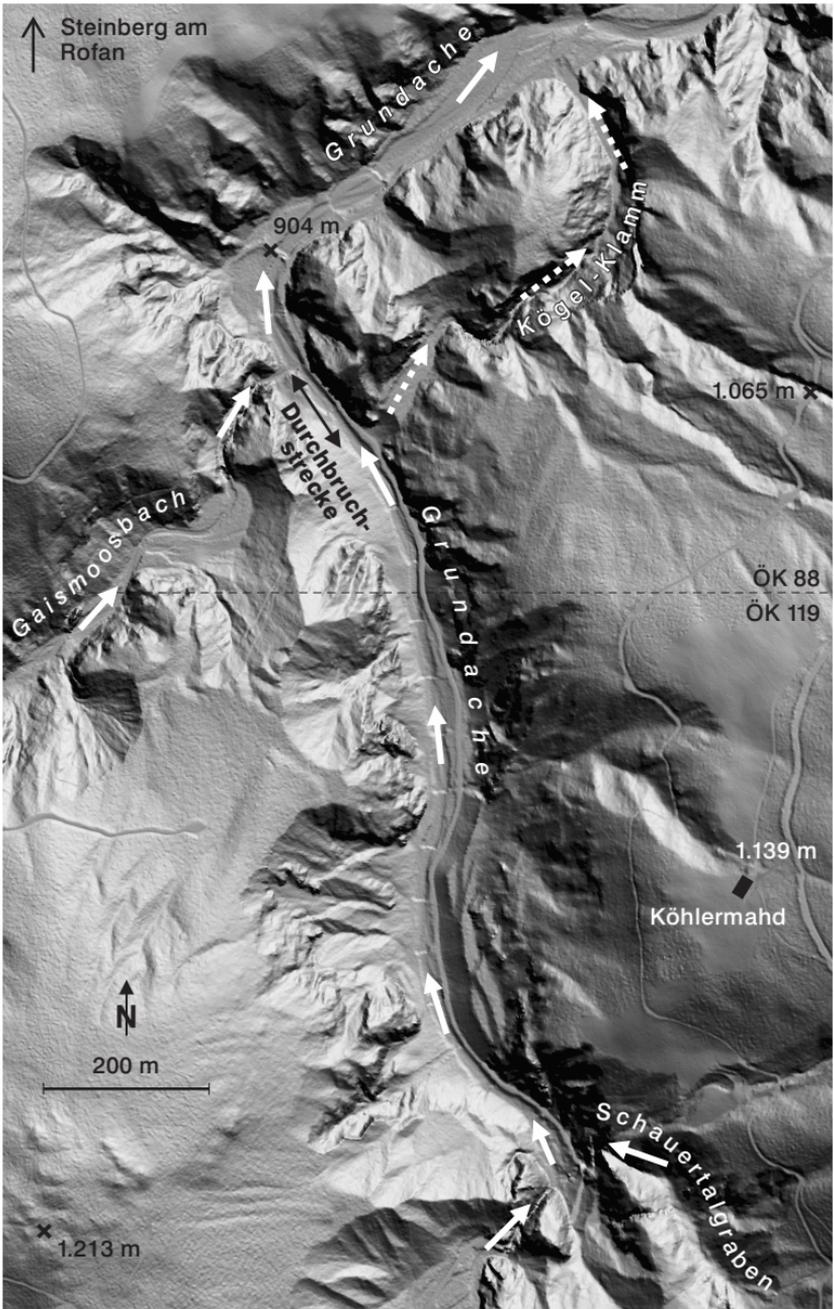


Abb. 58. Verlauf der Grundache mit dem zufließenden Gaismoosbach und deren geänderte Vereinigung durch die im Jahr 1941 künstlich geschaffene Durchbruchstrecke (Laserscan-Daten ©Land Tirol); vorher verlief die Grundache durch die nach dem Würm-Hochglazial eingetieft epigenetische Klammstrecke der Kögel-Klamm (gestrichelte Pfeile) und der Zusammenfluss erfolgte erst beim Ausgang der Klamm.

8. Moore

(I. DRAXLER, M. LOTTER & A. GRUBER)

8.1. Allgemeines zu den Mooren

Auf dem Kartenblatt Achenkirch wurden die nach dem Wasserzufluss grundsätzlich verschiedenen Moorkategorien Hoch-, Übergangs- und Niedermoore unter der Signatur Nieder- und Hochmoor (6) ausgeschieden. Vernässte Böden (kleinere Anmoore, flächige Quellfluren, nasse Wiesen) ohne oder mit geringer Torfakkumulation sind weit verbreitet und wurden unter der Bezeichnung Vernässungszone (5) eingetragen. Grundsätzliches zur Definition der Moore bzw. Moortypen und der Vernässungszonen findet sich in der Beschreibung der Kartenlegende unter Kapitel 6.3.3. Die regional große Anzahl der Moorbildungen in Karsthohlformen und auf Verebnungen ist in erster Linie die Folge hoher Niederschläge in Nordstaulage im nordöstlichen Karwendel, im Rofan und im Mangfallgebirge (Tegernseer Berge) in Verbindung mit wasserstauenden Sedimenten der Moränenbedeckung (22, 21), Mergellagen des Plattenkalks (40), der Kössen-Formation (39) und der Schrambach-Formation (27). Auf dem Kartenblatt sind größere und kleinere Moorflächen in bewirtschafteten Almgebieten der montanen Stufe zu finden.

Feuchtgebiete und die verschiedenen Moortypen sind in Tirol generell („ex lege“) geschützt. Die Aufnahmen der Moorflächen im Moorschutzkatalog (STEINER et al., 1992) sind mit Moortyp und Pflanzengesellschaften im Tiroler Rauminformationssystem tiris unter <https://maps.tirol.gv.at/> online verfügbar. Die wichtigsten Eckdaten der Moore auf dem Kartenblatt nach STEINER et al. (1992; ergänzt mit unpublizierten Daten von STEINER), zum Teil auch nach HASELWANTER (2008), sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Die Angaben darin zum Naturraum, zur Höhenlage, zum Zustand und zur Geologie des Untergrundes wurden für diesen Erläuterungsband teilweise überarbeitet. Zur Lage der Moore siehe Abbildung 59. Eine Auswahl der wichtigsten Moore wird nachfolgend beschrieben. Die Ziffern beziehen sich dabei auf die Nummerierung in Tabelle 1.

8.2. Moore des Kartenblattes im Naturpark Karwendel

Im Nordosten des Naturschutz- und Natura-2000-Gebietes „Karwendel“ liegen konzentriert, vor allem im Gebiet westlich bis südwestlich von Achenwald und im Bächental, 14 Nieder- und Hochmoore (6), die zuerst von STEINER (1982), STEINER et al. (1992) und umfassend von STÖHR et al. (1995) im Biotopinventar der Schutzgebiete des Naturparks Karwendel aufgenommen wurden. Eine detaillierte Bearbeitung von fünf hochwertigen Moorkomplexen im Naturpark Karwendel erfolgte durch HASELWANTER (2008). Die Karwendel-Moore sind vor allem durch Beweidung und Entwässerung im 20. Jahrhundert massiv beeinträchtigt worden.

Moore wandeln als Kohlenstoffspeicher mittels Photosynthese Kohlenstoffdioxid (CO₂) aus der Atmosphäre in Kohlenstoff um, der im Torf enthalten bleibt. Intakte Moore „kühlen“ daher das Klima und sind somit für den Klimaschutz von Bedeutung. Durch Entwässerung werden Moore infolge der Torfmineralisierung zu CO₂-Quellen. Wiedervernässung kann diesen Effekt stoppen. Moorrenaturierung (Überführung des gestörten Ökosystems in einen naturnäheren Zustand) ist ein Beitrag zum Klimaschutz. Moore sind auch für die Erhaltung der Biodiversität und als Wasserspeicher für den Hochwasserschutz von Bedeutung. Lediglich naturbelassene Moore können alle genannten Funktionen erfüllen. Zur nachhaltigen Verbesserung

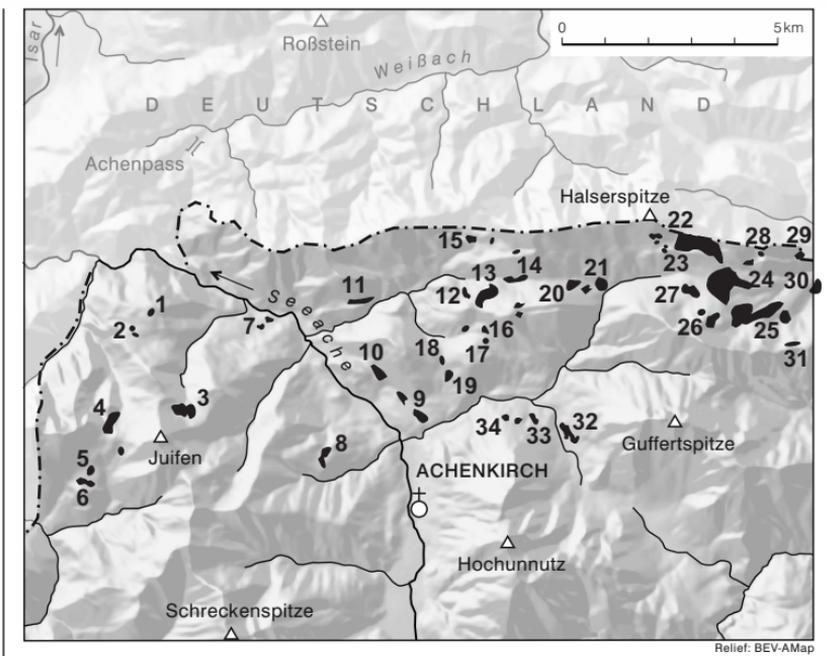


Abb. 59.

Lage der Moorkvorkommen auf dem Kartenblatt ÖK 88 Achenkirch nach STEINER et al. (1992); Lage des Halskopf-Moores – 1 verändert nach HASELWANTER (2008); Nummerierung der Flächen gemäß Tabelle 1.

der Qualität der durch Trockenlegung vor allem für die Beweidung stark beeinträchtigten Karwendel-Moore wurde bereits 2005 mit hydrologischem Monitoring begonnen und von der Tiroler Landesregierung, Abteilung Umweltschutz, das Projekt „Moormanagement im Alpenpark Karwendel“ für die Jahre 2007 bis 2012 genehmigt und durchgeführt (HASELWANTER, 2012a, b).

Nachfolgend werden jene im Naturpark Karwendel auf Blatt 88 vorkommenden Moore genannt, die für das Schutz- und Managementkonzept umfangreich dokumentiert und eingehend mit verschiedensten Methoden bearbeitet wurden (HASELWANTER, 2008, 2012a, b; SASS et al., 2010; SCHRAFFL, 2010; BÖHM, 2011; MEYER, 2011). Somit liegt ein einzigartiger Datensatz aus der jüngsten Vergangenheit für die Renaturierungspläne und Monitoringprogramme dieser Moore vor. Georadarmessungen und Handbohrungen lieferten detaillierte Moorprofile mit der Lithostratigrafie, den Haupttorfotypen und dem Torfzersetigungsgrad (SASS et al., 2010). Die Moore wurden nach dem Managementplan von HASELWANTER (2008, 2012a, b) zusammen mit der Österreichischen Bundesforste AG (ANDREAS STRUDL) und unter wissenschaftlicher Beratung von GERT M. STEINER (Universität Wien) bereits erfolgreich wiedervernässt und renaturiert.

Halskopf-Moor – 1

Das 0,43 ha große Moor ist etwa 350 m südwestlich des Halskopfs (1.406 m) auf 1.371 m Höhe in einer Karsthohlform gelegen und als großes, sauer-mesotrophes Regenmoor klassifiziert (HASELWANTER, 2008). Dieses Halskopf-Moor ist wegen seiner geringen Größe nicht im Kartenblatt eingetragen und ist nicht ident mit dem im

Nr.	Name	Gemeinde	Naturraum ¹⁾	Bedeutung	Azidität	Trophie
1	Halskopf-Moor ²⁾	Achenkirch	Karwendel	regional	sauer	mesotroph
2	Moor S Brettersbergalm- Mitterleger	Achenkirch	Karwendel	überregional	sauer	oligotroph
3	Schulterbergalm- Moor	Achenkirch	Karwendel			
	Niedermoor W			lokal	sauer	mesotroph
	Hochmoor W			überregional	sauer	oligotroph
	Hochmoor E			überregional	sauer	oligotroph
	Niedermoor E			regional	sauer	mesotroph
4	Roßkopf- Moorkomplex	Eben am Achensee	Karwendel	international		
	Moor am Roßkopf S				subneutral	mesotroph
	Moor am Roßkopf N				kalkreich ³⁾	oligo- mesotroph ³⁾
5	Moor an der Baieralm	Eben am Achensee	Karwendel	lokal	subneutral	mesotroph
6	Moorkomplex am Raberskopf	Eben am Achensee	Karwendel	international	sauer	oligotroph
7	Hangmoor S Hagenwirt	Achenkirch	Karwendel	lokal	kalkreich	mesotroph
8	Falkenmoos	Achenkirch	Karwendel	regional	kalkreich	mesotroph
9	Niedermoor NW Leiten	Achenkirch	Mangfall- gebirge (Tegernseer Berge)	lokal	subneutral	mesotroph
	Hochmoor NW Leiten			überregional	sauer	oligotroph
	Leitenmoos			regional	sauer	mesotroph
10	Niedermoor am Schmalkopf	Achenkirch	Mangfall- gebirge (Tegernseer Berge)	überregional	kalkreich	mesotroph
	Hochmoor am Schmalkopf			überregional	sauer	mesotroph

Moortyp	Seehöhe ¹⁾ [m]	Zustand ¹⁾	Besitz	Topografie	Untergrund ¹⁾	Größe [ha]
Regenmoor	1.371	regeneriert	ÖBf	Karsthohl- form	Plattenkalk (40) mit Mergel	0,4
Regenmoor	1.312	naturnahe	ÖBf	Karsthohl- form	Plattenkalk (40), ? Seesedimente auflagernd	0,7
	1.490– 1.530	renaturiert	ÖBf		Kössen- Formation (39), Moräne (21), Hangschutt (8)	
Überrieselungs- moor				Karwanne		4,3
Regenmoor				Karwanne		2,5
Regenmoor				Karwanne		1,5
Durchströmungs- moor				Hang		2,8
	1.430– 1.500	renaturiert	ÖBf		Grundmoräne (22), Plattenkalk (40) mit Mergel, Kössen- Formation (39)	
Durchströmungs- moor				Hang		4,5
Durchströmungs- moor				Hang- verflachung		5,9
Durchströmungs- moor	1.340– 1.360	streu- genutzt	privat	Hang- verflachung	Hangschutt (8), Kössen- Formation (39)	2,6
Regenmoor Quellmoor ⁴⁾ Durchströmungs- moor ⁴⁾	1.310– 1.350	renaturiert	ÖBf	Hang und Hang- verflachung	Allgäu- Formation (32), Hangschutt (8), ? Rotkalk- Gruppe (34)	4,2
Überrieselungs- moor	860	teil- entwässert	ÖBf	Hang	Hauptdolomit (41), Grundmoräne (22)	1,3
Durchströmungs- moor	1.190	naturnahe	privat	Hang- verflachung	Ammergau- Formation (28), Grundmoräne (22)	5,6
Quellmoor	940	naturnahe	privat	Hang	Grundmoräne (22), Mergelkalke der Jura-Becken- sedimente (v.a. 28, 32)	0,8
Regenmoor	940	naturnahe	privat	Hang- verflachung		1,9
Übergangsmoor	940	streu- genutzt	privat	Sattel- verebnung		4,9
Überrieselungs- moor	980	naturnahe	ÖBf	Hang- verflachung		Grundmoräne (22), Kössen- Formation (39), Lockergestein einer Massen- bewegung (11)
Übergangsmoor	970	Torfstich- regene- ration	privat	Sattel- verebnung		4,0

Nr.	Name	Gemeinde	Naturraum ¹⁾	Bedeutung	Azidität	Trophie
11	Sattelmoos	Achenkirch	Mangfall- gebirge (Tegernseer Berge)	regional	subneutral	mesotroph
12	Mahmooskopf N	Achenkirch	Mangfall- gebirge (Tegernseer Berge)	überregional	subneutral	mesotroph
13	Mahmooskopf NE	Achenkirch	Mangfall- gebirge (Tegernseer Berge)	überregional	subneutral	mesotroph
14	Bärenmoos	Achenkirch	Mangfall- gebirge (Tegernseer Berge)	national	kalkreich	mesotroph
15	Moor W Blaubergalm ⁵⁾	Achenkirch	Mangfall- gebirge (Tegernseer Berge)	regional	subneutral	oligotroph
16	Niedermoor NE Roßstand	Achenkirch	Mangfall- gebirge (Tegernseer Berge)	lokal	kalkreich	mesotroph
17	Hochmoor NE Roßstand	Achenkirch	Mangfall- gebirge (Tegernseer Berge)	überregional	sauer	oligotroph
18	Hochmoor SW Roßstand	Achenkirch	Mangfall- gebirge (Tegernseer Berge)	überregional	sauer	oligotroph
19	Niedermoor SW Roßstand	Achenkirch	Mangfall- gebirge (Tegernseer Berge)	überregional	subneutral	mesotroph
20	Moor unter der Natterwand NW	Achenkirch	Mangfall- gebirge (Tegernseer Berge)	überregional	kalkreich	eutroph
21	Moor unter der Natterwand SE	Achenkirch	Mangfall- gebirge (Tegernseer Berge)	überregional	kalkreich	eutroph

Moortyp	Seehöhe ¹⁾ [m]	Zustand ¹⁾	Besitz	Topografie	Untergrund ¹⁾	Größe [ha]
Versumpfungsmoor	1.020– 1.040	teilauf- geforstet	ÖBf	Sattel- verebnung	Grundmoräne (22), Kössen- Formation (39), Rotkalk- Gruppe (34), Allgäu- Formation (32)	4,1
Durchströmungsmoor	1.170– 1.240	naturnahe	ÖBf	Hang	Grundmoräne (22), Schrambach- Formation (27)	2,3
Durchströmungsmoor	1.240– 1.300	naturnahe	ÖBf	Hang	Grundmoräne (22), Schrambach- Formation (27)	13,2
Quellmoor	1.190– 1.260	naturnahe	ÖBf	Hang	Grundmoräne (22), Schrambach- Formation (27)	4,9
Übergangsmoor	1.280– 1.300	beweidet	ÖBf	Senke einer Synklinal- struktur	Kössen- Formation (39), Plattenkalk (40) mit Mergel	2,6
Überrieselungsmoor	1.220– 1.250	beein- trächtigt	privat	Hang	Grundmoräne (22), Schrambach- Formation (27)	1,4
Regenmoor	1.190	naturnahe	ÖBf	Sattel- verebnung	Grundmoräne (22), Schrambach- Formation (27)	1,2
Regenmoor	1.110	naturnahe	privat	Sattel- verebnung	Grundmoräne (22), Barmstein- kalk (29), Ammergau- Formation (28)	1,5
Versumpfungsmoor	1.080	naturnahe	privat	Hang- verflachung	Grundmoräne (22), Barmstein- kalk (29), Ammergau- Formation (28)	3,1
Überrieselungsmoor	1.220– 1.280	naturnahe	ÖBf	Hang	Schrambach- Formation (27)	5,0
Überrieselungsmoor	1.200– 1.230	naturnahe	privat	Hang	Schrambach- Formation (27)	2,0

Nr.	Name	Gemeinde	Naturraum ¹⁾	Bedeutung	Azidität	Trophie
22	Bayerische Wildalm W	Brandenberg	Mangfallgebirge (Tegernseer Berge)	international	sauer	mesotroph
	Bayerische Wildalm S			international	subneutral	mesotroph
	Bayerische Wildalm E			international	kalkreich	mesotroph
23	W Bayerische Wildalm W	Brandenberg	Mangfallgebirge (Tegernseer Berge)	regional	sauer	mesotroph
	W Bayerische Wildalm E			regional	kalkreich	mesotroph
	W Bayerische Wildalm S			regional	kalkreich	mesotroph
24	Wildalmfilz W	Brandenberg	Mangfallgebirge (Tegernseer Berge)/ Brandenberger Alpen	international	kalkreich	mesotroph
	Wildalmfilz N			international	sauer	oligotroph
	Wildalmfilz E			international	subneutral	mesotroph
25	Wildalmmoos W	Brandenberg	Brandenberger Alpen	national	subneutral	mesotroph
	Wildalmmoos Mitte			national	subneutral	mesotroph
	Wildalmmoos E			lokal	subneutral	eutroph
26	Angernalm NW ⁶⁾	Brandenberg	Brandenberger Alpen	lokal	subneutral	mesotroph
	Angernalm SE ⁶⁾			lokal	subneutral	mesotroph
27	Ludernalm-Moor ⁷⁾	Brandenberg	Brandenberger Alpen	national	subneutral	mesotroph
28	Moor W Sattelkopf	Brandenberg	Mangfallgebirge (Tegernseer Berge)	lokal	kalkreich	mesotroph
	Moor N Sattelkopf			lokal	kalkreich	mesotroph
29	Moor E Sattelkopf	Brandenberg	Mangfallgebirge (Tegernseer Berge)	lokal	kalkreich	mesotroph
30	Schöberfilz W	Brandenberg	Brandenberger Alpen	national	subneutral	mesotroph

Moortyp	Seehöhe ¹⁾ [m]	Zustand ¹⁾	Besitz	Topografie	Untergrund ¹⁾	Größe [ha]
Versumpfungsmoor	1.420– 1.460	naturnahe	ÖBf	Karsthohlform	Kössen- Formation (39), Rotkalk- Gruppe (34), Plattenkalk (40)	18,0
Versumpfungsmoor	1.440– 1.480	beweidet	ÖBf	Sattelverebnung		8,5
Überrieselungsmoor	1.420– 1.480	naturnahe	ÖBf	Sattelverebnung		12,4
Verlandungsmoor	1.530	unberührt	ÖBf	Karsthohlform	Kössen- Formation (39),	0,5
Überrieselungsmoor	1.520	naturnahe	ÖBf	Hang	Rotkalk- Gruppe (34),	0,2
Quellmoor	1.520	naturnahe	ÖBf	Hangverflachung	Ammergau- Formation (28)	0,7
Überrieselungsmoor	1.390– 1.430	naturnahe	ÖBf	Hang	Grundmoräne (22), Schrambach- Formation (27)	12,9
Regenmoor	1.370– 1.410	naturnahe	ÖBf	Sattelverebnung		24,8
Überrieselungsmoor	1.350– 1.400	naturnahe	ÖBf	Hangverflachung		7,4
Überrieselungsmoor	1.330– 1.400	beweidet	ÖBf	Hangverflachung	Grundmoräne (22), Schrambach- Formation (27)	18,2
Überrieselungsmoor	1.260– 1.370	beweidet	ÖBf	Hangverflachung		17,4
Überrieselungsmoor	1.230– 1.260	beeinträchtigt	ÖBf	Hangverflachung		5,5
Überrieselungsmoor	1.510– 1.550	beweidet	ÖBf	Hangverflachung	Schrambach- Formation (27)	1,5
Überrieselungsmoor	1.510– 1.580	beweidet	ÖBf	Hangverflachung	Kössen- Formation (39), Oberrhätalk (38), Lockergestein einer Massen- bewegung (10)	6,1
Übergangsmoor	1.370– 1.390	naturnahe	ÖBf	Hangverflachung	Grundmoräne (22), Schrambach- Formation (27)	7,5
Überrieselungsmoor	1.360– 1.380	naturnahe	ÖBf	Hangverflachung	Kössen- Formation (39)	1,6
Überrieselungsmoor	1.450– 1.470	naturnahe	ÖBf	Hangverflachung	Kössen- Formation (39)	0,5
Überrieselungsmoor	1.290– 1.320	naturnahe	ÖBf	Hangverflachung	Kössen- Formation (39)	1,8
Durchströmungsmoor	1.110	naturnahe	ÖBf	Hangverflachung	Grundmoräne (22), Schrambach- Formation (27)	0,8

Nr.	Name	Gemeinde	Naturraum ¹⁾	Bedeutung	Azidität	Trophie
31	Moor am Abendstein	Brandenberg	Brandenberger Alpen	lokal	kalkreich	mesotroph
32	Untere Bergalm S	Steinberg am Rofan	Brandenberger Alpen	regional	kalkreich	mesotroph
	Untere Bergalm N			regional	kalkreich	mesotroph
33	Moor NE Pulverermahd	Steinberg am Rofan	Brandenberger Alpen	überregional	kalkreich	mesotroph
34	Moor NW Pulverermahd	Achenkirch	Brandenberger Alpen	regional	kalkreich	mesotroph

- 1) Angaben zum Naturraum, zur Seehöhe, zum Zustand und zum Untergrund kompiliert aus STEINER et al. (1992), HASELWANTER (2008), GRUBER & BRANDNER (2012) und eigenen Erhebungen.
- 2) Angaben zum Halskopf-Moor nach HASELWANTER (2008), z.T. modifiziert nach eigenen Erhebungen.
- 3) Modifiziert unter Verwendung von HASELWANTER (2008); nach STEINER et al. (1992) handelt es sich um ein sauer-oligotrophes Regenmoor.

Tab. 1.

Eckdaten der meisten Moore auf dem Kartenblatt ÖK 88 Achenkirch; zur Lage siehe Abbildung 59.

Moorschutzkatalog von STEINER et al. (1992) ebenfalls als Halskopf-Moor bezeichneten subneutral-mesotrophen Versumpfungsmoor (1,5 ha; nicht in Tab. 1), welches sich nördlich davon in einer Karstgasse befindet. Der Felsuntergrund besteht aus Plattenkalk (40), der an den umgebenden Felsen eine charakteristische Verkarstung zeigt. Aufschluss über die Moor-Stratigrafie gibt ein Profil aus einer Moorbohrung für pollenanalytische Untersuchungen (BÖHM, 2011), das vom Präboreal bis heute reicht. Die unter Torf liegende Muddeschicht lässt auf ein Würm-spätglaziales stehendes Gewässer schließen, aus dem das Moor durch Verlandung entstanden ist. Über wenig zersetztem Seggentorf mit Moostorfzwischenlagen liegt geringmächtiger Hochmoortorf. Die Moormächtigkeit beträgt nach diesem Profil 4,5 m.

Moor S Brettersbergalm-Mitterleger – 2

Im Weidegebiet der Brettersbergalmen liegen in den Verebnungen zwischen Pitzkopf (1.670 m) und Halskopf (1.406 m) kleine Nieder-, Übergangs- und Hochmoorflächen. Unmittelbar westlich des Weges zum Brettersbergalm-Mitterleger (1.296 m) befindet sich in 1.312 m Höhe ein ausgesprochenes Latschenhochmoor von besonderer landschaftlicher Schönheit und mit botanischen Besonderheiten wie Sonnentauarten (*Drosera rotundifolia*, *Drosera obovata*) und Sumpfbärlapp (*Lycopodium inundata*) (HASELWANTER, 2008). Die offene Hochmoorfläche ist gewölbt, weist ein Randgehänge auf und ist von einem Fichten-Moorrandwald umgeben. Im Norden schließt an einen ausgedehnten Schwingrasenbereich die Latschen-Hochmoor-Gesellschaft an. Die Moormächtigkeit beträgt etwa 5,6 m. Der durch Beweidung

Moortyp	Seehöhe ¹⁾ [m]	Zustand ¹⁾	Besitz	Topografie	Untergrund ¹⁾	Größe [ha]
Überrieselungs- moor	1.480– 1.510	unberührt	ÖBf	Hang- verflachung	Kössen- Formation (39)	2,1
Überrieselungs- moor	1.010– 1.040	naturnahe	ÖBf	Hang- verflachung	Hauptdolomit (41), Eisrand- sediment (16)	2,9
Überrieselungs- moor	1.000– 1.020	naturnahe	ÖBf	Hang- verflachung		1,4
Überrieselungs- moor	1.010– 1.040	naturnahe	ÖBf	Hangmulde	Grundmoräne (22), Schrambach- Formation (27)	2,7
Überrieselungs- moor	1.070– 1.100	naturnahe	privat	Hang	Grundmoräne (22), Schrambach- Formation (27), Ammergau- Formation (28)	1,3

4) Ergänzungen nach HASELWANTER (2008).

5) In STEINER et al. (1992) fälschlicherweise als „Moor E Blaubergalm“ bezeichnet.

6) In STEINER et al. (1992) als „Anderalm“ bezeichnet.

7) In STEINER et al. (1992) als „Luternalmmoos“ bezeichnet, befindet es sich eigentlich bei der Klausbodenalm.

beeinträchtigte Randbereich des Moores wurde durch Weidefreistellung und Einzäunung renaturiert und ungestörtes Moorbewuchs ist wieder möglich. Durch Pegelmessungen wird der Wasserstand im Hochmoorbereich laufend kontrolliert.

Schulterbergalm-Moor – 3

In der breiten karförmigen Mulde zwischen Pitzalm und Schulterbergalm-Hochleger (1.541 m), nordöstlich unterhalb des Juifen (1.988 m), liegt in ca. 1.500 m Höhe ein Moorkomplex, der von STEINER et al. (1992) in vier Teilflächen, einem Nieder- und Hochmoor West und einem Nieder- und Hochmoor Ost, untergliedert wird (Tab. 1). HASELWANTER (2008) bezeichnet die zwei westlichen Teilflächen als Pitzkopf-Moor und gibt dafür eine Fläche von 3 ha an. Das Moorgebiet weist im westlichen und östlichen Bereich eine leicht geneigte Hanglage auf. Nach STEINER et al. (1992) handelt es sich um ein sauer-mesotrophes Überrieselungsmoor im Westen und um ein Durchströmungsmoor im Osten, das teilentwässert und aufgeforstet wurde. Es ist von einem *Caricetum nigrae* (Braunseggen-Gesellschaft) bewachsen. Im Zentralbereich hat sich ein Hochmoor gebildet, das durch einen zentralen erosiven Einschnitt bis zum Mineralboden getrennt wird. Das Moor wird von mehreren Bächen durchflossen. Durch Entwässerung und Beweidung im 20. Jahrhundert war das Moor vollkommen degeneriert. Die Moormächtigkeit im Hochmoorbereich beträgt etwa 6,4 m. Die Vegetation wird vom *Pino mugetum-Sphagnetum* (Latschen-Torfmoos-Gesellschaft), *Caricetum rostratae* (Schnabelseggen-Gesellschaft) und *Trichophoretum* (Haarbinsen-Gesellschaft) gebildet.

Roßkopf-Moorkomplex – 4

Ungefähr 500 m nordwestlich des Rotwandalm-Hochlegers und südlich des Roßkopfs (1.528 m) liegt in ca. 1.430 bis 1.500 m Höhe der nach STEINER et al. (1992) hochwertigste Moorkomplex im Naturpark Karwendel, der auch international von Bedeutung ist. HASELWANTER (2008) gibt eine Gesamtfläche des Moores von 6,2 ha an, die er in einen Oberhangbereich von 3,2 ha und einen Unterhangbereich von 3 ha unterteilt. Es handelt sich demnach um eine der größten Moorflächen im Naturpark Karwendel, wobei diese im Moorschutzkatalog von STEINER et al. (1992) mit 4,5 ha (Moor am Roßkopf Süd) plus 5,9 ha (Moor am Roßkopf Nord) noch wesentlich großzügiger umrissen wird (Tab. 1). HASELWANTER (2008) bezeichnet den gesamten Moorkomplex, teilweise abweichend zu STEINER et al. (1992), als ein Durchströmungs-Hangniedermoor (modifiziert in Tab. 1) mit Latschenbewuchs im Unterhangbereich und kleinen Flächen von Übergangs- und Hochmoor. Die hochmoorartige Aufwölbung im Unterhang dürfte demnach auf Erosion und die Morphologie des Untergrundes zurückzuführen sein.

Moorkomplex am Raberskopf – 6

Nördlich der Kuppe des Raberskopfs (1.383 m) befindet sich in ca. 1.310 bis 1.350 m Höhe ein Hangmoorkomplex aus Quellmooren und Durchströmungsmooren, die in ein Latschenhochmoor im Unterhang übergehen (HASELWANTER, 2008). Randlich davon liegen Dolinen. Wegen der für ein Moor außergewöhnlich großen Hangneigung bis zu 8° im Oberhangbereich nach Süden ist das Raberskopf-Moor von internationaler Bedeutung. Durch Verschluss (Abriegelung) der 22 Entwässerungsgräben mit Lärchenholzdämmen und Entfernen der Fichten entlang der Gräben wurde die Hydrologie wesentlich verbessert, was an dem verstärkten Wachstum moorspezifischer Vegetation (z.B. *Sphagnum* sp.) zu erkennen ist. Dieses Moor ist auf dem Kartenblatt als Vernässungszone (5) eingetragen, deren Flächenausdehnung nicht den natürlichen Gegebenheiten entspricht.

8.3. Ramsar-Gebiet Bayerische Wildalm und Wildalmfilz

Die Ramsar-Konvention ist ein zwischenstaatliches Übereinkommen zum Schutz von Feuchtgebieten, das 1971 in der iranischen Stadt Ramsar beschlossen wurde. Ursprünglich war es eine Initiative zum Schutz der Wasser- und Watvögel und ihrer Lebensräume von internationaler Bedeutung. Die Konvention wurde nachfolgend inhaltlich erweitert und schließt die verschiedensten Feuchtbiotope inklusive alle Moore ein. Österreich ist seit 1983 Mitglied (JUNGMEIER & WERNER, 2004; WIESBAUER, 2014). Die Mitgliedstaaten sind verpflichtet, mindestens ein Feuchtgebiet internationaler Bedeutung zu benennen und dieses und möglichst weitere zu erhalten und zu fördern. Das Ramsar-Diplom für ein Feuchtgebiet ist eine internationale Schutzgebietsauszeichnung. Diese ersetzt nicht die Ausweisung des Schutzgebietes auf Basis des national geltenden Rechts. In Österreich wurden bisher 23 Ramsar-Gebiete ausgewiesen, wovon 15 Gebiete Moore mit unterschiedlichen Moortypen aufweisen. In Tirol gibt es die beiden Ramsar-Schutzgebiete Bayerische Wildalm und Wildalmfilz sowie Wilder Kaiser, die beide unterschiedliche Moortypen beinhalten.

Das grenzüberschreitende Ramsar-Schutzgebiet Bayerische Wildalm und Wildalmfilz weist eine Fläche von ca. 140 ha auf, bei einer Höhenlage zwischen etwa 1.260 und 1.470 m. Davon beträgt der Anteil Tirols (Gemeinde Brandenburg) ungefähr 133 ha und der Anteil Bayerns (Gemeinde Kreuth) ca. 7 ha. Die Moore im Südosten der Halserspitze (1.863 m) nahe der Gufferthütte (1.465 m) wurden wegen der hervorragenden Qualität und Einmaligkeit des vielfältigen Moorkomplexes im

Jahr 2005 in die Ramsar-Liste der Feuchtgebiete von internationaler Bedeutung aufgenommen. 2007 wurde der angrenzende bayerische Anteil der Bayerischen Wildalm ebenfalls als Ramsar-Gebiet ausgewiesen.

Die Moore der Bayerischen Wildalm und Wildalmfilz sind über die Feuchtwiesen und kleineren Moore des oberen Sattelbachtals (Gebiet der Brandenberger Roßalm) zum Moorkomplex verbunden. Dieser beeinflusst durch seine Fähigkeit, bei Starkregen das Wasser aufzusaugen und zurückzuhalten, auch wesentlich die Wasserführung der abfließenden Bäche. Es wurden noch keine pollenanalytischen Untersuchungen des Moorkomplexes durchgeführt, sodass nichts über die Moorentwicklung und Vegetationsgeschichte der Umgebung bekannt ist.

Das gehäufte Moorkommen ist geologisch durch die Verbreitung wasserstauer Mergel der Kössen- (39) und der Schrambach-Formation (27) sowie Moränenablagerungen (22) bedingt. Klimatisch ist es durch das subozeanische Klima in der Staulage am Nordrand der Kalkalpen mit hohen Jahresniederschlägen von 1.400 bis über 2.000 mm charakterisiert (siehe Kap. 9).

Der Lehrpfad „Natura Trail Bayerische Wildalm“, im Jahr 2009 im Rahmen einer europaweiten Kampagne der Naturfreunde Internationale eröffnet (NATURFREUNDE INTERNATIONALE, 2009), vermittelt grundlegende Daten zum Schutzgebietscharakter der Bayerischen Wildalm. Der erste Teil vom Köglboden bis zur Gufferthütte (1.465 m) fällt mit dem „Geo-Pfad Obere Ampelsbach-Filzmoosbach-Schlucht“ zusammen. Dieser wurde 2004 auf Initiative von GEORG DIETMAIR (Augsburg) und GEORG M. EBERLE (Kaufering) erstellt und weist auf die Gesteinsabfolge und geologische Besonderheiten entlang des Weges hin (Betreuung durch die Sektion Kaufering des Deutschen Alpenvereins und den Tourismusverband Achensee). Von der Abzweigung zur Klausbodenalm weg startet der eigentliche Moor-Rundkurs des Natura Trails mit dem Wildalmfilz und der Bayerischen Wildalm. EBERLE (2007) hat eine Liste der im Moor der Bayerischen Wildalm festgestellten Moose und Gefäßpflanzen veröffentlicht.

Bayerische Wildalm – 22

Den Untergrund des Moores Bayerische Wildalm bilden Mergel der Kössen-Formation (39). Im Süden wird das Polje, das einen großen Teil der Moorfläche umfasst (Kap. 10; Abb. 63), von einem etwa 1.510 m hohen Rücken aus Kalken der Kössen-Formation (39), der Rotkalk-Gruppe (34) und der Ammergau-Formation (28) umgeben. Im Westen und Norden reichen die Steilhänge der Halserspitze (1.863 m) mit den steil S fallenden Plattenkalkbänken (40) an den Boden des Poljes heran. Den Ostrand des Poljes, wo sich dessen Hauptponor befindet, schließt ein Felsriegel aus Plattenkalk (40) und Kössen-Formation (39) ab. Die Kalke sind teilweise stark verkarstet. Am Südrand des Poljes befinden sich mehrere kleine Dolinen mit Ponoren.

Im mächtigen Polje, einer Senke von etwa 0,5 km², hat sich aufgrund der topografischen Merkmale, die ein eigenes Mikroklima und einen besonderen Wasserhaushalt bedingen, gemeinsam mit der traditionellen Almwirtschaft ein vielgestaltiger Moorkomplex mit typischen Pflanzengesellschaften mit vom Aussterben bedrohten seltenen Rote-Liste-Arten (z.B. Traunsteiner Knabenkraut) entwickelt. Aufgrund der unterschiedlichen hydrologischen Bedingungen, unter denen die Bayerische Wildalm mit Wasser versorgt wird, ist es im Polje zu einer Mischung hydrogenetischer Moortypen (Versumpfungsmoor, Überflutungsmoor und Verlandungsmoor) gekommen.

Die Anteile mit Hang-, Versumpfungs- und Durchströmungsmooren zeichnen sich im Moorkomplex Bayerische Wildalm mit mesotroph-kalkreichen, mesotroph-sauren und oligotroph-sauren Bereichen mit jeweils typischen Pflanzengesellschaften

ten der Niedermoore aus. Zahlreiche kleine Versumpfungsmoore haben sich in und zwischen Dolinen gebildet. Am tiefliegenden Grund des Poljes sind die Temperaturunterschiede besonders im Frühjahr und Herbst im Tagesverlauf extrem groß. Tiefe Temperaturen in der Nacht mit Spät- und Frühfrösten wechseln mit hohen Temperaturen am Tag. Schnee bleibt im Polje bis weit in das Frühjahr hinein liegen.

Die Moorebene ist strauch- und baumlos und wenig gegliedert. Wassergefüllte Mulden (Schlenken) und kleine Hügel (Bulten) mit Torfmoosen sind in der Moorebene unregelmäßig verteilt. Die Vegetation setzt sich, abhängig vom Mineralgehalt des zufließenden Wassers, aus verschiedenen Pflanzengesellschaften zusammen. In den mineralreicheren Wasserlöchern findet man Schnabelseggen-Gesellschaften, in den mineralstoffarmen Tümpeln Arten der Schlammseggen-Gesellschaft, verzahnt mit Arten der Rasenbinsen-Gesellschaft. In den einzelnen Gesellschaften findet man verschiedene Wollgrasarten (Schmalblättriges Wollgras und Scheidenwollgras), Fiebertee, Rundblättrigen und Mittleren Sonnentau, die Schlammsegge, Blumenbinse und Sumpfbärlapp. Den Nord-exponierten, kühleren und feuchteren Südrand überziehen Quellsümpfe, Feuchtwiesen und Hangmoore mit ihren charakteristischen Arten, in denen der Alpenhelm, das Sumpfläusekraut, der Ungarische Enzian und verschiedene Knabenkräuter auffallen. Im Gegensatz dazu wachsen auf dem meist trockenen, nach Süden orientierten Nordrand Arten der alpinen Kalkmagerrasen, Schusternagerl, Stengelloser Enzian, Kugelorchis und Silberdistel.

Nach STEINER et al. (1992) gliedert sich der Moorkomplex Bayerische Wildalm in drei Teilmoore. Das große Versumpfungsmoor **Bayerische Wildalm W** im dortigen Polje (Kap. 10; Abb. 63) greift im Norden auf deutsches Staatsgebiet über. Die Vegetation wird über große Bereiche vom *Caricetum limosae* (Schlammseggen-Gesellschaft), entlang der zahlreichen Gerinne vom *Caricetum rostratae* (Schnabelseggen-Gesellschaft) bestimmt. Entlang der Umrandung des Poljes gibt es zahlreiche Sickerquellen mit *Caricetum paniculatae* (Rispenseggen-Gesellschaft) und *Caricetum davallianae* mit der Davallege als Charakterart kalkreicher Niedermoore. Das beweidete Versumpfungsmoor **Bayerische Wildalm S** ist ein Sattelniedermoor mit *Caricetum davallianae* und weist randlich einige Sickerquellen auf. Das Überrieselungsmoor **Bayerische Wildalm E**, ein langgestrecktes naturnahes Sattelniedermoor, ist im Scheitelbereich vorwiegend von einem *Sphagno-Nardetum* bewachsen. Es fällt nach Nordwesten mit einem *Caricetum davallianae* zum Polje der Bayerischen Wildalm ab.

Wildalmfilz – 24

Das Wildalmfilz liegt südsüdöstlich unterhalb der Gufferthütte (1.465 m) auf ca. 1.420 m. Es hat sich auf dem breiten Pass zwischen dem Filzmoosbachtal im Westen und dem Sattelbachtal im Osten, den Anstiegen zur Gufferthütte im Norden und zum Schneidjoch im Süden als Sattelmoor aus einem Versumpfungsmoor entwickelt. Mergel der Schrambach-Formation (27), untergeordnet Grundmoräne (22), stauen das zufließende Wasser und den Regen.

Das Wildalmfilz zeichnet sich durch einen sehr naturnahen Zustand aus. Extensiv genutzte Feuchtwiesen gehen allmählich in ein Kalkniedermoor, in ein Übergangsmoor und schließlich mit abnehmendem Mineralgehalt des Wassers in ein Regenmoor (Hochmoor) über, das nur mehr vom Regen mit Wasser versorgt wird. Moorweiten mit Moorkolken, Schlenken, Schwinggrasen und Bulten wechseln einander ab und sind durch Latschenfelder auf hohen Bulten miteinander verzahnt (Abb. 60). Schlammsegge, Blumenbinse, Sonnentau, Sumpfbärlapp, Fiebertee und verschiedene Torf- und Laubmoose bilden die auffallenden Arten der feuchten und nassen Bereiche. Moosbeere, Rosmarinheide und Besenheide wachsen auf den trockeneren Flächen.



Abb. 60.

Das Regenmoor des Wildalmfilzes (Teilmoor Wildalmfilz N) stellt das größte Latschenhochmoor Tirols dar; Blickrichtung nach Nordnordosten (Foto: A. GRUBER, 2008).

Im Scheitelpbereich des Sattels befinden sich Erosionskomplexe. Die typische Hochmoorgesellschaft auf den Bulten ist die Gesellschaft mit Latschen und Torfmoos. In den Schlenken sind die Schlammseggen-, Schnabelseggen- und die Wollgras-Rasenbinsen-Gesellschaft verbreitet.

Ebenso wie der Moorkomplex Bayerische Wildalm ist auch das Wildalmfilz nach STEINER et al. (1992) in drei Teilmoore gegliedert. Das **Wildalmfilz W** umfasst den südlichen Teil und ist ein Überrieselungsmoor, in dem eine Davallseggen-Gesellschaft ausgebildet ist. Bei den Sickerquellen des Oberhanges geht die Vegetation in eine Rasen-Binsen-Gesellschaft und zuletzt am Übergang zum Hochmoor in eine Rasen-Binsen-Gesellschaft mit Torfmoos über. Das Regenmoor **Wildalmfilz N** ist das größte Latschenhochmoor Tirols (Abb. 60) und nach seiner Lage ein in Bulten und Schlenken gegliedertes Sattelhochmoor. Das Hangniedermoor **Wildalmfilz E** liegt im östlichen Abflussbereich des Wildalmfilzes mit einem Gemisch von Hangzuschuss- und Abflusswasser des Hochmoores. Die Vegetation ist daher azidophiler, wobei Braunseggen-Gesellschaft und weidebedingt Horstgras-Torfmoos-Gesellschaft dominieren.

Auch im **Umfeld des Ramsar-Gebietes Bayerische Wildalm und Wildalmfilz** liegen weitere bedeutsame Moore, deren charakteristische Kenndaten ebenfalls Tabelle 1 zu entnehmen sind. Exemplarisch seien hier folgende genannt: Das **Bärenmoos (14** in Abb. 59) ist ein naturnaher großer Quellmoorkomplex mit schönen Quellkalktreppen. Der große Niedermoorkomplex **Wildalmmoos W** und **Mitte (25** in Abb. 59) weist als Überrieselungsmoor eine äußerst vielfältige Vegetation mit zahlreichen Quell- und Hangmooren auf, die von Gerinnen durchschnitten werden. Das **Ludernalm-Moor (27** in Abb. 59) besteht als naturnahes Übergangsmoor aus mehreren Latschenmoorkörpern mit starkem Hangwassereinfluss, großen Erosionsflächen und zahlreichen Quellbächen, die das Moor ebenfalls zerschneiden.

9. Hydrogeologie

(G. SCHUBERT, A. GRUBER & M. LOTTER)

Der österreichische Anteil des Kartenblattes Achenkirch liegt zur Gänze in den Nördlichen Kalkalpen. Daher werden hier die hydrogeologischen Verhältnisse vor allem durch kalkalpine Schichtglieder bestimmt.

Im Verbreitungsgebiet des Wettersteinkalks und -dolomits (**50–47**) im Südosten des Kartenblattes dominiert über weite Bereiche der unterirdische Abfluss: Aus dem Gewässernetz der ÖK50 geht hervor, dass in den höheren Lagen der Kalkstöcke des Unnutz- und Guffert-Massivs nur wenige und zumeist intermittierende Gerinne vorhanden sind. In der Folge treten am Fuße der beiden Kalkstöcke stark schütende Karstquellen aus, zu denen weiter unten nähere Angaben gemacht werden. Der Abfluss dieser Karstquellen sammelt sich hauptsächlich im Schwarzenbach, im Mühlbach und in der Steinberger Ache.

Anders verhält es sich im nach Westen und Norden anschließenden Verbreitungsgebiet des Hauptdolomits (**41**), der obertriassischen bis unterkretazischen Mergel und Kalkmergel (v.a. Kössen-Formation, **39**, Allgäu-Formation, **32**, Ammergau-Formation, **28** und Schrambach-Formation, **27**) sowie der damit vergesellschafteten Kalke (hauptsächlich Plattenkalk, **40**, Oberrhätalk, **38**, Rotkalk-Gruppe, **34**, Barmsteinkalk, **29**) und Radiolarite (Ruhpolding-Formation, **31**). Aufgrund der geringen Durchlässigkeit der meisten dieser Gesteine dominiert hier der oberflächennahe Abfluss, wie das dichte Gewässernetz der ÖK50 zeigt. Weiters sind im Verbreitungsgebiet der gering durchlässigen Gesteine auch zahlreiche Vernässungen (**5**) und Moore (**6**) ausgebildet, wie zum Beispiel im Umkreis des Juifen (1.988 m), im Klambachtal und in der Umgebung der Gufferthütte (1.465 m) (Kap. 8).

Die folgenden Angaben fokussieren auf die Anteile der Gemeindegebiete von Achenkirch und Steinberg am Rofan auf dem Kartenblatt (Tafel 11). Die ebenfalls anteilig vertretenen Gemeindegebiete von Eben am Achensee und Brandenburg beinhalten dort keinen Dauersiedlungsraum und wurden nicht miteinbezogen.

Demnach sind folgende Messstellen des Hydrographischen Dienstes des Landes Tirol (zur Lage siehe Tafel 11 und Tab. 2) von Relevanz: die Niederschlagsmessstelle Steinberg am Rofan (HZB-Nr. 102756), die Abflussmessstelle Steinberg am Rofan-Untersteinberg (Mühlbach; HZB-Nr. 230904) und die Quellmessstelle Pulverermühlquelle (HZB-Nr. 395442). Mehrjährige hydrochemische Messreihen liegen zu den Grundwassermessstellen PG70227012, PG70227022 und PG70227032 sowie zu den Quellmessstellen KK71260012, KK71260022 und KK71260042 vor (Tab. 3). Die Daten dazu stammen aus der H₂O-Datenbank des Umweltbundesamtes (Datenquelle: Erhebung der Wassergüte in Österreich gemäß Gewässerzustandsüberwachung [GZÜV] BGBl. II Nr. 479/2006 i.d.g.F.; BMNT, Sektion I / Abteilung 3 Nationale und internationale Wasserwirtschaft; Ämter der Landesregierungen).

Die mittlere Jahresniederschlagshöhe der Messstelle Steinberg am Rofan (Nr. 12) betrug laut <https://ehyd.gv.at> (abgerufen am 25.06.2015) im Zeitraum 1971 bis 2012 1.445 mm. Bei den mittleren Monatsniederschlagshöhen derselben Zeitspanne zeichnete sich im Durchschnitt ein deutliches Niederschlagsmaximum (ca. 180 bis 195 mm) in den Monaten Juni bis August ab.

Die Abflussmessstelle Steinberg am Rofan-Untersteinberg (Nr. 13) erfasst den Abfluss des Mühlbaches, dessen orografisches Einzugsgebiet einen Teil des Osthanges des Unnutz-Massivs und des Südabfalls des Guffert-Massivs umfasst. Laut <https://ehyd.gv.at> (abgerufen am 25.06.2015) beträgt sein orografisches Einzugs-

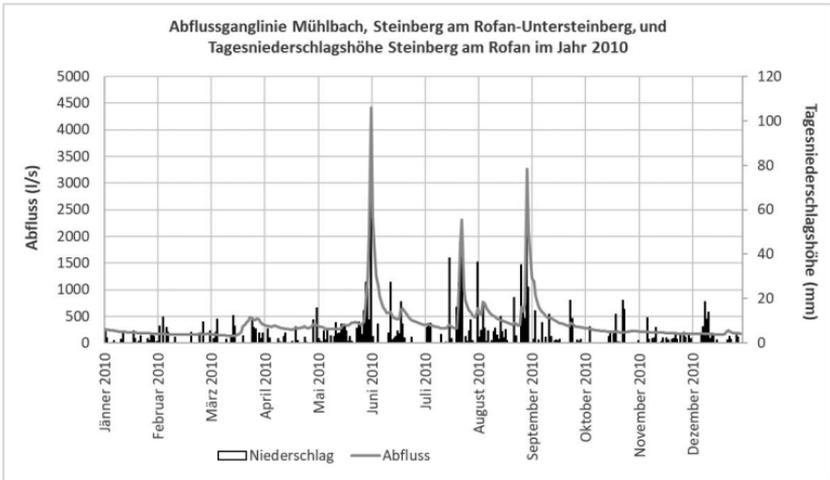


Abb. 61.

Abfluss des Mühlbaches an der Messstelle Steinberg am Rofan-Untersteinberg (Nr. 13) und Tagesniederschlagshöhe in Steinberg am Rofan (Nr. 12) im Jahr 2010 nach <https://ehyd.gv.at> (abgerufen am 25.06.2015); Zur Lage der Messstellen siehe Tafel 11.

gebiet 15 km². Im Zeitraum 1981 bis 2012 betrug der durchschnittliche Abfluss 0,432 m³/s. Bezogen auf das orografische Einzugsgebiet entspricht das einer mittleren Abflusspende von 28,8 l/s pro km² bzw. einer mittleren Jahresabflusshöhe von 908,6 mm. Bei der Interpretation dieser Zahlen ist zu berücksichtigen, dass gerade in verkarsteten Gebieten das hydrologische, also das tatsächliche Einzugsgebiet vom orografischen abweichen kann. Abbildung 61 zeigt den Jahresgang der Abflussmessstelle Steinberg am Rofan-Untersteinberg im Jahr 2010.

Die mittlere Schüttung der Quellmessstelle Pulverermühlquelle (Nr. 14) betrug in den Jahren 1999 bis 2012 laut <https://ehyd.gv.at> (abgerufen am 25.06.2015) 76,96 l/s. Abbildung 62 gibt die Schüttungsganglinie des Jahres 2010 und zum Vergleich auch die Niederschlagshöhen der Messstelle Steinberg am Rofan (Nr. 12) wieder. Die hier zu sehende rasche Reaktion auf starke Niederschlagsereignisse ist typisch für Karstquellen.

Am 7. und 8. Juli 2010 wurde im Rahmen der Kartierungsarbeiten an ausgewählten Karstquellen des Kartenblattes die Schüttung bestimmt. Dies erfolgte zumeist mit der Salzverdünnungsmethode. Zu diesem Zeitpunkt herrschten Niederwasserbedingungen, wie Abbildung 61 entnommen werden kann. Die Ergebnisse sind in Tabelle 2 zusammengefasst. Dabei werden neben der Schüttung auch die Wassertemperatur und die spezifische elektrische Leitfähigkeit, ein Summenparameter im Hinblick auf den Lösungsinhalt, wiedergegeben. Die stärkste Schüttung war bei der Schwarzenbachquelle (Nr. 8 in Tafel 11) und der etwa 200 m südöstlich gelegenen Quelle (Nr. 9) zu beobachten (136 l/s bzw. ca. 70 l/s). Beide Quellen beziehen aufgrund ihrer Lage ihr Wasser offensichtlich vom Unnütz-Massiv. Die Pulverermühlquelle (Nr. 5) und die etwa 500 m nordöstlich der Unteren Bergalm (997 m) austretende Karstquelle (Nr. 10) waren mit 58 l/s und 24 l/s die stärksten Karstquellen am Fuße des Guffert-Massivs.

Die Pulverermühlquelle sowie die Unteren Häuslplattquellen 1+2 (Nr. 6 in Tafel 11) und die Obere Häuslplattquelle (Nr. 7) werden von der Gemeindewasserversorgung Steinberg am Rofan genutzt. Für die Pulverermühlquelle besteht ein Konsens von

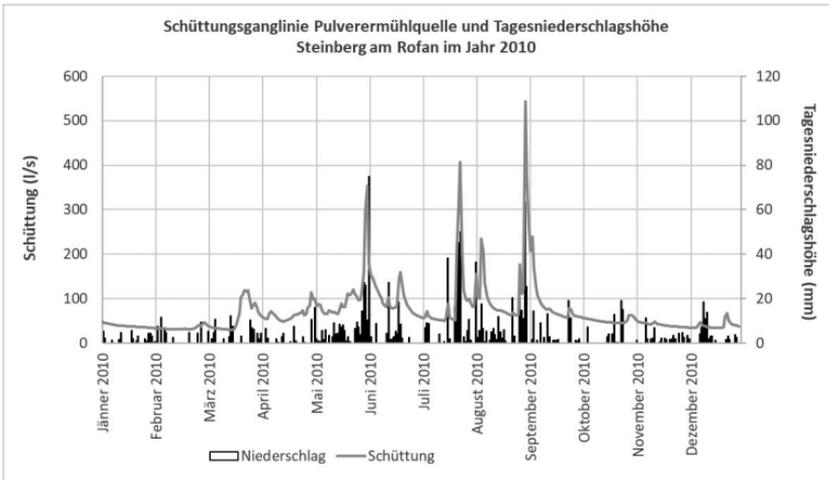


Abb. 62.

Schüttung der Pulverermühlquelle (Nr. 14) und Tagesniederschlagshöhe in Steinberg am Rofan (Nr. 12) im Jahr 2010 nach <https://ehyd.gv.at> (abgerufen am 25.06.2015); Zur Lage der Messstellen siehe Tafel 11. Die rasche Reaktion auf Starkregenereignisse ist ein typisches Merkmal einer Karstquelle.

16 l/s, für die Unteren und die Obere Häuselplattquellen wird im Wasserinformationssystem (WIS) Tirol (abgerufen am 02.05.2013) jeweils eine mittlere Schüttung von 2 l/s angegeben. Alle drei Entnahmestellen liegen am Südfuß des Guffert-Massivs.

Die zweite Gemeindewasserversorgung auf dem Kartenblatt ist jene von Achenkirch. Diese besteht aus der Wasserversorgungsanlage (WVA) Achenwald und der WVA Achenkirch. Die WVA Achenwald entnimmt ihr Wasser aus den Forstquellen (Nr. 3 in Tafel 11; mittlere Schüttung 4,85 l/s laut WIS Tirol, abgerufen am 02.05.2013) und den Moosquellen (Nr. 4; mittlere Schüttung 1,25 l/s). Beide Quellgruppen befinden sich im Nordschenkel der Thiersee-Synklinale an deren Westende, etwa 500 m nordnordöstlich von Achenwald. Die WVA Achenkirch nutzt das Wasser der Rohrerquelle (Nr. 1; Konsens 7 l/s) und den Tiefbrunnen Oberautal (Nr. 2). Die Rohrerquelle entspringt am Westabfall des Vorderunnutz (2.078 m), nahe dem Kontakt des überkippten Wettersteinkalks (47) zu den Nordalpinen Raibler Schichten (46). Der Tiefbrunnen Oberautal befindet sich nach der Geologischen Karte im Bereich der Talfüllung (Ablagerung in Talsohlen, 3; Schwemmfächer, 7).

In Tabelle 3 sind ausgewählte hydrochemische Analysen zu den Messstellen der GZÜV angeführt (zur Lage siehe Tafel 11), nämlich jeweils eine Analyse im Frühjahr und im Herbst. Die Grundwassermessstellen PG70227012 und PG70227022 (Nr. 15 und 16 in Tafel 11) befinden sich auf Schwemmfächern (7) im Tal der Seeache und die Grundwassermessstelle PG70227032 (Nr. 17) im Talboden (2) derselbigen. Die Quellmessstelle KK71260012 (Nr. 20) befindet sich am Westabfall des Unnutz-Massivs, im obersten Abschnitt des Wettersteinkalks (47), der hier infolge der Bildung der Unnutz-Antiklinale fast vertikal steht. KK71260022 (Nr. 19) liegt am Südfuß des Guffert-Massivs und die Quellmessstelle KK71260042 (Nr. 18) an seinem Westabfall. Während die Quellwässer als weich zu bezeichnen sind (die in Tabelle 3 angeführten Gesamthärten liegen hier zwischen 6,2 °dH und 7,12 °dH), sind die Grundwässer einem mittleren bis harten Härtebereich zuzuordnen (8,86 °dH bis 14,8 °dH; vgl. Tab. 3).

Auf dem Kartenblatt Achenkirch sind zwei Quellorte mit bemerkenswerten Schwefelquellen bekannt, die in den vergangenen Jahrhunderten als Heil- bzw. Kurbad dienten (Nr. 21 und 22 in Tafel 11).

So ist in Achenkirch bereits im 15. Jahrhundert ein Heilbad nachweisbar, das dem Kloster St. Georgenberg (heute Benediktinerabtei St. Georgenberg-Fiecht) gehörte und nachfolgend über mehr als zwei Jahrhunderte eine recht wechselvolle Verkaufs- und Verpachtungsgeschichte aufweist. Zunächst über längere Zeit als Wildbad genutzt, wurde im 17. Jahrhundert eine „Bad-Taverne“ bzw. eine „Wirtstaverne“ als Badgasthaus errichtet (NAUPP, 2004). Es befand sich als Vorläufer des Gasthauses Huber in dessen unmittelbarer Nachbarschaft nahe der heutigen Brücke der Achenseestraße (B 181) über den Ampelsbach. Jedoch dürfte bereits im 17. Jahrhundert die Bedeutung des Bades geschwunden sein, so dass es um 1700 weitgehend verfallen war (UNTERWURZACHER, 2014a).

Die zugehörige Quelle (Nr. 21) befindet sich ziemlich exakt einen Kilometer Luftlinie nordöstlich der Brücke bzw. dem daran anschließenden Abzweiger der Steinbergstraße (L 221) im Hang zwischen deren Straßenniveau und dem Ampelsbach, rechtsseitig des Leitener Mühlbaches. Sie entspringt aus der Hangschuttbedeckung der Kössen-Formation (39), die dort im Kern der Leiten-Antiklinale auch mit ihren charakteristischen Korallenkalken (Lithodendronkalk) ansteht. Auffallend ist der deutliche Geruch des Wassers nach Schwefelwasserstoff. Nach MUTSCHLECHNER (1980) ist der Schwefelgehalt in der Pyritführung (Eisensulfid) der Kössen-Formation oder in einem unterirdischen Gipsvorkommen (Calciumsulfat) begründet. Die von MUTSCHLECHNER (1980) nach eigenen Angaben wiederholt zu verschiedenen Jahreszeiten gemessene Wassertemperatur wird mit 9,4 bis 9,6 °C angegeben. Eine von ihm einmalig durchgeführte Schüttungsmessung ist mit 6,1 l/min als Einzelwert wenig aussagekräftig.

Knapp vier Kilometer nördlich der Staatsgrenze befindet sich im Kreuther Tal in Deutschland das ehemalige bayerische Kurbad Wildbad Kreuth (830 m). Die Chronik des ehemaligen Klosters Tegernsee erwähnt die dortige Mineralquelle schon im 14. und 15. Jahrhundert (ABELE, 1950). Dem Kloster zugehörig, wurde das im Jahr 1511 errichtete Badhaus bis in das 18. Jahrhundert mehrfach erneuert bzw. inklusive einer Kapelle erweitert („Altes Bad“). Mittlerweile im Besitz des bayerischen Königsgeschlechts der Wittelsbacher, erlebt das Bad seine größte Blütezeit im 19. Jahrhundert als international bekannte Kuranstalt. In dieser Zeit erhält es durch umfangreiche Neubauten auch im Wesentlichen sein heutiges Gesicht. Nach Beschädigung am Ende des Zweiten Weltkrieges und Renovierung in den Jahren 1956/1957 wurden Sanatorium und Kurhaus des bis heute zum Herzoglichen Hause Wittelsbach gehörenden Wildbads im Jahr 1973 geschlossen. Von 1975 bis 2016 betrieb die Hanns-Seidel-Stiftung e.V. (München) als Mieter in Wildbad Kreuth ein Bildungszentrum.

Die Schwefelquelle (Nr. 22), die zur Gründung des Bades führte, wird als Badquelle oder Quelle zum Heiligen Kreuz bezeichnet. Sie entspringt am Fuß des Hohensteins (zwei Gipfel, 1.174 m und 1.230 m) unmittelbar neben der Kapelle aus dem Hauptdolomit (41) (ABELE, 1950; VEREINIGUNG FÜR BÄDER- UND KLIMAKUNDE E.V., 2008). Demnach kommt die Mineralisation des schwefelhaltigen Calcium-Magnesium-Sulfat-Hydrogenkarbonat-Wassers aus den unterlagernden, jedoch nicht zu Tage tretenden, Gips führenden Nordalpinen Raibler Schichten (43). Im Deutschen Bäderbuch (Ausgabe 1907; zitiert in ABELE, 1950 und im Deutschen Bäderbuch, 2008) sind Analysen der Quelle zum Heiligen Kreuz und weiterer Schwefelquellen in der Umgebung der Ortschaft Kreuth enthalten, wonach diese von ABELE (1950) als „sulfatische Schwefelquellen“ klassifiziert werden.

Nr. in Tafel 11	Name	Seehöhe (m ü. A.)	Wasserbuch- Postzahl	Konsens (l/s)	Mindest- schüttung (l/s) laut WIS Tirol
1	Rohrerquelle (Gemeinde-WVA Achenkirch, WVA Achenkirch)	1.233,17	9/560	7	
2	Tiefbrunnen Oberautal (Gemeinde-WVA Achenkirch, WVA Achenkirch)		9/560		
3	Forstquellen (Gemeinde-WVA Achenkirch, WVA Achenwald)	1.003,45	9/560, 9/1070		2,7
4	Moosquellen (Gemeinde-WVA Achenkirch, WVA Achenwald)	972,05	9/560, 9/1070		0,5
5	Pulverermühlquelle (Gemeinde-WVA Steinberg am Rofan)	1.050,15	9/720	16	20
6	Untere Häuslplattquellen 1+2 (Gemeinde-WVA Steinberg am Rofan)	1.241,42	9/720		1
7	Obere Häuslplattquelle (Gemeinde-WVA Steinberg am Rofan)	1.320,76	9/720		0,75
8	Schwarzenbachquelle	1.030			
9	Quelle vis-à-vis Wirtshaus Obere Bergalm	1.030			
10	Quelle 500 m NE der Unteren Bergalm	1.140			
11	Quelle bei Flößbach Jagdhaus Flößbach	1.030			
12	Niederschlagsmessstelle Steinberg am Rofan (HZB-Nr. 102756)	1.020			
13	Abflussmesssstelle Steinberg am Rofan-Untersteinberg, Mühlbach (HZB-Nr. 230904)	955			
14	Quellmesssstelle Pulverermühlquelle (HZB-Nr. 395442)	1.053			
21	Schwefelquelle der ehemaligen Bad-Taverne				
22	Schwefelquelle Wildbad Kreuth				

Tab. 2.

Details zu den in Tafel 11 dargestellten Punkten. Das digitale Wasserbuch der Tiroler Landesregierung (WIS Tirol) wurde am 2. Mai 2013 und <https://ehyd.gv.at> am 25. Juni 2015 abgefragt.

Mittlere Schüttung (l/s) laut WIS Tirol	Datum der Aufnahme	Schüttung (l/s; s = Salzverdünnungsmethode, g = geschätzt)	el. Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}$; bezogen auf 25 °C)	Wassertemperatur (°C)
---	--------------------	--	--	-----------------------

4,85				
------	--	--	--	--

1,25				
------	--	--	--	--

	08.07.2010	58 (s)	241	6,0–6,1
--	------------	--------	-----	---------

2				
---	--	--	--	--

2				
---	--	--	--	--

	07.07.2010	136 (s)	213–214	5,4–5,6
--	------------	---------	---------	---------

	07.07.2010	70 (g)	235–324	6,6–7,7
--	------------	--------	---------	---------

	07.07.2010	24 (s)	198–212	5,3–7,4
--	------------	--------	---------	---------

	08.07.2010	7 (g)	275–290	7,9–9,6
--	------------	-------	---------	---------

--	--	--	--	--

--	--	--	--	--

Die Angaben zu Nr. 5, 14 und 19 betreffen vermutlich denselben Quellaustritt, das Gleiche trifft wahrscheinlich auch auf Nr. 1 und 20 zu (vgl. Tab. 3).

Nr. in Tafel 11	GZÜV-ID	Entnahmedatum	Abstich (m)	Wassertemperatur (°C)	el. Leitfähigkeit (µS/cm; bei 25 °C)	pH-Wert	Sauerstoff (mg/l)	Gesamthärte (°dH)
15	PG70227012	14.04.2005	19,58	8,1	459,8	7,57	8,40	12,10
15	PG70227012	13.10.2005	18,99	9,6	360,5	7,89	6,09	9,55
16	PG70227022	14.04.2005	3,68	7,5	348,2	7,63	7,95	10,00
16	PG70227022	13.10.2005	3,72	8,9	331,5	7,64	8,57	8,86
17	PG70227032	14.04.2005	2,88	5,1	484,3	7,33	9,99	12,90
17	PG70227032	13.10.2005	3,12	9,4	537,9	7,30	5,34	14,80
18	KK71260042	18.04.2007		6,1	206,5	8,12	11,50	6,20
18	KK71260042	23.10.2007		5,6	215,4	7,82	8,10	6,24
19	KK71260022	11.05.2005		5,9	229,9	8,02	11,30	6,48
19	KK71260022	23.11.2005		5,8	239,9	7,89	11,20	7,10
20	KK71260012	12.04.2007		5,4	237,7	7,82	5,89	7,12
20	KK71260012	11.10.2007		6,0	238,8	7,80	9,78	6,76

Tab. 3.

Ausgewählte hydrochemische Analysen zu den in Tafel 11 dargestellten GZÜV-Messstellen (15 bis 17 sind Grundwassermessstellen, 18 bis 20 Quellmessstellen). Die Informationen wurden am 7. Juli 2015 in der H₂O-Datenbank abgefragt. Für die vorliegende Tabelle wurden jeweils eine Frühjahrs- und eine Herbstbeprobung ausgewählt. Die Daten in eckigen Klammern

Calcium (mg/l)	Magnesium (mg/l)	Natrium (mg/l)	Kalium (mg/l)	Nitrat (mg/l)	Chlorid (mg/l)	Sulfat (mg/l)	Hydrogenkarbonat (mg/l)
53,0	20,30	8,00	< 2	5,52	20,20	3,93	250,7
43,9	14,70	2,14	< 2	3,18	2,76	2,77	223,9
49,3	13,60	< 1	< 2	2,85	< 1	3,23	218,5
44,1	11,60	< 1	< 2	2,49	< 1	2,93	208,8
72,3	12,00	8,02	< 2	1,74	15,20	1,58	277,9
83,8	13,50	6,71	< 2	1,50	5,72	1,51	342,7
33,9	6,34	< 1	[0,1172]	3,49	< 1	1,24	132,0
32,8	7,13	< 1	< 2	3,23	[0,087]	1,30	134,0
37,5	5,31	< 1	[0,121]	3,20	< 1	1,30	145,2
39,7	6,69	< 1	[0,117]	2,94	< 1	1,58	150,0
37,0	8,40	< 1	[0,1172]	3,04	< 1	1,82	144,0
34,9	8,12	< 1	< 2	2,97	< 1	1,47	145,0

bedeuten, dass die Konzentrationen unter der angegebenen Bestimmungsgrenze liegen. Die < Zeichen stehen für Konzentrationen „unter der angeführten Nachweisgrenze“. Die Angaben zu Nr. 5, 14 und 19 betreffen vermutlich denselben Quellaustritt, das Gleiche trifft wahrscheinlich auch auf Nr. 1 und 20 zu (vgl. Tab. 2).

10. Karstformen und Höhlen

(A. GRUBER, M. LOTTER & C. SPÖTL)

Zu den verkarstungsfähigen Gesteinen am Kartenblatt zählen allen voran der Wettersteinkalk (47, 49), weiters der Plattenkalk (40), die Kalke (v.a. die Korallenkalke) der Kössen-Formation (39) und der Oberrhätalkalk (38), die Kalke der Rotkalk-Gruppe (34) sowie der dickbankige Barmsteinkalk (29).

Die häufigsten Karstformen im **Wettersteinkalk** der Lagunenfazies (47) sind Rillen-, Rinnen-, Wand-, Rund-, Kluft- und Schichtfugenkarren, kleinere Karsttrichter, Dolinen, Karstschächte und Karsthöhlen (vgl. AMPFERER, 1914c). Kleinere Karstformen wie Wand- und Rillenkarrn sind an den glatten Felswänden der Südseite der Guffertspitze (2.194 m) sehr häufig, beispielsweise unterhalb des Felskopfs zwischen 1.750 und 1.800 m Höhe am Südanstieg. Am glazial überprägten Plateau zwischen dem Ostfuß der Guffertspitze und dem Guffertstein (1.963 m), dem strukturell eine E–W streichende Antiklinale aus Wetterstein-Lagunenkalk (47) mit einem Rest von Nordalpinen Raibler Schichten (43) im Scheitel, der als Graben tektonisch eingesenkt ist, zugrunde liegt, finden sich eine Reihe von ausgeprägten Karstformen wie Schachtdolinen und Tagschächten im Verband mit Höhlen. Die meisten Karstobjekte sind entlang eines SW–NE verlaufenden Quertälchens, das einer steilen Aufschiebung nach SE folgt, perlschnurartig aufgefädelt. Die ersten Hinweise hierauf finden sich schon in AMPFERER (1914c). In den 1990er Jahren fanden hier intensive Höhlenerkundungen statt, wobei mehrere Schachthöhlen bis 80 m Länge und über 30 m Tiefe befahren wurden. Laut KUNTSCHER (2002) verlaufen diese häufig entlang von Störungsflächen mit Harnischstriemen. Vor wenigen Jahren wurden die Karst-Untersuchungen am Guffert-Plateau von der Forschungsgruppe um C. SPÖTL (Univ. Innsbruck) wieder aufgenommen und ausgeweitet (SPÖTL & RACINE, 2021; SPÖTL et al., 2021). Aktuell sind sieben Höhlen bekannt, die sich in einer Latschenzone unweit der Schmiedtquelle, die nur eine geringe Schüttung aufweist und auch immer wieder versiegt, befinden. Beispiele sind der großteils firm- und eiserfüllte, 35 m tiefe **Eisschacht** (Katastrernummer – Kat.-Nr. 1262/9) und die **Schachthöhle bei der Schmiedtquelle** (Kat.-Nr. 1262/10) mit einer 27 m hohen und 26 m breiten Halle. Alle Höhlen sind durch Verbruch, einige wenige durch Sandablagerungen und seltene Versinterungen geprägt (KUNTSCHER, 2002). Da alle bekannten Höhlen im Gebiet aufgrund ihrer abfallenden Geometrie zumindest zeitweise als Kältefallen der Winterluft fungieren, tritt eingangsnah meist saisonales Eis auf. U-Th Datierungen an Speläothemen ergaben Alter, die von ca. 340 ka bis mindestens 600 ka reichen (SPÖTL et al., 2021).

Eine große, glazial überprägte Doline liegt südwestlich des Sandegg (1.849 m). Sie wurde im steil SSE fallenden Wettersteinkalk (47) parallel zum Schichtfallen angelegt. An der Südseite ist sie durch eine steil N fallende Störung begrenzt. Parallel zu dieser Störung und zum Schichtstreichen durchziehen tiefe Karstgassen auch die weiter westlich gelegenen Weideflächen der Luxeggalm. An der Nordseite der Guffertspitze (2.194 m) lassen sich schmale, wenige Meter tiefe Halbhöhlen beobachten, die sich entlang der Schichtfugen der N fallenden, dicken Bänke der Wettersteinkalk-Lagunenfazies (47) herausformten.

Zwischen Hoch- (2.075 m) und Hinterunnutz (2.007 m) liegt eine breite, ENE–WSW streichende, trogartige Furche, die an beiden Enden Schwinden aufweist. Am Kamm zwischen Hoch- und Hinterunnutz liegt die **Hochunnutzhöhle** (Kat.-Nr. 1263/1). Das große, gestufte Kar an der Ostseite zwischen diesen beiden Gipfeln ist teilweise mit seichten Dolinen durchsetzt. Am generell stark verkarsteten

Ostabfall des Vorderunnutz (2.078 m) sind quer zu den Rillen- und Rinnenkarren Stromatolithe und Algendetritus in den dicken Bänken der Wettersteinkalk-Lagunenfazies als scharfe Schneiden und Noppen herauspräpariert.

Der **Plattenkalk (40)** zeigt ausgeprägte Verkarstungen in Form von Rund- und Kluftkarren, etwa am Schneidjoch unterhalb von Punkt 1.811 m, am Plateau der Brettersbergalmen (AMPFERER, 1914c) und in den Plattenkalkarealen der Blauberge (z.B. am Wilderlochberg, 1.629 m) und am Schmalkopf (1.048 m). An Höhlenobjekten im Plattenkalk (40) des Blaubergkammes erwähnt WOLF (2004) den bis 35 m Tiefe erkundeten **Schacht der Franzeshöhle** (Kat.-Nr. 1262/11) zwischen Plattenalm und Blaubergalm und den 23 m tiefen **Halserspitzschart** (Kat.-Nr. 1262/12).

Im Zusammenhang mit der Verkarstung des Plattenkalks (40) und der **Kalke der Kössen-Formation (39)** stehen auch die Vorkommen von **Schwinden (Ponoren)** am Kartenblatt. Ein exemplarischer Ponor ist im großen **Polje der Sindelsdorfer Alm/Bayerischen Wildalm** südöstlich unterhalb der Halserspitze (1.863 m) ausgebildet (Abb. 63a): Die über steil stehender Kössen-Formation (Kalke und Mergel, 39) entwickelte, fast kreisrunde und bis 40 m tiefe Hohlform wird am Ostrand im tiefsten Punkt (1.415 m; EBERLE, 2009) durch einen mehrere Meter tiefen, trichterförmigen Ponor genau an einem Störungskontakt der Kössen-Formation (39) zum Plattenkalk (40) entwässert. Bei dieser Störung handelt es sich um eine große NW–SE streichende, dextrale Seitenverschiebung, von OSSWALD (1925) als „Stangengrabenbruch“ und von BRANDNER & GRUBER (2011) sowie in den vorliegenden Erläuterungen als Wildalm-Störung bezeichnet. Aufgrund des lateralen Versatzes von mehreren hundert Metern stoßen Plattenkalk (40) und Kössen-Formation (39) im Südwesten an Hauptdolomit (41) und Plattenkalk (40) im Nordosten der Störung.

Von den Rändern des Poljes fließen aus Hang- und Schichtquellen kleine Bäche dem mäandrierenden Bach in dessen Grund zu, der im Ponor am Ostrand verschwindet. WOLF (2004) berichtet von einer Befahrung des bewetterten Ponor durch S. POLENZ in den Jahren 1994 und 1995 bis in eine Tiefe von 80 m. Während der Schneeschmelze und nach starken Niederschlägen können Teile des Poljes überschwemmt sein (EBERLE, 2009), da der Ponor einen langsamen Abfluss reguliert (DIETMAIR, 2001). Hydrologische Tracerversuche (ROSSKOPF, 2009a, b) haben nachgewiesen, dass die unterirdische Entwässerung nicht – wie aufgrund der Topografie und der generell S fallenden Schichtung naheliegend wäre – nach Südosten in das Quellgebiet des Sattelbaches erfolgt. Demnach findet der Abfluss untertage auf einer Länge von etwa 950 m (Luftlinie) nach Nordosten durch den Wilderlochberg (1.629 m) über Kluft- und Störungssysteme quer zum Streichen des Plattenkalks (40) und des Hauptdolomits (41) in das Einzugsgebiet des Bayrbaches statt (Abb. 63b). Dort springt die zugehörige Karstquelle im Nordhang auf 1.220 m Höhe bei Starkniederschlägen an (ROSSKOPF, 2009b) und mündet kaskadenförmig bei Punkt 1.137 m in den Bayrbach.

Die Entstehung des Poljes der Sindelsdorfer Alm/Bayerischen Wildalm ist auf Verkarstung der dickbankigen Korallenkalke der Kössen-Formation (39) und des Plattenkalks (40), zusammen mit mechanischer Ausräumung der Mergel aufgrund darunterliegender Karsthohlräume (Suffosionsdolinen) zurückzuführen. Zusätzlich wurde das Polje glazial überformt. Am Nord- und Ostrand sind Reste glazialer Diamikte (in der Geologischen Karte nicht abgebildet) als Hinterlassenschaft einer vermutlich Würm-spätglazialen Vergletscherung zu betrachten. Das Innere der Senke wurde später mit feinklastischen Sedimenten aufgefüllt. Darauf hat sich im zentralen Teil ein Moorkomplex gebildet (Teilmoor Bayerische Wildalm W, Kap. 8). Kleinere Dolinen in der Kössen-Formation (39) sind außerhalb des Poljes am Weg zur Gufferthütte (1.465 m) und im benachbarten Tälchen nördlich der Brandenberger Roßalm verbreitet.

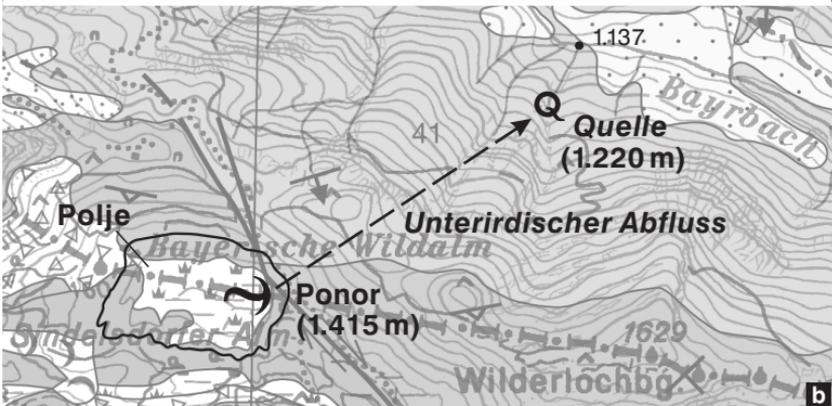
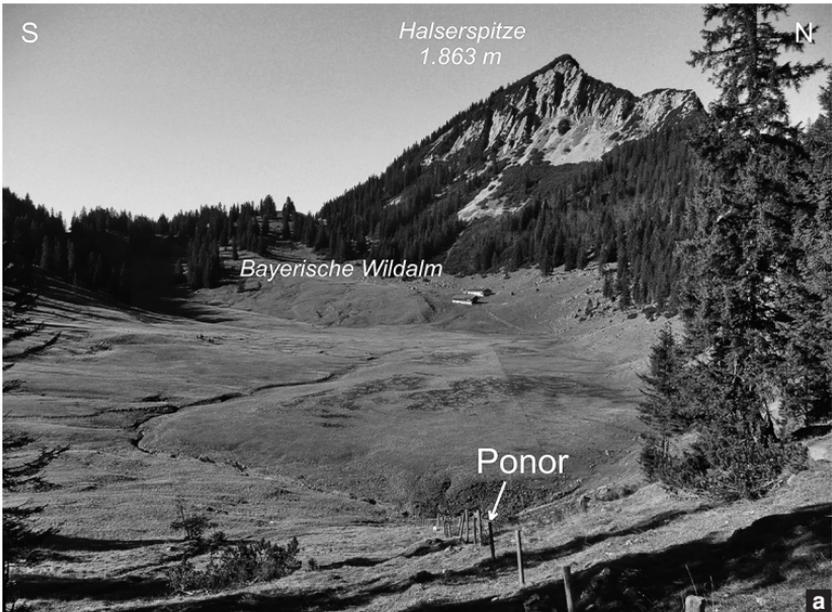


Abb. 63.

a) Das große Polje der Sindelsdorfer Alm/Bayerischen Wildalm mit Versumpfungsmoor (Teilmoor Bayerische Wildalm W). Der Bach am Grund des Poljes verschwindet an dessen Ostrand in einem Ponor im Vordergrund rechts der Bildmitte, am Störungskontakt von Plattenkalk (40) zu Kössen-Formation (39) (Foto: A. GRUBER, 2011).

b) Die Entwässerung des Poljes der Sindelsdorfer Alm/Bayerischen Wildalm erfolgt nach Nordosten durch den Wilderlöchberg (1.629 m) zum Bayrbach; verändert nach EBERLE (2009).

Kleine Dolinen und Ponore im Plattenkalk (40) und in der darüber folgenden Kössen-Formation (39) finden sich weiters im Tälchen südlich unterhalb des Schildensteins (1.613 m) im Umfeld von Punkt 1.315 m. Ähnliche Karstformen und einen beeindruckenden Ponor mit Bächlein entdeckt man auf der Verebnung des Plattenkalks (40) mit auflagernder Kössen-Formation (39) auf etwa 1.300 m Höhe nordwestlich unterhalb des Lochalm-Mitterlegers (1.425 m) im mittleren Bächental.

Im **Oberhätalk** (38) findet sich als Karsthöhle die **Abendsteinhöhle** (Kat.-Nr. 1262/1; vgl. KIREIN, 2009) an der gleichnamigen Erhebung (1.596 m) nördlich des

Schneidjochkammes. Nordöstlich unterhalb des Punktes 1.811 m des Schneidjochs liegt die bekannte Lokalität Inschriften, die im Höhlenkataster als **Inschrift-höhle** oder **Halbhöhle am Schneidjoch** (Kat.-Nr. 1262/6) geführt wird. Es handelt sich hier nicht um eine Karstform, sondern um die Ausbruchsnische eines mit Störungen begrenzten Felskeiles (KUNTSCHER, 1986, 2002). Mit der Entschlüsselung der offiziell 1957 in dieser Hohlform entdeckten, jedoch mindestens seit dem 18. Jahrhundert unter Hirten bekannten (UNTERWURZACHER, 2014c), vorchristlichen Felsinschriften haben sich zuletzt SCHUMACHER (2002) sowie SCHUMACHER & SALOMON (2019) intensiv auseinandergesetzt: Die Autoren erkennen darin Dokumente der rätischen Sprache, die mit dem Etruskischen verwandt ist. Weitere, jedoch schlecht erhaltene und voneinander abweichende sowie verschieden alte rätische Inschriften werden von MANDL (2011) auf Sturzblöcken und überhängenden Felsen erwähnt.

Verschiedene Karrentypen und kleine Schwinden sind auch in den dicken Kalkdetritusbänken des **Barmsteinkalks (29)**, vor allem auf der Klein- und Großzemmaln, ausgebildet, wo diese eine flache Lagerung aufweisen.

11. Mineralische Rohstoffe

(B. MOSHAMMER, S. PFLEIDERER & M. HEINRICH)

11.1. Bitumenmergel

Im hinteren Bächtental liegt der aktive Steinbruch der Steinölbrennerei, der österreichweit einzige Abbau von Gesteinen mit extrahierbarem Öl, den „Bächtentaler Bitumenmergeln“. In der regionalen Literatur sind diese als Ölschiefer bekannt (HRA-DIL & FALSER, 1930; BITTERLI, 1962), korrekterweise handelt es sich dabei allerdings um Schwarzschiefer (black shales; vgl. Kap. 6.2: Sachrang-Subformation, **33**). Der Abbau „echter“ Ölschiefer (oil shales) in der Seefeld-Formation bei Seefeld in Tirol (Obertrias; GK 117 Zirl) wurde 1964 eingestellt (HEINRICH, 1980). Die Lagerstätte befindet sich in ca. 1.350 bis 1.450 m Höhe nördlich des Tiefenbachalm-Mitterlegers (Abb. 64).

Es wird der schwarzbraune, fein laminierte „Bächtentaler Bitumenmergel“ (Sachrang-Subformation, **33**) abgebaut, der, ohne die Brekzien-Einschaltungen aus Scheibelberg-Formation (**37**), etwa 15 m mächtig ist (Abb. 34; Tafel 6, 7; Kap. 6.2). Der „Bächtentaler Bitumenmergel“ wurde unter den speziellen Bedingungen des globalen *anoxic events* (JENKYNS, 1985) im unteren (?z.T. oberen) Toarcium in der Halbgrabenstruktur des Bächtental-Beckens (Abb. 36), einem Teilbecken mit eingeschränkter Zirkulation innerhalb des Ablagerungsbereiches der Allgäu-Formation (**32**), abgelagert (SPIELER & BRANDNER, 1989; BRANDNER et al., 2011; Kap. 6.2: Sachrang-Subformation, **33**).

Im Rahmen eines bundesweiten Alginat-Projektes wurde die Lagerstätte im Bächtental intensiv nach lithologischen und rohstoffgeologischen Aspekten untersucht und charakterisiert (SOLTI et al., 1987; KODINA et al., 1988; SOLTI & LOBITZER, 1989; LOBITZER et al., 1994). Dabei zeigte sich unter anderem der tonig-mergelige Charakter des Gesteins (HCl-unlöslicher Rückstand 38 bis 71 Gew.-%), die Montmorillonit- und Illit-Dominanz im Schichtsilikatanteil, der hohe Pyritanteil, ein schwankender Gehalt extrahierbaren Bitumens (1.700 bis 13.300 ppm) und eine Anreicherung des leichten Kohlenstoff-Isotops $\delta^{13}\text{C}$ in den fraktionierten organischen Substanzen. Aus diesen, hier nicht vollständig angeführten Untersuchungsergebnissen schließen KODINA et al. (1988), dass der Bitumenanteil von hohen Konzentrationen einzelligen Phytoplanktons hergeleitet werden kann. Die Ablagerung erfolgte in einem niederenergetisch sapropelitischen Milieu mit geringen O_2 -Gehalten im Bodenwasser, jedoch nicht unter stagnierenden Sedimentationsbedingungen. Die Biofaziesanalyse deutet auf einen äußeren neritischen bis pelagischen Ablagerungsraum hin. Weitere Untersuchungen und geochemische Analysen, aus denen sich ein Gehalt von organischem Kohlenstoff zwischen 3 und 9,5 Gew.-% ablesen lässt, sind BITTERLI (1962) zu entnehmen.

Der Tagebau wie auch die Steinölbrennerei (Abb. 64) gehören der Tiroler Steinölwerke Albrecht GmbH & CoKG, Pertisau, und werden von dieser seit 1908 unter sukzessiver Optimierung der Verfahrensprozesse nachhaltig und umweltschonend betrieben. Ausführliche Informationen zur Entwicklung des Steinölbergbaus im Bächtental bis in die Gegenwart finden sich in UNTERWURZACHER (2014d). Der geeignete, 6 bis 8 m mächtige, dünnsschichtige Bitumenmergel wird in wenigen Zehnermeter breiten Abbaunischen, seinem Ausstreichen hangaufwärts folgend, mittels Bohr- und Sprengarbeit gewonnen. Der Bitumenmergel wird vorzerkleinert und durch eine schwerkraftbetriebene Materialseilbahn 200 m bergab zur Steinölbrennerei (Schwelanlage) transportiert, wo er gebrochen, gesiebt, ausgeschwelt und auf Halde gebracht wird. Der Steinölgehalt des Bitumenmergels liegt im Bereich von 2

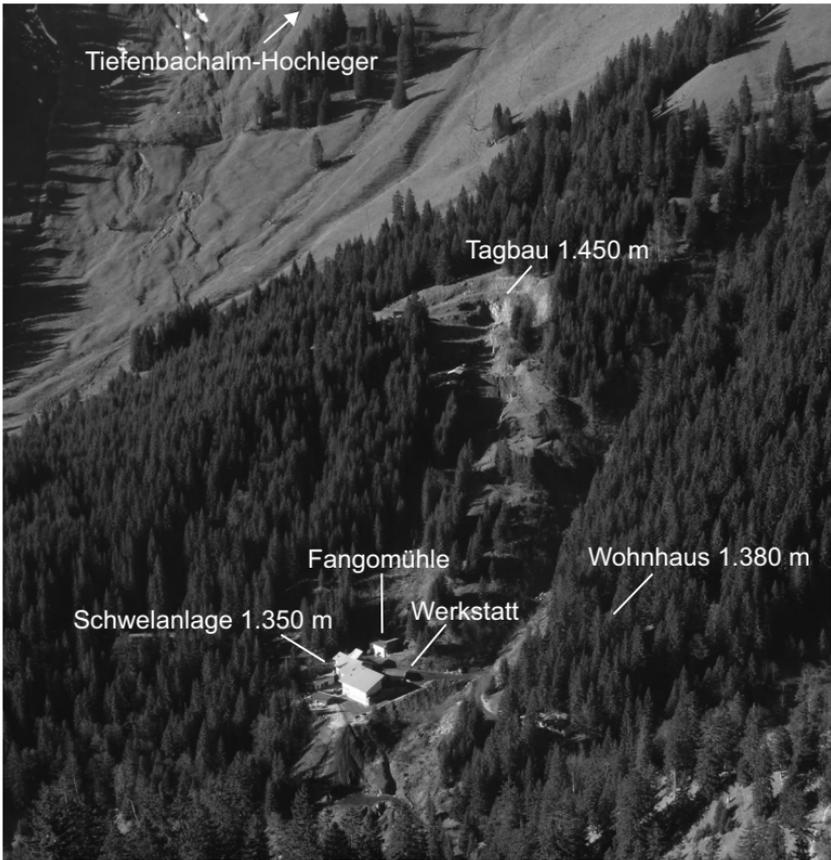


Abb. 64. Übersicht über den Steinölbergbau im Bächental mit Steinbruch und Betriebsgebäuden, Blick nach Westen (Foto: A. GRUBER, 2005).

bis 6 %. Das abgesiebte Unterkorn wird gemahlen und zur Herstellung von Fango (Heilpeloid) verwendet. Es macht weniger als 10 % des Rohmaterials aus. Die Jahresförderung des Bitumenmergels beträgt rund 200 bis 300 t (das entspricht etwa 4,8 bis 7,2 t rohem Steinöl). Die Vorräte werden mit 7 Mio. t beziffert.

Von 1959 bis 2006 waren drei Schachtöfen in Betrieb. In diesen wurde der Bitumenmergel zu Saisonbeginn (Abbau nur in den Sommermonaten) mit brennendem Holz auf Schweltemperatur gebracht (300 bis 500 °C). Von da an wurden unaufhörlich, den ganzen Sommer lang, im 90-Minuten-Rhythmus die Öfen von oben mit Bitumenmergel der Körnung 30 bis 100 mm beschickt. Unten wurde das ausgebrannte Gestein ausgezogen und mit einem Grubenhunt zur Halde befördert. Innerhalb von 24 Stunden wurden auf diese Weise aus etwa 7 t Gestein etwa 100 bis 120 Liter rohes Steinöl produziert. Diese Anlage arbeitete, nach dem erstmaligen Aufheizen mit Holz, ohne Fremdenergie, da der Bitumenmergel in der eigenen Hitze schwelte. Dadurch wurde jedoch ein Teil des wertvollen Steinöls in Wärme umgesetzt, was den Wirkungsgrad, der bei ca. 45 % lag, merklich drückte. Das Bestreben, diesen zu verbessern, um die Rohstoff-Ressourcen möglichst zu schonen, führte zur Entwicklung eines speziell adaptierten Ofensystems.

Seit 2006 ersetzen zwei neue Rohröfen die früheren Schachtöfen. Die Außen- und Innenheizung wurde bis vor kurzem mit Flüssiggas betrieben. Die Schmelzeit betrug dabei 8 bis 9 Stunden. Somit wurden in 24 Stunden aus etwa 2,5 t Gestein 60 bis 70 Liter Steinöl erzeugt, was einem Wirkungsgrad von 80 % entspricht. Seit 2012 erfolgt die Heizung der beiden Öfen elektrisch. Das bietet den Vorteil, dass ein nahezu geschlossener Energiekreislauf bei noch kürzerer Schmelzeit (ungefähr 4 Stunden) erreicht wird. Daher werden nunmehr innerhalb von 24 Stunden ca. 3,5 t Bitumenmergel verschwelt und die Steinöl-Tagesproduktion auf 80 bis 100 Liter erhöht. Die nunmehr erforderliche Gesteinskörnung beträgt 5 bis 60 mm. Material- und Verfahrenssteuerung laufen vollautomatisch und gemäß Qualitätsstandards kontrolliert ab. Das bei 300 bis 500 °C entweichende Schwelgas wird kondensiert, gefiltert, destilliert und bildet als Rohöl den Wirkstoff für die Weiterverarbeitung. Während im Winter im Bächental der Steinbruch und die Schwelanlage (Abb. 64) ruhen, werden im Veredelungsbetrieb in Jenbach die traditionellen pharmazeutischen und kosmetischen Steinölprodukte hergestellt.

11.2. Hochreine Karbonatgesteine

Informationen über hochwertige Karbonatgesteine aus dem Raum des Kartenblattes Achenkirch stützen sich auf punktuell durchgeführte rohstoffgeologische Untersuchungen (MOSHAMMER, 2011) und auf Hinweise aus der bis 2011 erfolgten geologischen Landesaufnahme des Kartenblattes 88 Achenkirch.

Südlich von Steinberg am Rofan (Kirche 1.010 m) ist im Tal der Grundache ein größeres zusammenhängendes Gebiet vergleichsweise hellen Wettersteindolomits (**48**) von einigen 100 m Mächtigkeit aufgeschlossen, der möglicherweise eine hohe chemische Reinheit und einen eventuell wirtschaftlich interessanten Weißgrad aufweist. Des Weiteren stellt der Oberrhätalk (**38**) potenziell chemisch reine Kalksteine dar. Diese kommen in fazieller Vertretung der Kössen-Formation (**39**) in bis zu 80 m Mächtigkeit am Hinteren Sattelkopf und 100 bzw. 120 m mächtig am Abendstein (1.596 m) bzw. an der Natterwand (1.618 m) vor.

11.3. Baurohstoffe

Baurohstofflich relevante Vorkommen von grobkörnigen quartären Lockergesteinen auf dem Kartenblatt stellen folgende Einheiten dar: Bach-, Fluss- und Auenablagerungen (**2, 3**), Muren- und Schwemmkegel (**7**), Hang- und Blockschutt (**8, 9**), Eisrandsedimente (**16**), Moränen (**21, 22**) und Sedimente der Vorstoßphase (**23**). Unter diesen Einheiten nehmen Moränen (**21, 22**) die größte Fläche ein, knapp gefolgt von Hangschutt (**8**), während Muren- und Schwemmkegel (**7**) eine weit geringere Fläche abdecken. Sehr geringe Flächenausmaße zeigen Bach-, Fluss- und Auenablagerungen (**2, 3**) sowie Eisrandsedimente (**16**). Vorkommen der Sedimente der Vorstoßphase (**23**) sind lokal so begrenzt, dass sie rohstoffwirtschaftlich vernachlässigbar sind.

Im Zuge des Österreichischen Rohstoffplans (WEBER, 2012) wurden die Sand- und Kiesvorkommen Tirols nach ihrer rohstoffgeologischen Qualität und Eignung bewertet (UNTERSWEIG et al., 2009). Diese Bewertung stützt sich auf lithologische Merkmale des Materials (Korngröße, Sortierung, Lithologie des Ausgangsmaterials) sowie auf Abbaudaten (Anzahl und Betriebsstatus von Abbauen in den jeweiligen geologischen Einheiten, Verwendung des Materials, Größe und Bedeutung der Abbaue). Von den oben genannten geologischen Einheiten weisen Muren- und Schwemmkegel (**7**) sowie Schuttkegel (**8**) die beste Qualität und Eignung (Klasse 1



Abb. 65.

Aktiver Kiesabbau der Firma Grauss (Achenkirch) in der fluviatilen Talfüllung (**7**, **16**?; teils schräggeschichtete Kiese mit Steinen und Sandlagen) südöstlich der ehemaligen Grenzstation Achenwald. Ein Teil der Kiesgrube wird als Deponie für Bauschutt, Beton, Ziegel und Asphalt verwendet (Foto: S. PFLEIDERER, 2011).

von 5) auf, Eisrandsedimente (**16**) fallen in Klasse 2, während Bach-, Fluss- und Auenablagerungen (**2**, **3**) sowie Hangschutt (**8**) nur von mittlerer Qualität und Eignung (Klasse 3) sind. Moränen (**21**, **22**) wurden mit Klasse 4 bewertet. Nach Angaben von Abbaubetreibern wird das Material von Muren- und Schwemmkegeln (**7**) als Betonkies, das von Eisrandsedimenten (**16**) zum Straßenbau verwendet, während sich das Material von Bach-, Fluss- und Auenablagerungen (**2**, **3**) sowie Hangschutt (**8**) nur als Schüttung für Forstwege eignet.

Auf dem Kartenblatt gibt es insgesamt 44 Gesteinsabbau (Stand Mai 2011). Davon befinden sich 25 in quartären Sedimenten und 19 in kalkalpinen Festgesteinen, wobei von letzteren sechs Abbau auch für die Gewinnung von Lockermaterial genützt wurden. Von den insgesamt 31 Lockergesteinsabbauen befinden sich acht in Betrieb, wobei ein einziger (nordwestlich von Achenwald, nahe der ehemaligen Grenzstation an der B 181 – Achenseestraße; Abb. 65) kontinuierlich, die übrigen bei Bedarf betrieben werden. 23 Lockergesteinsabbau sind aufgelassen oder rekultiviert. Innerhalb der quartären Sedimente werden am häufigsten die Eisrandsedimente (**16**); sieben Abbau, davon zwei aktiv; Abb. 65), die Hangschuttkörper (**8**); sechs Abbau, davon einer aktiv) sowie die Muren- und Schwemmkegel (**7**); sechs Abbau, davon zwei aktiv) zur Gewinnung von Baurohstoffen genutzt. Weniger häufig werden Ablagerungen in Talsohlen und Talkerben (**2**, **3**); vier Abbau, davon drei aktiv) und Moränen (**21**, **22**); zwei Abbau, davon keiner aktiv) abgebaut. Für die Rohstoffversorgung haben die meisten Abbau nur lokale Bedeutung.

Zusätzlich zu Abbauen in quartären Sedimenten wurden auch in manchen Festgesteinsabbauen (Steinbrüchen) Lockermaterial, hauptsächlich Blockschutt (**9**), manchmal stark aufgelockerter Fels, seltener Brecherprodukte aus Kalkstei-

nen, Kalkmergeln und Dolomiten gewonnen. Entsprechende Steinbrüche sind in der Schrambach- (27) und Ammergau-Formation (28; Tafel 9: Fig. 2), im Barmsteinkalk (29), in der Rotkalk-Gruppe (34) sowie im Hauptdolomit (41) und im Wettersteinkalk/-dolomit (50 bis 47) zu erwähnen. Im Aufnahmejahr 2011 war von den insgesamt 19 erfassten Steinbrüchen keiner in Betrieb. Auf dem Kartenblatt ist eine Auswahl der Steinbrüche, die noch gut aufgeschlossen sind, mit dem zugehörigen Legendensymbol dargestellt.

Es konnte nicht eruiert werden, ob die feinkörnigen, vorwiegend schluffigen Seesedimente (25), die auf dem Kartenblatt in einem kleinen Vorkommen auf der Nordseite des äußeren Unterautales und in größerem Ausmaß entlang der Bachläufe im Becken von Steinberg verzeichnet sind, jemals als Ziegelrohstoff genutzt wurden. Die sedimentologischen Eigenschaften der schluffigen Seesedimente werden in HORVACKI (1982) und GRUBER et al. (2011a, b) und im Kapitel 6.3 beschrieben.

12. Geoelektrische Erkundungen im Achental

(A. RÖMER, G. BIEBER & A. GRUBER)

Im breiten Talboden des Achentales wurden zwischen dem Nordufer des Achen-sees und Achenkirch drei geoelektrische Profile mit Längen von 1.400 m (Profil P1), 1.080 m (Profil P2) und 680 m (Profil P3) erstellt (RÖMER & BIEBER, 2011; Tafel 12: Fig. 1–4). Ziel der Messungen war die Erkundung der Tiefenlage der Felsoberkante bzw. eine mögliche Talübertiefung in diesem Abschnitt des Achentales, der von flachen Schwemmfächern aus dem Ober- und Unterautal erfüllt ist. In der älteren Literatur (PICHLER, 1856; WOLF, 1922; AMPFERER, 1905b, 1941a; MUTSCHLECHNER, 1953, 1980) wird dieser Talabschnitt aufgrund seiner morphologischen Charakteristik zu-meist als im Würm-Spätglazial bis Holozän verfülltes, ehemaliges Achensee-Becken erwähnt, das bis zur ehemaligen Wasserscheide bei Achenkirch Dorf (916 m) reichte, wo erstmals mitten im Tal Festgesteine (Barmsteinkalk, **29**) aufragten. Diese Hypothese galt es mittels geoelektrischer Messungen zu verifizieren.

Die Widerstandsverteilung des etwa Nord–Süd verlaufenden geoelektrischen Profils P1 zeichnet mit der Obergrenze eines hochohmigen Körpers (> 1.000 Ohm-meter) sehr klar den Verlauf der Felsoberkante nach (Tafel 12: Fig. 2). Ein Abfallen der Felsoberkante von Norden nach Süden bei einer entsprechenden Zunahme der Talfüllung aus Lockergesteinen in Richtung Achensee ist deutlich erkennbar. Im Südwest–Nordost verlaufenden geoelektrischen Profil P2, das Profil P1 in annähernd rechtem Winkel kreuzt (Tafel 12: Fig. 3), ist ein Abfall der Felsoberkante von Westen nach Osten, das heißt talauswärts des Oberautales, ebenfalls verbunden mit einer Zunahme der Mächtigkeit der Lockergesteinsbedeckung, ersichtlich. Im Profil P3, welches das Achental vom Ausgang des Unterautales in West–Ost-Richtung quert, wurde kein Tiefenkörper mit vergleichbar hohen Widerständen ange-troffen, der eindeutige Hinweise auf eine Felslinie geben könnte (Tafel 12: Fig. 4).

Korreliert man die geoelektrischen Profile P1 und P2 mit der abgedeckten geo-logisch-tektonischen Karte (Faltable 3), so kennzeichnet der hochohmige Körper im Untergrund höchstwahrscheinlich den Hauptdolomit (**41**) und untergeordnet die Karbonatgesteine der Nordalpinen Raibler Schichten (**46–43**) der „Achentaler Schubmasse“.

Profil P1 verläuft fast parallel zum vermuteten Ausstrich der steil E fallenden Leiten-Aufschichtung, welche die Achental-Überschiebung versetzt. Im südlichen Drittel des Profils, beginnend mit einer „Felsschwelle“, schneidet das Profil in einem sehr spitzen Winkel die Leiten-Aufschichtung. In diesem Bereich geht der Hauptdolomit des nördlich gelegenen Liegendblocks in die Nordalpinen Raibler Schichten des Hangendblocks über. Damit einhergehen könnte ein Angleichen des Felsuntergrundes an den heutigen Seegrund auf 790 m Höhe gemäß der maximalen heutigen Seetiefe von 133 m. Die wiederum durch höhere Widerstände gebildete „Aufwöl-bung“ im südlichsten Profilschnitt könnte mit einem seitlichen Sedimenteintrag (Murenkegel, **7**) oder einem anderen Sedimentkörper im See begründet werden. Die Talfüllung des Oberautales mit groben wasserführenden Sedimenten (Steine, Kiese) ist deutlich sichtbar. Der Felsuntergrund steigt schweifend zur westlichen Talflanke des Achentales (Hauptdolomit, **41**) an.

In Profil P2 ist die mit Lockermaterial überdeckte, vom Felsuntergrund gebildete Talstufe vom Oberautal in das Achental gut sichtbar. Die quartäre Sedimentfolge erreicht hier weniger als 50 m Mächtigkeit. Das östliche Viertel des Profils zeigt einen Steilabfall der höheren Widerstände. Im vorliegenden Fall könnte es sich um die steil E fallende Leiten-Aufschichtung handeln, welche die Achental-Überschiebung versetzt (Faltable 4: Profile 6, 7). Die im östlichsten Profilschnitt noch angeschnit-

tene Achental-Überschiebung im Hangendblock der Leiten-Aufschiebung bildet sich wegen deren flachen E-Einfallens im Profilverlauf kaum mehr ab. Der Felsuntergrund im Hangendblock der Leiten-Aufschiebung lässt sich aufgrund der relativ niedrigen Widerstände der Schrambach-Formation (**27**) nur schlecht von den auflagernden, wasserführenden Quartärsedimenten (**2, 7**) der Talfüllung unterscheiden.

In Profil P3 können die niederohmigen obersten Strukturen und die darunter folgende etwas höherohmige Lage mit Kies- und Sandlagen bzw. grobklastischen Sedimenten (Steine- und Blocklagen) der quartären Talfüllung korreliert werden. Der unterste, niederohmige Bereich könnte Mergellagen der Ammergau- (**28**) und Schrambach-Formation (**27**) des Hangendblocks der Leiten-Aufschiebung entsprechen. Hinweise auf den Verlauf der Leiten-Aufschiebung sind im Profil nicht erkennbar, da der durch hohe Widerstände charakterisierte Hauptdolomit (**41**) des Liegendblocks nicht mehr erfasst wird.

Die Interpretation aller drei Profilschnitte lässt für den dortigen Talabschnitt eine mehrere Zehnermeter mächtige quartäre Talfüllung vermuten. Daher ist davon auszugehen, dass der Achensee nach dem Würm-hochglazialen Eiszerfall für einige Zeit weiter nach Norden, mindestens bis auf Höhe des geoelektrischen Profils P3, mit möglichen Ausbuchtungen in das Oberau- und Unterautal herangereicht hat. Wegen des hohen Potenzials an umlagerungsfähigem Lockermaterial an den Talflanken und in den Seitentälern wurde dieser nördliche Teil des Sees vermutlich mit dem Eisfreiwerden noch im frühen Würm-Spätglazial rasch aufgefüllt.

13. Exkursionsvorschläge

(A. GRUBER & M. LOTTER)

Allgemeine Hinweise

Die nachfolgend beschriebenen Exkursionen finden überwiegend in alpinem Gelände statt und richten sich an ein entsprechend bergerfahrenes Fachpublikum. Es wird dringend empfohlen, vor Durchführung einer Exkursion hinsichtlich deren Begehbarkeit Rücksprache mit der zuständigen Gemeinde, den Österreichischen Bundesforsten (bzw. den jeweiligen Grundeigentümern) und dem Naturpark Karwendel zu halten. Einen Überblick über die geografische Lage der vorgeschlagenen Exkursionen 1 bis 10 gibt Abbildung 66. Der Verlauf der einzelnen Exkursionsrouten mit den beschriebenen Haltepunkten ist im Detail in den Abbildungen 67 bis 74 dargestellt.

Exkursion 1: Umgebung von Achenkirch, Zöhreralm (Abb. 67)

Themen: Überblick über die Geologie des Achensee-Gebietes; „Achentaler Schubmasse“ (Unnutz-Antiklinale), Achental-Überschiebung und Zöhreralm-Überschiebung am Westabfall des Unnutz-Massivs; Landschaftsformung im Quartär; Würm-hochglaziale Gletscherdynamik; Entstehung des Achensees.

Route: Achenkirch Parkplatz Sonnberg an der Achenseestraße (B 181) beim Biomassekraftwerk, Annakirchl (ca. 915 m), Wanderung zur Jausenstation Adlerhorst

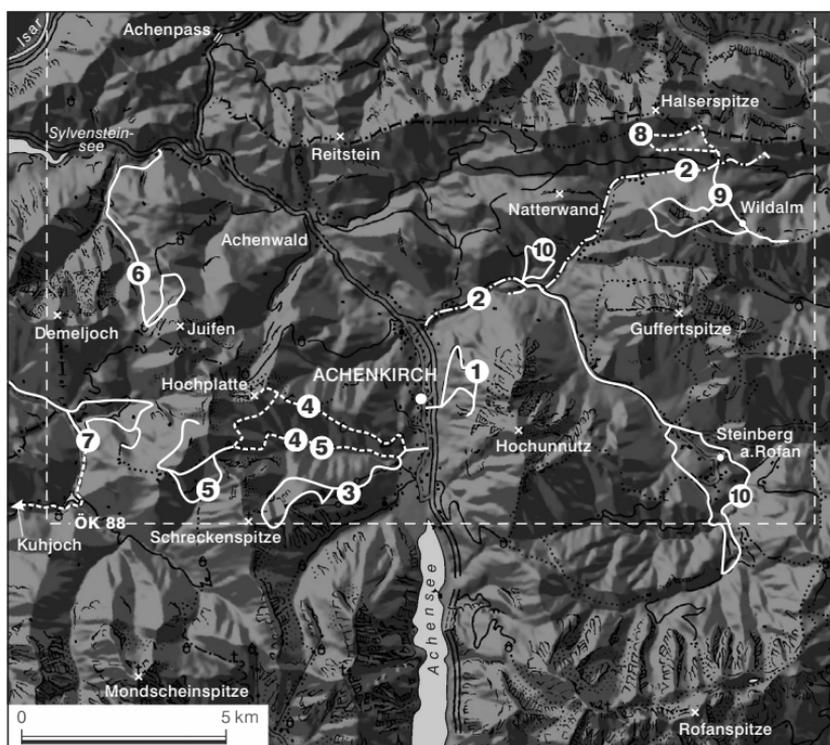


Abb. 66.

Überblick über die geografische Lage der Exkursionsrouten 1 bis 10.

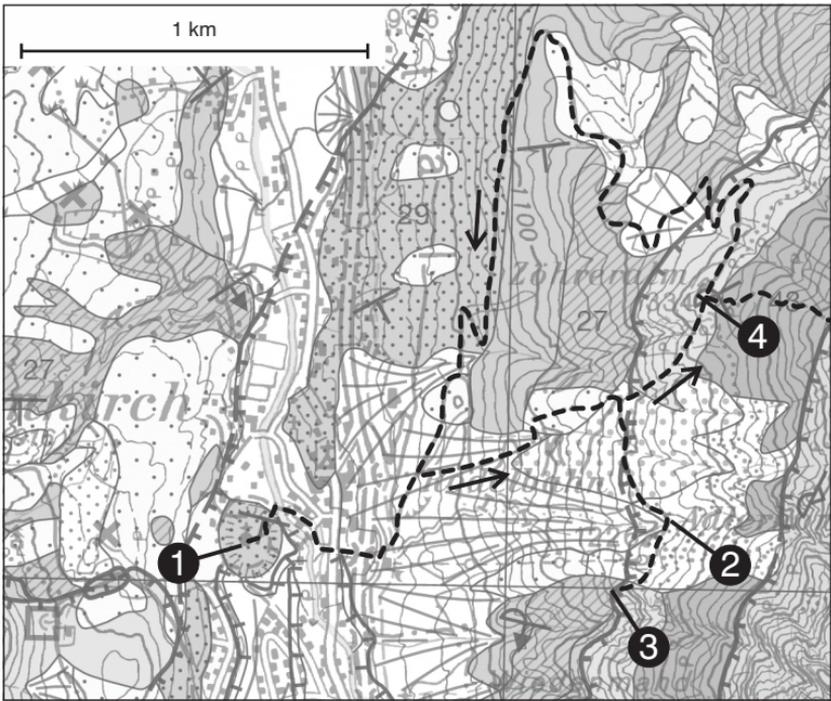


Abb. 67.

Exkursion 1 mit Routenverlauf und Haltepunkten. Hintergrund: Geologische Karte Blatt 88 Achenkirch, in Graustufen.

(1.226 m) und zur Zöhreralm (1.334 m), Rückweg nach Achenkirch über den Fahrweg.

Leichte Halbtageswanderung auf markierten und unmarkierten Fahrwegen und alpinen Wanderwegen.

1. Halt: Annakirchl (auf dem Hügel westlich des Dorfzentrums von Achenkirch): Morphologischer und geologischer Überblick über das Achental; der Hügel besteht aus oberjurassischem Barmsteinkalk (29); hier bestand vor dem Würm-Hochglazial (also vor Entstehung des Achenseedammes und des Achensees) vermutlich eine alte Wasserscheide zwischen Seeache (Isarzufluss) und ehemaliger Entwässerung zum Inn das Achental ist von Achenkirch (916 m) bis Achensee-Nordufer (924 m, mittlerer Seespiegel) durch mächtige Schwemmfächerablagerungen (2) aus dem Unter- und Oberautal sowie von den Unnutzhängen aufgeschüttet.

Wanderung auf alpinem Steig von Achenkirch in Richtung Zöhreralm.

2. Halt: Fahrweg zur Jausenstation Adlerhorst (1.226 m), Querung von zwei tiefen Gräben mit Anschnitten in zum Teil zementierten Murablagerungen (7).

3. Halt: Am Wegende südlich der Jausenstation Adlerhorst, Höhe ca. 1.200 m: Aufschluss der Achental-Überschiebung: überkippter Hauptdolomit (41) ist auf Späne von Ammergau-Formation (28) und auf Schrambach-Formation (27) überschoben.

4. Halt: Zöhreralm (1.334 m): Tektonisch reduzierter überkippter Hauptdolomit (41) geht wenige Meter östlich der Alm in dünnbankige Dolomitlaminiten der überkippten, SE fallenden Nordalpinen Raibler Schichten (43) über; ca. 180 Höhenmeter Aufstieg

am Weg zum Hinter- (2.007 m) und Hochnunnutz (2.075 m) bis auf die Höhe von etwa 1.520 m; tektonischer Kontakt (Zöhreralm-Überschiebung) der Nordalpinen Raibler Schichten (**43**) mit steil überkippt ESE fallendem Wettersteinkalk (**47**); zurück zur Zöhreralm, dort geologischer Rundblick über das Achental mit W-vergenter Unnuttz-Antiklinale östlich über der Alm; Verlauf der Achental-Überschiebung beidseits des Achentales ist gut sichtbar.

Weitere Informationen in: PICHLER (1859); MOJSISOVICS (1871); AMPFERER (1902b, c); SAUSGRUBER (1994a, b); ORTNER (2003); ORTNER & GRUBER (2011).

Exkursion 2: Ampelsbach, Filzmoosbach, Gufferthütte, Hinterer Sattelkopf (Abb. 68)

Themen: Obertrias- bis Unterkreide-Schichtfolge im Liegend- (u.a. Nordschenkel der Thiersee-Synklinale) und Hangendblock der Achental-Überschiebung; Faziesdifferenzierung im Unter- und Oberjura (Becken- und Schwellenentwicklung); Rhätische Riffentwicklung (Oberrhätalkalk, **38**) am Hinteren Sattelkopf und deren sedimentäres Auskeilen nach Westen; Achental-Überschiebung.

Route: Steinbergstraße zwischen Achental und Köglboden; Ampelsbach-Talenge südlich Köglköpfl (Weg zur Wasserfassung TIWAG); Forststraße Köglboden (Wanderparkplatz nördlich Punkt 963 m) bis Gufferthütte (1.465 m); von dort Abstecher auf den Fahrwegen Richtung Bayerische Wildalm sowie zum Hinteren Sattelkopf; auf der Forststraße zurück zum Köglboden.

Straßenexkursion. Ab Parkplatz Köglboden Ganztageswanderung auf markierten und unmarkierten Fahrwegen. Auch als Fahrradexkursion bestens geeignet.

Die Wanderung vom Köglboden bis zur Gufferthütte deckt sich mit dem von der DAV-Sektion Kaufering und dem Tourismusverband Achensee errichteten „Geopfad obere Ampelsbach-Filzmoosbach-Schlucht“, der auf 13 Tafeln (davon zwei idente Übersichtstafeln am Anfang und Ende) die geologischen Besonderheiten entlang der Route anschaulich darstellt. Weitere Informationen unter: www.dav-kauferring.de

1. Halt: Durchgehender, ca. 800 m langer Straßenaufschluss an der Steinbergstraße, beginnend etwa 1 km östlich der Abzweigung von der Achenseestraße (Parkbuchten entlang der Straße): wenig gestörte, teils verfaltete Schichtabfolge von Kössen-Formation (Lithodendronkalk, Eiberg-Subformation, **39**), Kendlbach-Formation (rote Schattwalder Schichten, in **32**), Adnet-Formation (**34**), Sachrang-Subformation (**33**, „Bächentaler Bitumenmergel“), Allgäu-Formation (Jüngere Allgäu-Schichten/Chiemgauer Schichten, **32**), Ruhpolding-Formation (**31**), Ammergau-Formation (**28**) und Barmsteinkalk (**29**); Mittlere und Jüngere Allgäu-Schichten sind in Becken- bzw. Schwellenfazies entwickelt; Detailprofil in SAUSGRUBER (1994a) bzw. BRANDNER et al. (2011).

2. Halt: Stichweg von der Steinbergstraße beim Ostende des Köglköpfls (Parkmöglichkeit bei der Abzweigung des Fahrweges zur Festalm) entlang des Ampelsbachs nach Westen bis zur Wasserfassung des TIWAG-Kraftwerks Achensee: Profil der Ammergau-Formation (**28**) in Verzahnung mit distalen Barmsteinkalkschüttungen (**29**). Detailprofil in QUENSTEDT (1951a) und JAKSCH (2003).

3. Halt: Forstweg Köglboden–Gufferthütte, bei zweiter Brücke über den Filzmoosbach, Höhe ca. 1.080 m: Übergang von überkipptem Plattenkalk (mit Bioturbationsgefügen an der Schichtoberseite, **40**) in die Kössen-Formation (schwarze Mergel und Kalke, **39**).

4. Halt: Ende der Steilstufe, Höhe ca. 1.120 m: Oberrhätalkalk (**38**) mit Relief am Top, wird von Scheibelberg- (**37**) und Adnet-Formation (**34**) diskordant überlagert;

durchgehende Profilauffolge in geringmächtiger Allgäu- (32), Ruhpolding- (31) und Ammergau-Formation (28); Barmsteinkalkschüttungen (29) sind stark zurücktretend; in der Ammergau-Formation Ausbildung von Slumping-Strukturen (Näheres in ORTNER & KILIAN, 2016); der Übergang Ammergau- (28) in Schrambach-Formation (27) ist durch Überwiegen von Mergeln gegenüber Kalken gekennzeichnet; in letzterer sind Silt- und Sandsteinlagen typisch.

Am Weiterweg zum 5. Halt kommt es zum Durchschreiten des weit durchgescherten Kerns der Thiersee-Synklinale innerhalb der Schrambach-Formation (27); hier grenzt die Schrambach-Formation des überkippten Liegendschenkels der „Achentaler Schubmasse“ auf der Achental-/Thiersee-Überschiebung direkt an die Schrambach-Formation des aufrechten Nordschenkels der Thiersee-Synklinale.

5. Halt: Filzmoosbach, Höhe ca. 1.220 m orografisch rechts: Aufschluss in Würm-spätglazialen lakustrinen Sedimenten (Bänderschluft, Sand, Kies, 16) mit vielfältigen Sedimentstrukturen (Parallel- und Rippelschichtung, Gradierung, Rutschfalten).

6. Halt: 150 m nordnordöstlich der Gufferthütte (1.465 m) am Weg zur Bayerischen Wildalm: aufrechter Nordschenkel der Thiersee-Synklinale mit stark kondensierter Jura-Schichtfolge in Schwellen- und Beckenfazies („Bairachen-Fazies“ nach OSSWALD, 1925); wenige Meter unter- bis mitteljurassische Rotkalk (Adnet- und Klaus-Formation, 34) werden von < 1 m Ruhpolding-Formation (31) und Ammergau-Formation (biancone-kalkartige Mikrite, 28) mit distalen Barmsteinkalken (29) überlagert.

7. Halt: Vom Forstweg zum Grenzpunkt 149 kurzer Stichweg in die Nordostseite des Hinteren Sattelkopfs: Übergang von Mergeln der Kössen-Formation (39) in gebankte Schill- und Korallenkalk des Oberrhätalks (38); dieser keilt wenige hundert Meter westlich primär aus; die oberrhätische Rifffazies wird weiter westwärts von der Beckenfazies der Kössen-Formation (Eiberg-Subformation, 39) vertreten.

Weitere Informationen in: OSSWALD (1925); QUENSTEDT (1951a, b); FABRICIUS (1959, 1962, 1966); SCHÜTZ (1975); SPIELER & BRANDNER (1989); SAUSGRUBER (1994a, b); AUER & EISBACHER (2003); JAKSCH (2003); TÖCHTERLE (2005); GRUBER (2008a, 2013, 2014); GRUBER (2009); BRANDNER et al. (2011); ORTNER & GRUBER (2011); ORTNER & KILIAN (2016).

Exkursion 3: Christlum Alm, Gföllalm, Christlumkopf, Bergalm, Moosenalm (Abb. 69)

Themen: Obertrias- bis Unterkreide-Schichtfolge im Hangendblock der Achental-Überschiebung; vollständige Profile in der Kössen-Formation (39) mit distalen Oberrhätalkriff-Ausläufern (38) und in der Jura-Rotkalk-Gruppe (34); einziges Vorkommen von kartierter Tauglboden-Formation (30) auf dem Kartenblatt; Achental-Überschiebung; Würm-hoch- und Würm-spätglaziale Moränen; gravitative Massenbewegungen; Geopanoramen.

Route: Parkplatz der Talstation Hochalmflife Christlum, südlich Punkt 945 m. Fahrweg via Christlum Alm (1.231 m, Bahn und Restaurant nur Winterbetrieb) zur Gföllalm (1.381 m, bewirtschaftet). Im Bogen über den Nordostgrat zum Christlumkopf (1.758 m); Abstieg nach Südwesten zur Bergalm (1.680 m, etwas südlich des Kartenblattes auf ÖK 119); weiter nach Norden über die Einschartung zwischen Kleekopf (1.760 m, AV-Karte Karwendelgebirge Ost Nr. 5/3) im Osten und Schreckenspitze (2.022 m) im Westen zur Moosenalm (ca. 1.540 m); am Fahrweg über die Christlum Alm zurück zum Ausgangspunkt.

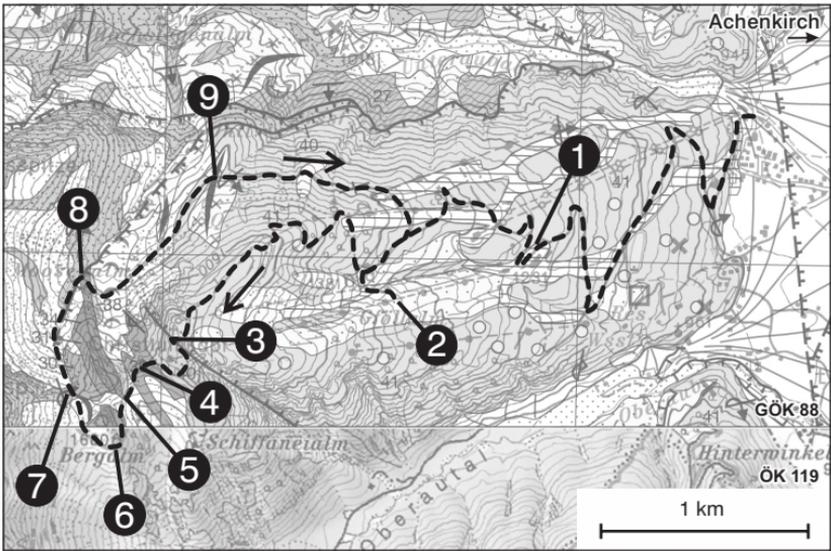


Abb. 69.

Exkursion 3 mit Routenverlauf und Haltepunkten. Hintergrund: Geologische Karte Blatt 88 Achenkirch sowie ÖK 119, in Graustufen.

Ganztageswanderung auf markierten und nicht markierten Fahrwegen sowie alpinen Steigen.

1. Halt: Fahrwegkehre westlich Christlum Alm (1.231 m), Talstation Sessellift Christlum: überkippter Hauptdolomit (**41**) im Hangendblock der Achental-Überschiebung.

2. Halt: Gföllalm (1.381 m): Hochreichende Würm-hochglaziale Grundmoräne (**22**) des Süd-Nord fließenden Achentalgletschers (Inngletschersystem) im Lee eines Ost-West-Rückens.

3. Halt: Christlumkopf (1.758 m): Tektonisch gestörter Übergang von Hauptdolomit (**41**) in Plattenkalk (**40**). Geologischer Überblick: Im Osten Unnutz-Antiklinale am Unnutz-Massiv, im Süden (Seebergspitze, 2.085 m, ÖK 119) Knick der Antiklinale von E-W- auf S-N-Streichen (Beginn der Abscherung der „Achentaler Schubmasse“), im Südsüdwesten, am Fonsjochkamm (ÖK 119), markante Rippen aus Barmsteinkalkbrekzien (**29**).

4. Halt: Im Verbindungsgrat Christlumkopf-Kleekopf, Höhe ca. 1.700 m: in der Mitte der Profilabfolge der Kössen-Formation (**39**) hebt sich die Lithodendronkalkbank als markante Felsrippe hervor.

5. Halt: 200 m südwestlich des 4. Halts, Höhe ca. 1.630 m, etwas oberhalb des Weges: eine wenige Meter mächtige Oberrhätkalkrippe (**38**, distale Riffzunge im Norden des Wilde Kirche-Riffes, ÖK 119) wird von dickbankigen, hellroten Crinoidenschuttkalken (Hierlatzkalk, **36**) und hellroten Knollenkalken und Knollenmergeln (Adnet-Formation, **34**) überlagert.

6. Halt: Bergalm (1.680 m, auf ÖK 119): Abfolge aus Rotkalk-Gruppe (Hierlatzkalk, **36**, Adnet-Formation, **34**), Ruhpolding-Formation (**31**), Tauglboden-Formation (**30**, Hornsteine, kieselige Mergel, Kalke, Feinbrekzien).

Beim Anstieg zum 7. Halt sind am Hangfuß der Schreckensspitze (2.022 m, Lokalität „Wasserboden“ laut AV-Karte 5/3) Würm-spätglaziale Moränenwälle (**21**) ausgebildet.

7. Halt: Scharte, Höhe ca. 1.700 m, zwischen Schreckenspitze (2.022 m) und Klee-kopf (1.760 m): Tauglboden-Formation (30) mit Übergang in Ammergau-Formation (28) wechsellagernd mit Barmsteinkalk (29).

8. Halt: Moosenalm, Höhe ca. 1.540 m: Überschiebung von Oberrhätalkalk (38), Rotkalk-Gruppe (34) und Ruhpolding-Formation (31) auf Ammergau-Formation (28)/Barmsteinkalk (29); diese entspricht dem höheren Zweig der Achental-Überschiebung (Moosenalm-Überschiebung); in der Ostflanke des Schreckenspitze-Kammes sind Ammergau-Formation (28) und Barmsteinkalk (29) intensiv verfaltet.

Unmittelbar östlich der Moosenalm Querung einer etwa 100 m breiten Schuttstromablagerung (10) in Kössen-Formation (39).

9. Halt: Geländerücken am Fahrweg, ca. 950 m nordöstlich der Moosenalm: rechter Würm-spätglazialer Seitenmoränenwall (21); Blick nach Norden zur Achental-Überschiebung an der Hochplatte (1.813 m).

Weitere Informationen in: CLARK (1887); WOLF (1922); VORTISCH (1926); AMPFERER (1941a, 1946); SCHÜTZ (1975); KUSS (1983); SAUSGRUBER (1994a, b); SPIELER (1994); GRUBER (2008b, 2013); ORTNER & GRUBER (2011).

Exkursion 4: Unteraul, Hochplatte, Kleinzemmalm (Abb. 70)

Themen: Achental-Überschiebung; mehrphasige Tektonik; geologische Panoramen; Ablagerungen Würm-hoch- und Würm-spätglazialer Vergletscherungen (22, 21).

Route: Wanderung vom Parkplatz Unteraul (Punkt 945 m) über Bründlalm, Jochalm und Seewaldhütte (1.582 m) zur Hochplatte (1.813 m); zurück zur Seewaldhütte, Querung zur Kleinzemmalm und Abstieg (Fahrweg oder Abkürzungsweg) über die Hochstegenalm (1.159 m) und Punkt 1.018 m zum Ausgangsort.

Ganztägige Wanderung auf markierten und unmarkierten Fahrwegen und alpinen Steigen; Übernachtungsmöglichkeit in der Seewaldhütte (Selbstversorgerhütte DAV-Sektion Achensee).

Im Anstieg vom Parkplatz (Punkt 945 m) zur Jochalm läuft man durchgehend im steil überkippt E fallenden, zum Teil tektonisch stark zertrümmerten Hauptdolomit (41) der „Achentaler Schubmasse“ (Hangendblock der Achental-Überschiebung).

1. Halt: Stichweg von der Kehre des Fahrweges unterhalb der Jochalm nach Westen; Zweigüberschiebung der Achental-Überschiebung in der „Achentaler Schubmasse“: Hangendblock aus überkipptem Hauptdolomit (41), Plattenkalk (40) und Scherling der Kössen-Formation (39), Liegendblock aus Barmsteinkalk (29).

Im Aufstieg von der Seewaldhütte (1.582 m) zur Hochplatte (1.813 m, 2. Halt) gelangt man sukzessive in jüngere, stets überkippte Schichtglieder des Hangendblocks der Zweigüberschiebung, vom Plattenkalk (40) über die Kössen-Formation (39, Gipfelhangwiese) bis zum Oberrhätalkalk (38) am Gipfel.

2. Halt: Hochplatte-Gipfel (1.813 m): Gipfelaufbau aus überkipptem gebanktem Oberrhätalkalk (38), flach SE fallend; am scharfen Westgrat liegt ein großer isolierter Oberrhätalkalkblock (38) auf Ruhpolding- (31) und Ammergau-Formation (28); der Überschiebungskontakt (Zweigüberschiebung) Oberrhätalkalk (38) auf Ammergau-Formation (28) ist südsüdöstlich unterhalb des Gipfels aufgeschlossen und weglos erreichbar; der Oberrhätalkalk (38) ist unmittelbar auf der Störungsfläche bzw. auf Mergeln und Kalken des Liegendblocks gravitativ in Schollen und Blöcke zerglitten; grandioses geologisches Panorama über große Bereiche des Kartenblattes: unter anderem sind im westlich aufragenden Nord-Süd-Kamm Klippen des Hangendblocks der Achental-Überschiebung (Gipfelbereich Rether Kopf, 1.926 m; Kafel, 1.906 m; Marbichlerspitze, 1.898 m) sichtbar.

Am Weg von der Seewaldhütte (1.582 m) zur Kleinzemmalm gewinnt man Einblicke in den stark zerscherten Plattenkalk (40) des Hangendblocks der Zweigüberschiebung und in den ähnlich stark deformierten Barmsteinkalk (29) des Liegendblocks; dazwischen ein eingeklemmter Scherling aus Ruhpolding-Formation (31).

3. Halt: Am Wanderweg Seewaldhütte–Kleinzemmalm, im Steilhang südöstlich unterhalb der Hochplatte, Höhe ca. 1.600 m: kompakte Grundmoränenablagerungen aus Lokalmaterial (22) des Würm-hochglazialen Gletschers in hoher topografischer Position darin und in Mergeln der Ammergau-Formation (28) Ausbildung von flachgründigen Gleit-/Fließprozessen und von Schneeschurfformen; im Blick nach Süden unter den Nordabstürzen der Sonntagsspitze (1.926 m) beeindruckend Würm-spätglaziale Moränenwälle (21).

4. Halt: In der Karmulde der Kleinzemmalm am Fahrwegende nördlich der Almgebäude, Höhe ca. 1.580 m: Würm-spätglaziale Moränenablagerungen mit erkennbaren Wallrelikten (21); entlang des Fahrweges Wechsellagerung von dickbankigen Kalkareniten des Barmsteinkalks (29) mit Karsterscheinungen und dünnbankigen mikritischen Kalken der Ammergau-Formation (28).

Im Abstieg zur Hochstegenalm (1.159 m) und zu Punkt 1.018 m sind am Fahrweg verschiedene quartäre Sedimente aufgeschlossen, häufig Grundmoräne (22), aber auch Kiese, Sande und Schluffe Würm-spätglazialer Eisrandsedimentation (16). Im flachen, äußeren Abschnitt des Unterautales dominieren Murenkegel (7) aus den Seitengraben und die Wildbach- und Auenablagerungen (3) des Unteraubaches die Morphologie. Je nach Zeit lohnt ein wegloser Abstecher zu den moränenbedeckten lakustrinen Vorstoßsedimenten (23, 25) südlich und südöstlich unterhalb der Bründalm.

Weitere Informationen in: WOLF (1922); AMPFERER (1905b; 1941a); FUCHS (1944); QUENSTEDT (1951a, b); NAGEL (1975); SPIELER & BRANDNER (1989); SAUSGRUBER (1994a, b); ORTNER (2003); ORTNER & GRUBER (2011); GRUBER (2013).

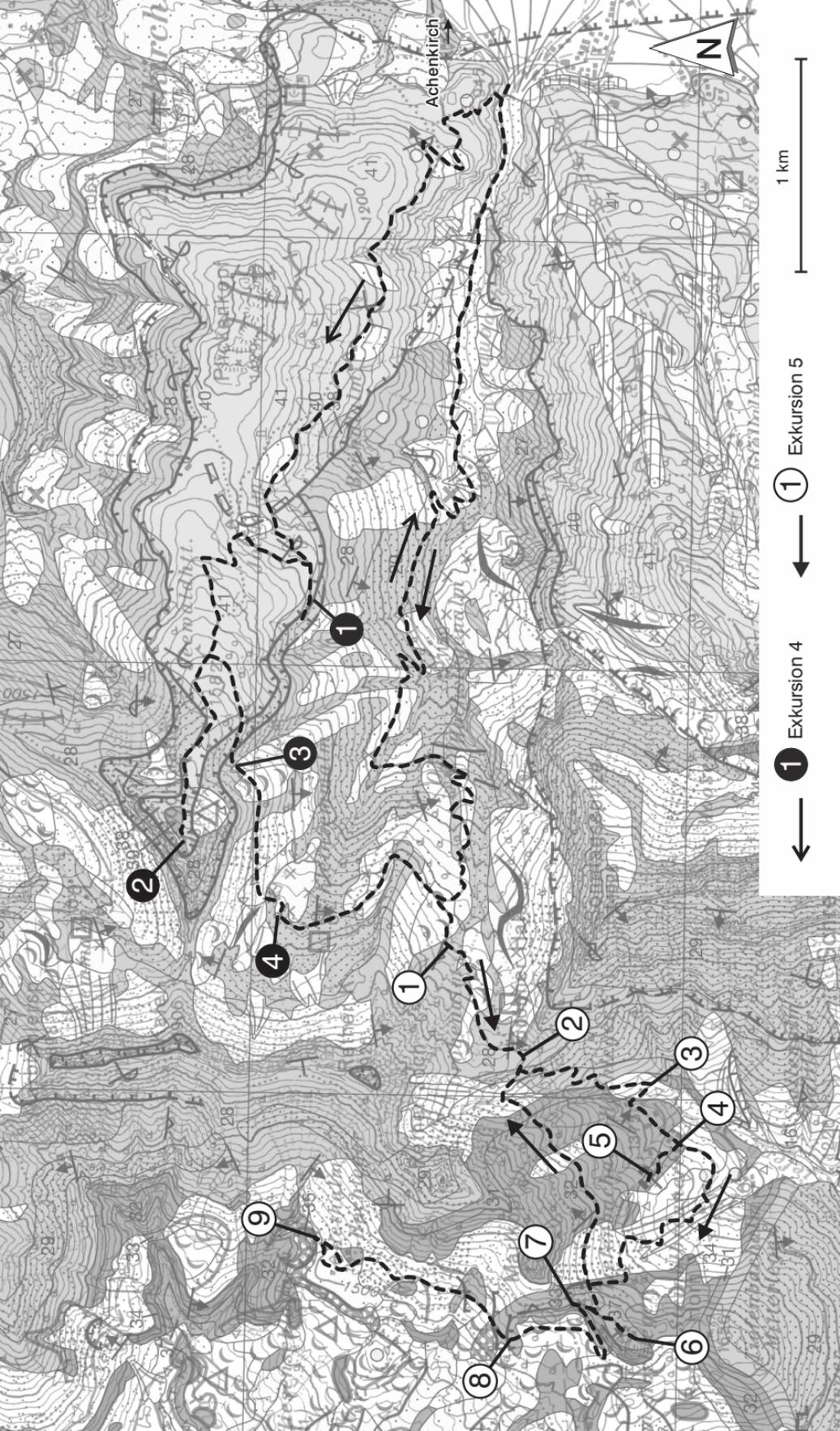
Exkursion 5: Unterautal, Gröbner Hals, Steinölbrennerei, Tiefenbachalm-Hochleger, Lochalm-Hochleger, Rethalm-Hochleger (Abb. 70)

Themen: Unterjurassische Beckenfazies mit reduzierendem Milieu der „Bächentaler Bitumenmergel“ (33); Abbau und Verarbeitung der Bitumenmergel (Steinölbrennerei); Jura-Schwellen- und Beckenhangfazies (Kendlbach-, in 37, Scheibelberg-, 37 und Adnet-Formation, 34); unterjurassische Scarp- und Schuttstrombrekzien (Resedimente, 35); Abrissbereiche von gravitativen Massenbewegungen Richtung Kesselbach (14–10, Rethalm-Hochleger); quartäre Hangschuttbrekzien (17) an den Westhängen der Sonntags- und Schreckenspitze; Westende der „Achentaler Schubmasse“; Würm-hochglaziale Eistransfluenzen; Geopanoramen.

Route: Vom Ausgangspunkt Parkplatz Unterautal (Punkt 945 m) über die Hochstegen- (1.159 m) und die Gröbenalm zum Gröbner Hals (1.654 m); Abstieg zur Steinölbrennerei (Besichtigung mit „Steinölwanderung“ gegen Voranmeldung möglich, siehe www.steinoel.at); Aufstieg auf aufgelassenem Almweg, teils weglos zum Tiefenbachalm-Hochleger und zum benachbarten Lochalm-Hochleger; Aussichtspunkt beim Kreuz (ca. 1.645 m); Fahrweg zum Rethalm-Hochleger, kurzer wegloser Abstieg nach Norden zur Abrisskante der Massenbewegung Kesselbach; zurück zum Tiefenbachalm-Hochleger, weiter am Wanderweg fast eben zum Gröbner Hals und Abstieg durch das Unterautal zum Ausgangspunkt.

Abb. 70.

Exkursionen 4 und 5 mit Routenverlauf und Haltepunkten. Hintergrund: Geologische Karte Blatt 88 Achenkirch, in Graustufen. ▶



1 km

1 Excursion 5

1 Excursion 4

1

Ganztageswanderung auf markierten und unmarkierten Fahrwegen, alpinen Steigen sowie im weiten Gelände.

1. Halt: Grabenquerung des Fahrweges, Höhe ca. 1.530 m, 100 m nordöstlich der Gröbenalm: tektonisch intensiv zerscherte Ammergau-Formation (**28**) im Liegenden der Achantal-Überschiebung, daher starker Schuttanfall und fluviatile Umlagerungsprozesse.

2. Halt: Gröbner Hals (1.654 m): breiter Pass im Kern (Schrambach-Formation, **27**) einer nach N überkippten Synklinale, die von der „Achantaler Schubmasse“ (Nordwestgrat der Sonntagsspitze, 1.926 m) überschoben ist; die Achantal-Überschiebung streicht hier in die Luft aus und verliert sich in den Westhängen der Schreckenspitze (2.022 m); an ihr fanden Bewegungen sowohl nach WNW als auch nach N statt; am Gröbner Hals durch Eistransfluenz aus dem Bächtental gebildete Würmhochglaziale Schliefformen, diese sind durch jüngere Rückböschungsprozesse an der Nordostseite überformt; Geopanorama nach Süden mit Blick auf die W- bis NW-vergente Stirn der „Achantaler Schubmasse“ (Sonntags- und Schreckenspitze) sowie auf den steilen bis überkippten Südschenkel der Karwendel-Synklinale bzw. Nordschenkel der Mondscheinspitze-Antiklinale im Bereich Schleimsjoch-Mondscheinspitze (1.809 bzw. 2.106 m, auf ÖK 119).

3. Halt: Im Abstieg zur Steinölbrennerei auf Höhe ca. 1.400 m orografisch links des Tiefenbaches: Blick auf mächtige geschichtete Hang- und Murschuttbekzien (**17**); die Schüttung erfolgte von den Westhängen der Sonntags- und Schreckenspitze.

4. Halt: Steinölbrennerei, Schwelanlage, Höhe ca. 1.350 m: Ort der Rohaufbereitung und thermisch-chemischen Extraktion des Bitumens aus „Bächtentaler Bitumenmergeln“ (Sachrang-Subformation, **33**); Einblick in die historische Entwicklung und den gegenwärtigen Abbau; Steinölprodukte.

5. Halt: Steinbruch der Steinölbrennerei (Achtung: Betreten nur nach Rücksprache mit Betriebsleitung möglich!) in feinblättrigen „Bächtentaler Bitumenmergeln“ (**33**), mit Brekzienlagen aus Scheibelberg-Formation (**37**), Rutschfalten und tektonisch gebildeten Isoklinalfalten; das stratigrafisch Liegende bilden graue Knollenkalke der Adnet-Formation (**34**), stratigrafisch hangend folgen braune Kalk-Mergel-Zyklen der Allgäu-Formation (**32**, Jüngere Allgäu-Schichten) im höchsten Teil des Steinbruches.

*Am Zufahrtsweg zur Steinölbrennerei nach Südwesten Richtung Tiefenbachalm Mitterleger, im Tälchen nordwestlich des Mitterlegers zuerst im Wiesengelände aufwärts, den erkennbaren Steigspuren folgend, zuletzt in Kehren auf altem Almweg zum Tiefenbachalm- und Lochalm-Hochleger; unterwegs sieht man ausgeprägte Schneeschurfspuren und flachgründige Gleit- und Fließprozesse (**10**) auf feinklastischem Verwitterungsschutt der Scheibelberg-Formation (**37**), Sachrang-Subformation (**33**) und Allgäu-Formation (**32**). Kurz vor Erreichen des Tiefenbachalm-Hochlegers gibt es Aufschlüsse in Rotkalken der Adnet-Formation (**34**).*

6. Halt: Kuppe mit Kreuz südwestlich des Lochalm-Hochlegers, Höhe ca. 1.645 m: Geopanorama über große Teile des Bächtentales mit E-W-Verlauf der Karwendel-Synklinale im Blick nach Süden und Westen und deren Knick im Südosten (zwischen Schleimsjoch, 1.809 m und Hohe Gans, 1.950 m, ÖK 119); ganz im Westen liegt die nördlich an die Karwendel-Synklinale anschließende Scharfreiter-Antiklinale (ÖK 87).

7. Halt: Fahrweg beim Tiefenbachalm-Hochleger, Höhe ca. 1.625 m, in Richtung Lochalm-Mitterleger: Schichtfolge vom stratigrafisch Jüngeren zum Älteren: Sachrang-Subformation (**33**), in der Kehre in graue Knollenmergel und rote Knollenkalke der Adnet-Formation (**34**) übergehend; kleinräumige Verfaltungen und Überschiebungen, die Faltenachsen streichen W-E bis WSW-ENE.

8. Halt: Fahrweg Richtung Rethalm-Hochleger, Höhe ca. 1.560 m am Gelände-
rücken westnordwestlich des Markkopfs (1.776 m): Kendlbach-Formation (in **37**)
und Scheibelberg-Formation (**37**) treten im Scharnierbereich der großen Antiklinale
östlich über der Dürrach-Aufschiebung zutage; die Tiefenbach-Subformation der
Kendlbach-Formation wird aus roten und dunkelgrauen Mergeln, die Breitenberg-
Subformation aus gelblichen Kalken mit reichlich Bivalvenschalen (Typ Hangfazies)
gebildet.

*Entlang des Fahrweges weiter zum Rethalm-Hochleger wiederholt sich infolge
Verfaltung und kleinräumiger Überschiebungen diese Abfolge mehrmals in aufrecht-
ter und überkippter Lagerung; Abrissbereiche von Gleit- und Fließprozessen (Erd-/
Schuttstromablagerungen, **10**) sind auf Höhe und vor allem unterhalb des Weges
erkennbar; beim Almgebäude des Rethalm-Hochlegers steht Allgäu-Formation (**32**)
mit Brekzienschüttungen an.*

9. Halt: Geländekante nordöstlich unterhalb des Rethalm-Hochlegers, Höhe ca.
1.480 m: Blick nach Nordwesten auf die große halbkreisförmige Ausbruchsnische
(**14**) einer großteils schon ausgeräumten gravitativen Massenbewegung; in der Fels-
wand sind Resedimente der Rotkalk-Gruppe (**35**) in Verzahnung mit Allgäu-Forma-
tion (**32**). aufgeschlossen; eine Besonderheit darin sind Rutschfalten; unweit west-
lich dieser Ausbruchsnische am Nordwestvorsprung der Almweide ist die ca. 20 m
hohe Abrisswand (**14**) der großen Felsgleitung Richtung Kesselbach einsehbar.

Weitere Informationen in: SANDER (1921); WOLF (1922); HRADIL & FALSER (1930);
AMPFERER & HEISSEL (1950a, b); BITTERLI (1962); SOLTI et al. (1987); SOLTI & LOBITZER
(1989); SPIELER & BRANDNER (1989); LOBITZER et al. (1994); SALLABERGER (2002); KUNT-
SCHER (2006); GRUBER (2007, 2013); BRANDNER et al. (2011); LOTTER & GRUBER (2011);
UNTERWURZACHER (2014d); ANGERMEIER (2015); NEUMEISTER et al. (2015, 2016); SUAN
et al. (2016).

Exkursion 6: Hühnersbach- und Pitzbachtal, Pitzalm, Juifen-Nordgrat, Rotwandalm-Hochleger (Abb. 71)

Themen: Obertrias-Unterjura-Schichtfolge in Becken- und Schwellenfazies am
Juifen-Nordgrat; unterjurassische Extensionstektonik mit Rutschfalten-, Brekzien-
und Gleitschollenbildung innerhalb der Rotkalk-Gruppe (**35**, **34**); pleistozäne Vor-
stoßsedimente des Würm-Hochglazials (**23**); Moore (**6**); Geopanoramien; gravitative
Massenbewegungen (**11**, **10**).

Route: Ausgangspunkt Parkplatz an der Rauchstubenalp entlang der deutschen
Bundesstraße B 307 im Walchental; dort auf dem Fahrweg durch die Hühnersbach-
schlucht in das Pitzbachtal; kurz vor Fahrwegende bei der Silberberghütte auf dem
Wanderweg zum nächst höheren Fahrweg (von Halslalm kommend) weiter talein-
wärts; im Talschluss, kurz vor der Pitzbachquerung auf dem Steig zum Rotwand-
alm-Hochleger (1.528 m); auf dem Fahrweg eben nach Nordosten in Richtung Bret-
tersbergalm-Hochleger (1.324 m); nach Osten auf dem Fahrweg zur Pitzalm und
weglos zum Ansatz des Juifen-Nordgrates; unterste Wandstufe nach Südwesten
umgehen und über Weidegelände ansteigend auf nächsten Absatz im Nordgrat;
zurück über Weidegelände nach Südwesten zum Ende eines Stichweges und die-
sem abwärts folgend, ab Kehre wieder auf Fahrweg zum Rotwandalm-Hochleger;
Abstieg zum Ausgangspunkt wie Anstieg; im Abstieg beim Erreichen des Hühners-
bachtals lohnt ein kurzer Abstecher über einen Stichweg und weglos zu einem
großen Aufschluss in Vorstoßsedimenten (**23**, **25**) gegenüber der Einmündung des
Pitzbachs in den Hühnersbach.

Ganztageswanderung auf markierten und unmarkierten Fahrwegen und alpinen
Steigen sowie in weglosem, mäßig schwierigem Gelände.

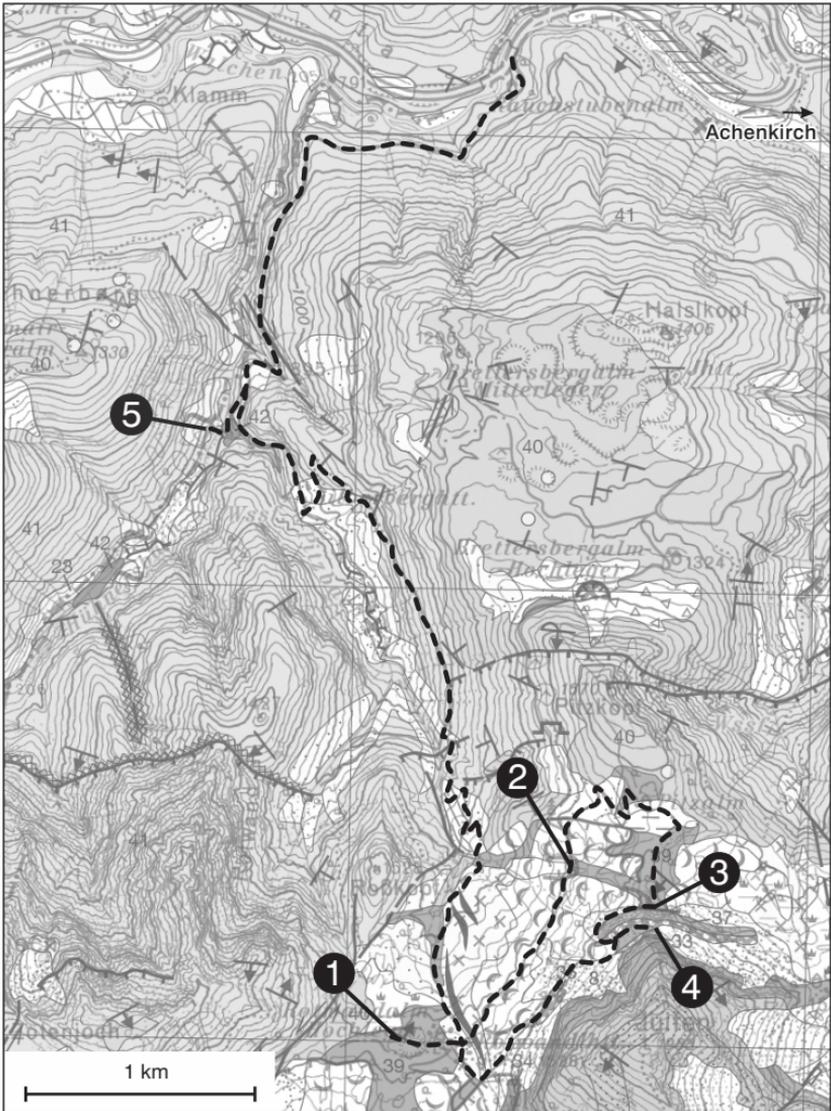


Abb. 71.
 Exkursion 6 mit Routenverlauf und Haltepunkten. Hintergrund: Geologische Karte Blatt 88 Achenkirch, in Graustufen.

1. Halt: Weidekuppe 150 m westlich des Rotwandalm-Hochlegers (1.528 m): Standpunkt fungierte im Würm-Hochglazial als Transfluenzpass; geologisch-tektonischer Überblick: im Osten die durchgehende jurassisch-kretazische Schichtfolge am Juifen (1.988 m), im Westen die Rotwandalm-Störung, im Norden das Roßkopf-Moor (hochwertiger Moorkomplex, **6**) südlich des Roßkopfs (1.528 m), im Nordosten und Südosten gravitative Massenbewegungen (**12-10**) in der Kössen-Formation (**39**) mit Einbezug der jüngeren Schichtfolge im Umfeld des Rotwandalm-Hochlegers.

Am Weg zum 2. Halt Durchwanderung unterschiedlich aktiver gravitativer Massenbewegungen (11, 10).

2. Halt: Am Forstweg kurz vor der Abzweigung zur Pitzalm: Mergel und Kalke der Kössen-Formation (39) und aktive Gleit- und Fließmassen (10, z.T. 11) in Richtung Pitzbach, mit Abrisskanten (14).

3. Halt: Ansatz des Juifen-Nordgrates: Übergang von Kössen-Formation (39, schwarze Mergel der Eiberg-Subformation) in Kendlbach-Formation (in 37 schwarze und braune siltige Mergel der Tiefenbach-Subformation bzw. glaukonitische Kalke der Breitenberg-Subformation); darüber Wandstufe aus Scheibelberg-Formation (37); im oberen Drittel der Wandstufe Wechsel von Brekzien und Rutschfallen der Rotkalk mit Crinoidenschuttkalken (zusammengefasst zu Resedimenten der Rotkalk-Gruppe, 35).

4. Halt: Wiesenabsatz über unterster Wandstufe des Juifen-Nordgrates, Höhe ca. 1.680 bis 1.690 m: große jurassische Gleitscholle aus Kalken der Kössen-Formation (39) und schwarzen bis roten Mergeln der Tiefenbach-Subformation (Kendlbach-Formation, in 37) eingebettet in Rotkalkbrekzien und Crinoidenschuttkalken (35); darüber folgen geringmächtige Sachrang-Subformation (33, „Bächentaler Bitumenmergel“) und Kalk-Mergel-Zyklen der Allgäu-Formation (Jüngere Allgäu-Schichten, 32).

Beim Queren nach Südwesten zum Rotwandalm-Hochleger an der Einmündung des Stichweges in den Fahrweg Richtung Juifen (Kehre, Höhe ca. 1.590 m) findet sich ein weiterer Aufschluss von Resedimenten der Rotkalk-Gruppe (35). Sturzschnitt aus der Juifen-Nordwestflanke geht nach unten in flachgründige gravitative Massenbewegungen (10) über (siehe auch 2. Halt). Abstieg wie Aufstieg zurück in das Hühnersbachtal.

5. Halt: Orografisch linker Hangfuß des Hühnersbachtals, gegenüber der Mündung des Pitzbaches: Großaufschluss in Sedimenten der Vorstoßphase des Würm-Hochglazials (25, 23) mit (von unten nach oben) mehrmaligem Wechsel von lokalen Bachkiesen, Bänderschluften und Murablagerungen sowie Kristallin führenden Kiesen; darüber liegen Würm-hochglaziale Grundmoräne (22) des Achental-/Isargletschers und Hangschutt (8, maßstabsbedingt nicht in geologischer Karte darstellbar); im Bachbett sind bitumenreiche Mergel und Dolomite des Hauptdolomits (41) freigespült.

Der Rotwandalm-Hochleger kann alternativ mit dem Fahrrad über den Fahrweg vom Hagenwirt (Punkt 826 m, Achenwald) via Brettersbergalm-Hochleger (1.324 m) erreicht werden (offizielle Mountainbike-Strecke); Halt 5 entfällt in diesem Fall.

Weitere Informationen in: SAPPER (1888); NAGEL (1975); SPIELER & BRANDNER (1989); STEINER et al. (1992); GRUBER (2007, 2013, 2014); HASELWANTER (2008, 2012a, b); GRUBER (2009); BRANDNER et al. (2011); LOTTER & GRUBER (2011).

Exkursion 7: Bächental, Wirtshaus Aquila, Zotental-Niederleger, Kesselbach, Hiesenschlagalm (Abb. 72a)

Ergänzungsmöglichkeit: GSSP-Punkt Trias-Jura-Grenze, Kuhjoch (ÖK 118, Abb. 72b)

Themen: Gravitative Massenbewegung Kesselbach; Datierung der Massenbewegung; Plattenkalk (40), Kössen-Formation (39) und Kendlbach-Formation (in 37 bzw. 32); Faltenstrukturen.

Route: Mit dem Fahrrad von Fall (Bayern, Wanderparkplatz, 773 m, ÖK 87) auf asphaltierter Fahrstraße durch das Dürrachtal (ÖK 87) zum Wirtshaus Aquila (919 m); zu Fuß weiter auf dem Steig zum Zotental-Niederleger, weiter auf dem Fahrweg nach Osten in Richtung Kesselbach; nach Querung des Rotwandbaches vom Fahr-

1. Halt: Zotental-Niederleger, Höhe ca. 1.020 m: Schmale Erd-/Schuttstromzungen (**10**) auf Kössen-Formation (**39**); Gesamtansicht des großen Massenbewegungsareals Kesselbach von Nordwesten.

*Am Weg vom Zotental-Niederleger in den Kesselbachgraben Querung von durchwegs durch gravitative Massenbewegungen (**13, 11**) geprägtem Gelände.*

2. Halt: Kesselbachgraben, Höhe ca. 1.140 m: Stirn der großen Felsgleitung Kesselbach mit teils noch im stark aufgelockerten Verband erhaltener Scheibelberg-Formation (**13** mit **37**) auf Gleitzone aus roten und schwarzen Mergeln (**39, 37** mit Schattwalder Schichten) und einer basalen Lage von Baumstämmen und Pflanzenresten über der Bachablagerung; das „Überfahren“ der Baumstämmen durch die Gleitmasse erfolgte laut dendrochronologischer Datierung im Jahr 1567 (Absterbejahr); im Bachbett und bachaufwärts folgt getrepptes Gelände im anstehenden Untergrund aus Kössen-Formation (**39**); auf Höhe 1.170 m orografisch rechts Anrisse in der Kendlbach-Formation (in **37**); beidseits des Bachbettes stehen teils grobblockige Ablagerungen von gravitativen Massenbewegungen (**12, 11**) an.

3. Halt: Unterhalb des Rohrdurchlasses des Kesselbachs unter dem Fahrweg bei Punkt 1.215 m: Rückstausedimente der Felsgleitung Kesselbach in orografisch rechter Bachböschung (Schluffe, Sande, Holz); auffällige Verflachung bergseitig des Durchlasses mit Anlandung von Rückstausedimenten (**3**).

*Am Fahrweg weiter zur Hiesenschlagalm (1.241 m) erfolgt die Querung des Massenbewegungsareals Kesselbach mit randlich als Rücken erhaltenen stabilen Arealen aus Grundmoräne (**22**) und unruhigeren Massenbewegungsanteilen mit Ausbildung von Gleit- und Fließmassen (**11, 10**), die nach Südwesten zunehmend flachgründiger (**10**) werden und nach unten auslaufen.*

4. Halt: Mergel und darüber Lithodendronkalk-Rippe der Kössen-Formation (**39**): der „harte“ Kalkstein zerlegt sich auf den „weichen“ Mergeln (Kippen, Gleiten) und flachgründige Gleit- und Fließmassen (**10**) schließen sich an.

5. Halt: Rohrdurchlass des Fahrweges in das Bächental, nach der Abzweigung süd-südwestlich der Hiesenschlagalm, Höhe ca. 1.240 m: N-vergente Verfaltung der Abfolge Plattenkalk (**40**) – Kössen-Formation (**39**) mit aufrechtem flachem Südschenkel (Verflachungen) und steilem bis überkipptem Nordschenkel (Steilstufe); das Falten-scharnier bildet eine Wasserfallstufe.

*An der Straße zurück zum Wirtshaus Aquila gibt es weitere Aufschlüsse im Plattenkalk (**40**) mit korrespondierenden Verfaltungen.*

Weitere Informationen in: NAGEL (1975); GRUBER (2007, 2008b); BRANDNER et al. (2011); LOTTER & GRUBER (2011); siehe Kapitel 7.2.

Ergänzungsmöglichkeit – GSSP-Punkt Trias-Jura-Grenze, Kuhjoch: Von Fall (773 m, ÖK 87) bzw. vom Wirtshaus Aquila (919 m) lohnt eine Radtour/Wanderung zum GSSP-Punkt der Trias-Jura-Grenze am Kuhjoch im hinteren Baumgartental (ÖK 118): mit dem Fahrrad vorbei am Bächental-Stausee in das Baumgartental zum Punkt 1.101 m (Wildfütterstelle westlich Hölzelstalalm-Niederleger, ÖK 118); dann Wanderung auf dem Fahrweg über den Hochstall-Niederleger (1.237 m) zum Baumgartenalm-Hochleger; von dort weiter auf dem Steig zum Ochsentalalm-Hochleger und in das Hochstallkar, zuletzt weglöse Querung zum Kuhjoch (entspricht einer ca. 1.760 m hohen Einsattelung im Nordgrat des Hölzelstaljoches – 2.012 m); Abstieg wie Aufstieg. Kürzer, aber mühsamer ist der Auf- und Abstieg über den Hölzelstalalm-Mitterleger und -Hochleger. Weitere Informationen in: HILLEBRANDT & KMENT (2009, 2011); HILLEBRANDT et al. (2013); RICHOSZ & KRYSZYN (2015).

Exkursion 8: Schneidjoch, Wildalm, Abendstein (Abb. 73)

Themen: Schichtfolge und tektonische Detailstrukturen im Liegendschenkel der Guffert-Antiklinale („Achentaler Schubmasse“, Faltenstrukturen, Schneidjoch-Überschiebung); Würm-spätglaziale Lokalvergletscherungen; gravitative Massenbewegungen (13–10, Bergerreißung, Kipp-, Gleit- und Fließprozesse).

Route: Von der Gufferrhütte (1.465 m) Wanderweg nach Süden in Richtung Schneidjoch und Guffertspitze (2.194 m), vorbei am Wildalmfilz (hervorragender Moorkomplex, Ramsar-Schutzgebiet, siehe Exkursion 9); auf Höhe ca. 1.550 m Wegabzweigung zu den Inschriften, an diesen vorbei am Steig auf gleicher Höhe nach Westen und zuletzt ansteigend zum Schneidjoch-Westgrat: über den Grat nach Osten und die Schneidjoch-Südflanke querend bis in den Sattel („Angernsink“, ca. 1.710 m) östlich von Punkt 1.811 m; Abstieg zur Angernalm und auf dem Fahrweg nach Südosten, vorbei am Abendstein (1.596 m) bis zu Bildbaum (Höhe ca. 1.535 m) am Schneidjoch-Ostgrat; zurück auf dem Fahr- und Wanderweg über die Wildalm zur Gufferrhütte.

Ganztägige Rundwanderung auf markierten und unmarkierten Fahrwegen, alpinen Steigen sowie im weglosen Gelände mit Ausgangs- und Endpunkt Gufferrhütte (1.465 m, vom Parkplatz Köglboden über den Fahrweg mit dem Mountainbike oder zu Fuß erreichbar).

1. Halt: Inschriften (Nordabhang Schneidjoch): Rätische Schriftzeichen auf einer Störungsfläche des gebankten, subvertikal stehenden Oberrhätalks (38, „Schneidjochhalbhöhle“); kleiner Quellaustritt deutet vermutlich auf ein Quellheiligtum aus der jüngeren Eisenzeit/Römerzeit hin; Europäisches Kulturgut.

2. Halt: Nordabhang des Schneidjochs südwestlich der Klausbodenalm, am Steig Höhe ca. 1.600 m: abgeglittene Felsschollen (13) aus überkipptem Hauptdolomit (41) und Plattenkalk (40) auf Kössen-Formation (39), zum Teil aktive Schuttströme (11) mit „betrunkenem Wald“; Oberrhätalk (38) wirkt als stabilisierender Sockel.

3. Halt: Aussichtspunkt am Westgrat des Schneidjochkammes, Höhe ca. 1.625 m: sekundär verfallener, überkippter Schenkel (synformale Antiklinale mit Hauptdolomit, 41 im Kern; vgl. Falltafel 4: Profil 11) der Guffert-Antiklinale; Geopanorama; Bergerreißung (15) mit Abrissbereich (nicht dargestellt) der gravitativen Massenbewegungen des 2. Halts.

4. Halt: Einschartung östlich von Punkt 1.811 m, Höhe ca. 1.710 m („Angernsink“): NE–SW streichende Synklijalstruktur mit Kössen-Formation (39) im Kern; der Südostschenkel ist nach N bis NW überschoben; ausgedehnte Karstformen im Plattenkalk (40, z.B. Kluft- und Rundkarren); Nordansicht der Guffert-Antiklinale (aus Wettersteinkalk, 47) im Bereich der Guffertspitze (2.194 m).

5. Halt: Angernalm, Höhe ca. 1.540 m: Entwicklung von flachgründigen gravitativen Gleit- und Fließprozessen (10) in verwitterter Kössen-Formation (39).

6. Halt: Fahrwegkehre 200 m südöstlich der Angernalm, Höhe ca. 1.490 m: Standpunkt auf gut entwickeltem, Würm-spätglazialen linkem Seitenmoränenrücken (21); Blick nach Norden in die Bergerreißungszone (14, 12, 11) mit Blockwerk des „harten“ Oberrhätalks (38) östlich der Angernalm auf relativ „weichen“ rhätisch-jurassisch-kretazischen Beckensedimenten der Kössen- (39), Allgäu- (32), Ammergau- (28) und Schrambach-Formation (27).

7. Halt: Fahrwegkehre etwa 90 m südwestlich des Abendsteins (1.596 m); die steil überkippte S fallende Obertrias-Schichtfolge ist durch tektonisch an sinistralen NE–SW- und dextralen NW–SE-Blattverschiebungen induzierte Bergerreißungen (11, 12) im Oberrhätalk (38) des Abendsteins charakterisiert; lateral dazu finden

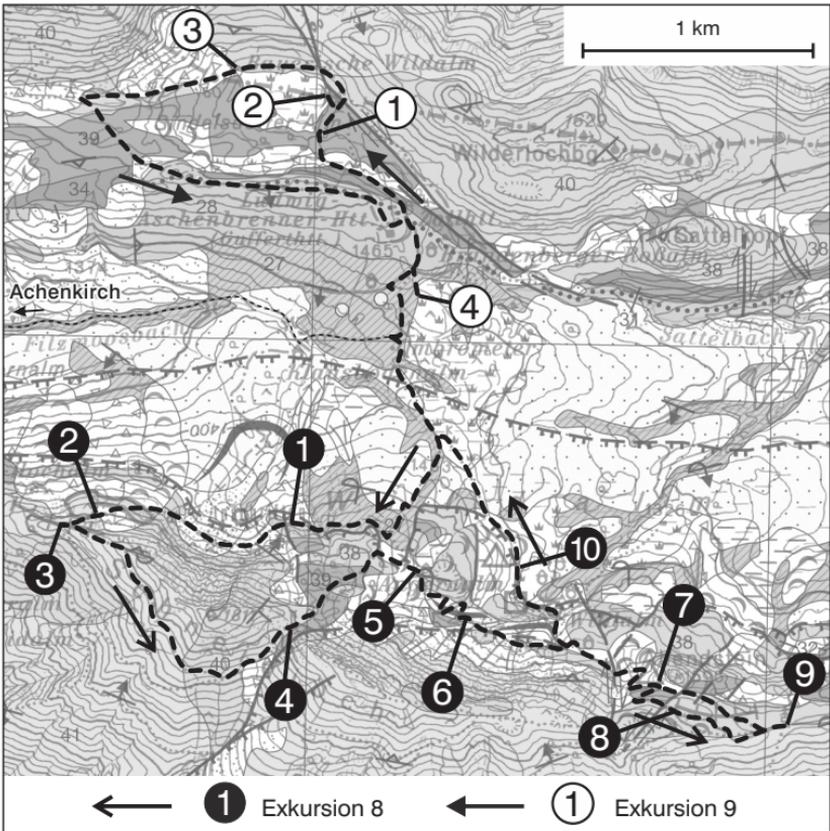


Abb. 73.
Exkursionen 8 und 9 mit Routenverlauf und Haltepunkten. Hintergrund: Geologische Karte Blatt 88 Achenkirch, in Graustufen.

sich Felssturzböcke und seichte Schuttstrombildungen mit Blockschutt (10) unter Einbeziehung verwitterter Mergel der Kössen-Formation (39).

8. Halt: Fahrweg südlich Abendstein, Höhe ca. 1.580 m: Zerrgräben (15) in überkipptem Plattenkalk (40) sind durch gravitative Kipp-Prozesse entstanden (11).

9. Halt: Bildstock am Fahrweg ca. 500 m ost-südöstlich Abendstein, Höhe ca. 1.530 m: Geopanorama mit Nordansicht der Guffert-Antiklinale, der Guffert-Nordrand-Störung und der Pinegg-Störung; nach Osten Ausblick auf den Nordschenkel der Thiersee-Synklinale (Hinteres Sonnwendjoch, 1.986 m, ÖK 89) und die Ostfortsetzung der Guffert-Antiklinale in die Pendling-Antiklinale (Pendling, 1.563 m; ÖK 89, 90).

10. Halt: Am Rückweg Wildalm-Guffertthütte, östlich Angernalm, Höhe ca. 1.400 m: Querung des Blockschuttareals (12, 11) der Bergzerreißung im Oberrhätalk (38); Quellaustritte markieren die nach Norden durchziehende Schneidjoch-Überschiebung; als Stauer wirken die jurassisch-kretazischen Gesteine des Liegendblocks (vgl. 6. Halt).

Am Rückweg zur Guffertthütte Blick nach Osten auf das Ramsar-Schutzgebiet Wildalmfilz (6, siehe Exkursion 9).

Weitere Informationen in: OSSWALD (1925); BUNZA (1971); SCHÜTZ (1975); NAGEL et al. (1976); KUNTSCHER (1986, 2002); SCHUMACHER (1992, 2002, 2004); RUPPRECHTER & HINTNER (1996); SIEBERER (2002); SYDOW (2002); STAUTZ (2004); TÖCHTERLE (2005); LOTTER & GRUBER (2011); MANDL (2011); GRUBER (2013, 2014); UNTERWURZACHER (2014c); KUSCH (2016a, b); SPÖTL et al. (2016); SCHUMACHER & SALOMON (2019); siehe Kapitel 8.

Exkursion 9: Moorexkursion Bayerische Wildalm und Wildalmfilz (Abb. 73)

Themen: Moorkomplex (6) Bayerische Wildalm und Wildalmfilz; Moortypen (Sumpf-, Nieder- und Hochmoor); Moorpflanzen; geologischer, tektonischer und hydrogeologischer Rahmen (Karst, Polje, Ponor) der Moorbildungen; geschütztes Feuchtgebiet auf Basis der Ramsar-Konvention.

Route: Ausgangs- und Endpunkt ist die Gufferthütte (1.465 m), vom Parkplatz Köglboden auf dem Fahrweg mit dem Mountainbike oder zu Fuß erreichbar; Wanderung auf dem Fahrweg von der Gufferthütte nach Norden in Richtung Staatsgrenze, wenige Meter davor links ab auf dem Traktorweg zum Ponor des Poljes der Bayerischen Wildalm; zurück zum Wanderweg, die Staatsgrenze passierend, unmittelbar danach auf dem unteren unmarkierten Steig zu den Gebäuden der Bayerischen Wildalm (1.450 m, AV-Karte BY 14); von der Alm Anstieg nach Westen zum Wegweiser südlich der Halserspitze (1.863 m); auf dem Wanderweg zurück zur Gufferthütte; von der Hütte auf dem Wanderweg ca. 320 m nach Süden in Richtung Schneidjoch bis zum Nordwestrand des Moorkomplexes Wildalmfilz.

Halbtägige Wanderung auf markierten und unmarkierten Fahrwegen, alpinen Steigen sowie im weglosen Gelände.

1. Halt: Aussichtspunkt Höhe ca. 1.440 m am Fahrweg rund 500 m nordwestlich der Gufferthütte (1.465 m): Überblick über das Polje mit dem Moorkomplex (6) der Bayerischen Wildalm.

2. Halt: Ponor an tiefster Stelle am Ostende des Poljes: Genese des Poljes erfolgte in Mergeln (Stauer) und Kalken (Karst) der Kössen-Formation (39) und randlich in Plattenkalk (40, Karst); das Polje und der Moorkomplex (6) entwässern über mäandrierende Bäche in den Ponor am Störungskontakt (dextrale NW-SE-Blattverschiebung, Wildalm-Störung) zwischen beiden genannten Einheiten; die Ost- und Südbegrenzung des Poljes wird durch Kalkriegel aus Plattenkalk (40), Kalk der Kössen-Formation (39) und jurassisch-unterkretazische Kalke (34, 29, 28) gebildet.

3. Halt: Almgebäude Bayerische Wildalm: Ansicht des Moorkomplexes (6) von Nordwesten, darin Vorkommen verschiedener Moortypen (u.a. Versumpfungsmoor im zentralen Teil).

4. Halt: Etwa 320 m südlich der Gufferthütte, Höhe ca. 1.410 m: Überblick über den Wildalmfilz (6), das größte Latschen-Hochmoor Tirols am breiten Passscheitel zwischen Filzmoosbach- und Sattelbachtal; Mergel der Schrambach-Formation (27) und Grundmoräne (22) als Stauer.

Weitere Informationen in: OSSWALD (1925); SUCCOW (1988); STEINER et al. (1992); DIETMAIR (2001); SUCCOW & JOOSTEN (2001); EBERLE (2007, 2009); GRUBER (2008a); GRUBER (2009); NATURFREUNDE INTERNATIONALE (2009); ROSSKOPF (2009a, b); PFEFFER (2010); WIESBAUER (2014); DARGA (2015); JUST & HILLER (2015); SPÖTL et al. (2016); siehe Kapitel 8; Verbreitung der Moore und Schutzgebiete in <https://maps.tirol.gv.at/>.

Exkursion 10: Quartärgeologische Exkursion Ampelsbach, Becken von Steinberg, Grundache (Abb. 74)

Themen: Vorstoßsedimente des Würm-Hochglazials (25–23): fluviatile und lakustrine Sedimente (Bänderschlufler, Deltakiese); Würm-hochglazialer Eisauflauf und Eiszerfall des Inn-/Achtental- und des lokalen Gletschersystems; epigenetische Täler und Klammbildungen; Absolutdatierung.

Route: Steinbergstraße, Ausgangspunkt Köglboden, Parkplatz am Beginn des Fahrweges zum Festlalm-Niederleger; Begehung des Bachgrabens nördlich Köglboden bis zum Fahrweg zur Festlalm auf Höhe ca. 1.100 m, auf dem Fahrweg zurück zum Parkplatz; Weiterfahrt auf der Straße Richtung Steinberg bis zum Parkplatz Unterberg an der Straßenkreuzung Vorder-/Hintersteinberg mit Zwischenstopp am höchsten Punkt der Steinbergstraße (Abzweigung Fahrweg); Parkplatz als Ausgangs- und Endpunkt einer Wanderrundtour über Mühlbach (Fahrstraße zum Entershof), Grundache (Fahrweg nach Süden zur Schmalzklausenalm, ÖK 119), Holzermahd (ÖK 119), Gaismoosbach, Hintersteinberg, Talstation Gfaßköpfe-Lift und Unterberg.

Zweiteilige Ganztagestour auf asphaltierten Fahrstraßen, Fahrwegen, markierten und unmarkierten alpinen Steigen sowie im weglosen Gelände; Trittsicherheit erforderlich; Exkursionsdauer der Köglboden-Runde etwa zwei Stunden, Exkursionsdauer der Mühlbach-Grundache-Runde etwa sechs Stunden.

1. Halt: Bachgraben nördlich Köglboden, Höhe ca. 1.000 m: kristallinbetonte Konglomerate (23) der Vorstoßphase des Würm-hochglazialen Inn-Achtentalgletschersystems verzahnen mit lokalen Murschuttbrekzien (24).

2. Halt: Bachgraben, Wasserfallstufe auf Höhe ca. 1.020 m: eine dicke Brekzienbank (24) mit Kubikmeter großen Klaster aus Oberrhätalkalk (38) über siliziklastischen Sanden und Schluffen (23) repräsentiert ein Murgangereignis in ein lakustrines Milieu der Vorstoßphase zum Würm-Hochglazial.

3. Halt: Bachgraben, Höhe ca. 1.060 m: Übergang der Vorstoßsedimente (Kies, Sand, Schluff, 23) in Würm-hochglaziale Grundmoräne mit kristallinen Geschieben (22).

4. Halt: Fahrweg zum Festlalm-Niederleger, Höhe ca. 1.040 m: ehemalige Schmelzwasserabflussrinne des Filzmoosbaches während des Würm-hochglazialen Eiszerfalls (in Grundmoräne, 22).

5. Halt: Scheitel der Steinbergstraße südöstlich Grünkopf, Höhe ca. 1.050 m bei nordseitiger Abzweigung eines Fahrweges: lithologisch (Riffkalke) und tektonisch (Antiklinalstruktur, Störungen) vorgezeichnete und mit Würm-hoch- und Würm-spätglazialen (22, 21, 16) sowie holozänen (7) Sedimenten bedeckte, niedrige Schwelle (Wasserscheide) zwischen den Einzugsgebieten Schwarzenbach-Ampelsbach-Seeache und Mühlbach-Steinberger Ache.

Rundwanderung im Becken von Steinberg, Ausgangs- und Endpunkt am Parkplatz Unterberg.

6. Halt: Quellast des Mühlbaches nördlich Unterberg, Höhe ca. 1.010 m: Übergang von Bänderschluflern der Vorstoßphase (25) in Würm-hochglaziale Grundmoräne (22), mit Schergefügen; darüber Wassermessstelle des Hydrographischen Dienstes Tirol; auf Höhe ca. 1.040 m große Quelfassung mit Hochbehälter (Pulverermühlquelle, Hauptwasserversorgung von Steinberg am Rofan).

7. Halt: Mühlbach, ca. 300 m nordwestlich der Kirche von Steinberg, Höhe ca. 980 m, orografisch rechter Prallhang: 25 m mächtige Vorstoßsequenz des Würm-Hochglazials mit *coarsening upward*-Trend (Bänderschlufler, Sand, 25; Kies, 23; Grundmoräne, 22).

8. Halt: Moosbachtal, östlich unterhalb der Kirche von Steinberg am Rofan (Achtung: Begehbarkeit abhängig von Geschiebeführung): mächtige Bänderschluft-Abfolge (25) der Vorstoßphase zwischen ca. 940 und 980 m; darin vielfältige Sedimentstrukturen, zum Beispiel Gradierung und Rutschfalten sowie glaziale Schergefüge.

9. Halt: Erste Brücke des Fahrweges über die Grundache, Höhe ca. 900 m: Position des einstigen Zusammenflusses von Grundache und Gaismoosbach am Nordausgang der Kögel-Klamm (nach AV-Karte Nr. 6 Rofan); 1941 wurde die Kögel-Klamm als ehemaliger Bachlauf der Grundache künstlich trockengelegt; die Klamm ist bis zum ehemaligen Wasserfall auf Steigspuren begehbar.

10. Halt: Südeingang Kögel-Klamm ca. 220 m südöstlich Punkt 904 m: an der Felswand orografisch rechts der Grundache kleben Reste (aufgrund ihrer Kleinräumigkeit in 23 inkludiert) des ehemaligen trennenden Riegels aus Flusskonglomeraten (1941 gesprengt) zwischen Grundache und Gaismoosbach; mit $29,7 \pm 1,8$ ka (U/Th-Alter) sind die Konglomerate die ältesten datierten quartären Sedimentgesteine auf dem Kartenblatt; Begehung des abgeschnittenen ehemaligen Flussbettes der Grundache ist bis zum ehemaligen Wasserfall möglich; vom trockengelegten Flussbett Blick auf mit Sedimenten der Vorstoßphase (25, 23) verfüllte alte Talläufe westlich der Grundache und nordwestlich der Wasserfallstufe.

11. Halt: Grundache ca. 500 m südlich der Kartenblattgrenze auf ÖK 119, Erosionsterrasse östlich über der Grundache, Höhe ca. 940 m: die Terrasse ist durch Verlegung und damit Tieferlegung des Grundacheabflusses im Jahr 1941 (siehe oben) entstanden; an der Südwestseite der Grundache, orografisch links, ist mit Bottom-, Fore- und Topsets eine vollständige Deltaabfolge der Vorstoßsedimente (23) aufgeschlossen.

12. Halt: Grundache ca. 1 km südlich der Kartenblattgrenze auf ÖK 119, südwestlicher Tunnelausgang, Höhe ca. 980 m: rezenter epigenetischer Klammeneinschnitt der Grundache in Wettersteindolomit (48); südöstlich und westlich davon gibt es ältere, mit Vorstoßsedimenten (25, 23) verfüllte Bachläufe; im Bachbett selbst sind Bänderschlufler (25) mit Dropstones aus Kristallingesteinen freigelegt.

13. Halt: Wanderweg über Holzermahd in Richtung Hintersteinberg, nordöstlich unterhalb Punkt 1.213 m (ÖK 119): Schrägansicht der unter **Halt 11** erwähnten Deltaabfolge mit Fore- und Topsets (23), darüber Würm-hochglaziale Grundmoräne (22) und Hangschutt (8).

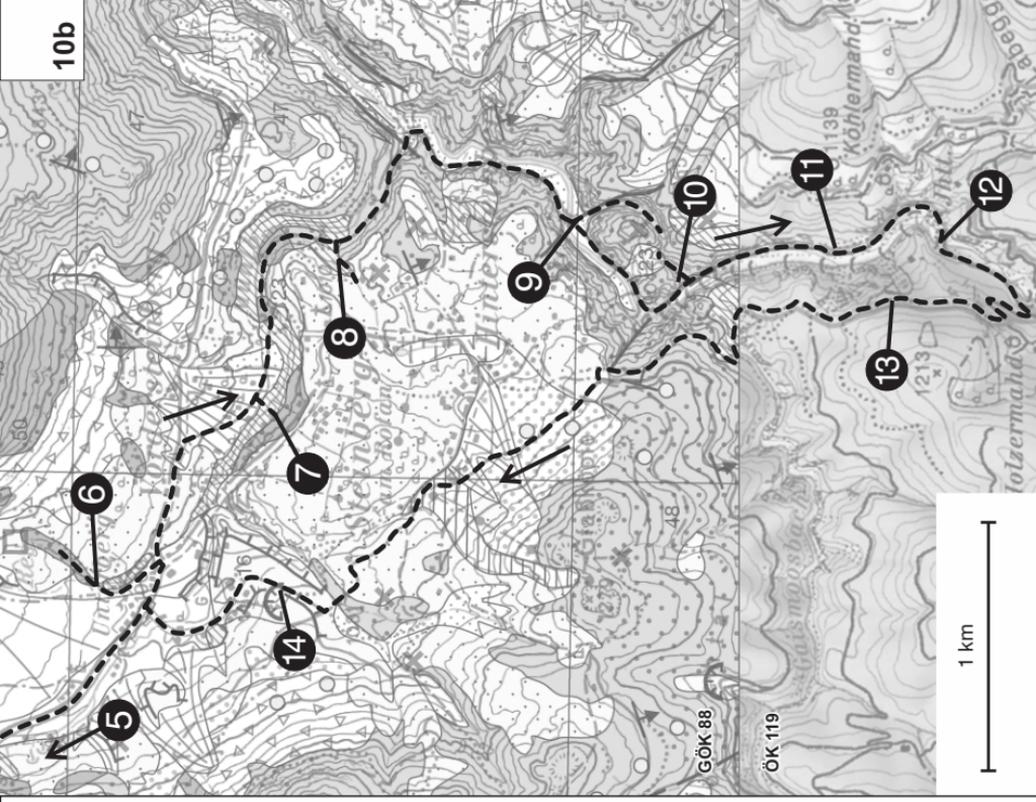
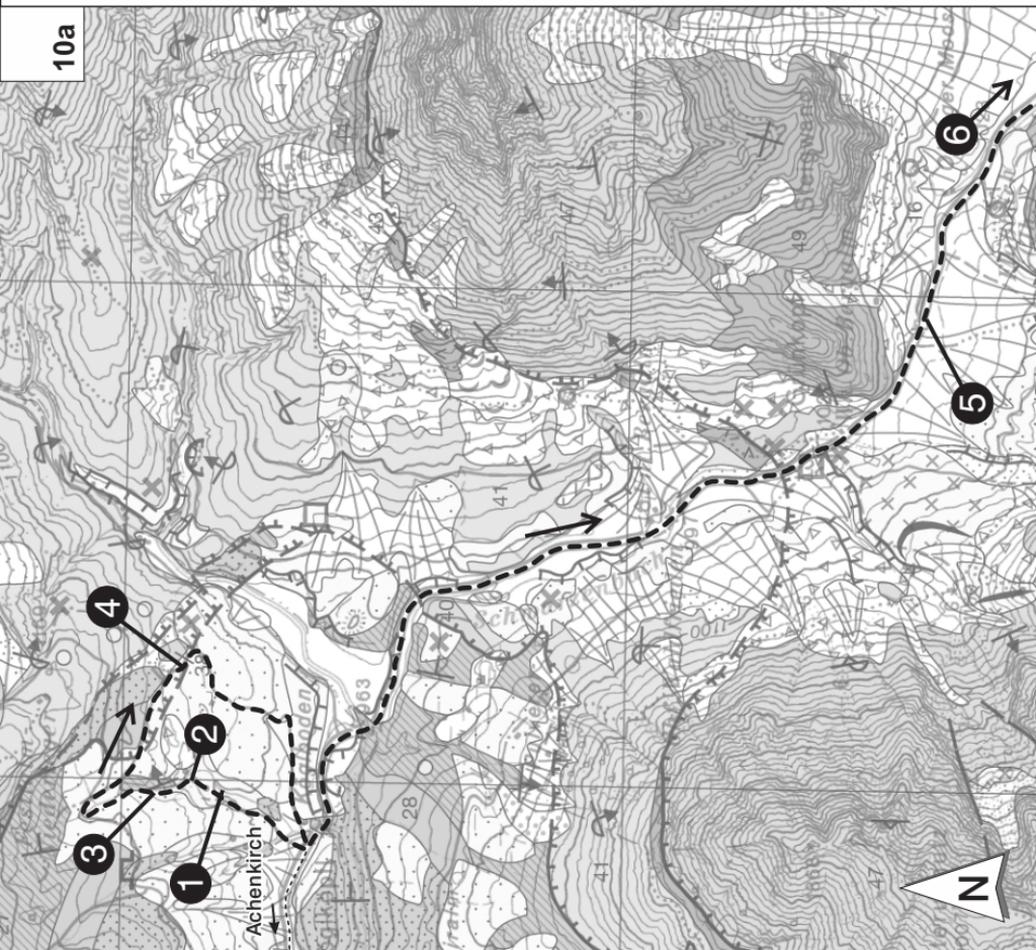
Am Wanderweg nach Norden erfolgt die Querung des Gaismoosbaches (Kartenblattgrenze) mit Bänderschluflervorkommen der Vorstoßphase (25) im Bachbett. Danach geht es weiter nach Norden über Wettersteindolomit (48), Moränenrelikte (20) und von Hängen der Gfaßköpfe (1.279 m) abgeschwemmtes Moränenmaterial (18) in Richtung Talstation Gfaßköpfe-Lift und auf der Schotterstraße in Richtung Unterberg.

14. Halt: Kies- und Sandgrube Rupprechter, ca. 250 m nördlich von Punkt 1.031 m (Bachquerung): Abbau eines Würm-spätglazialen Staukörpers am Eisrand mit Del-taschrägschichtung (16).

Weitere Informationen in: AMPFERER (1905b, 1912a, 1914c); WOLF (1922); SCHREIBER (1949); HORVACKI (1982); CZURDA & BERTHA (1984); RÖDER (1988); WISCHOUNIG (2006); GRUBER (2008a, 2013, 2014); GRUBER et al. (2011a, b); ORTNER & GRUBER (2011); SANDERS et al. (2014); SANDERS & GRUBER (2016); siehe Kapitel 7.3 und 9.

Abb. 74.

Exkursion 10 mit Routenverlauf und Haltepunkten. Hintergrund: Geologische Karte Blatt 88 Achenkirch sowie ÖK 119, in Graustufen. ►



Empfohlene topografische Wanderkarten

- Österreichische Karte UTM 1:25.000 V mit Wegmarkierungen (Vergrößerung der Österreichischen Karte 1:50.000), Blätter 2218 Ost Kundl, 2218 West Achensee und 2217 Ost Sylvensteinsee. Herausgeber: Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (BEV).
- Amtliche Topographische Umgebungskarte von Bayern 1:50.000, Blätter UK 50-53, Mangfallgebirge, UK 50-51, Karwendel und UK 50-52, Tölzer Land, Starnberger See. Herausgeber: Bayerische Vermessungsverwaltung.
- Alpenvereinskarten 1:25.000, Blätter Karwendelgebirge Ost 1:25.000 Nr. 5/3, 7. Ausgabe 2015, sowie Rofan 1:25.000, Nr. 6, 6. Ausgabe 2013.
- Alpenvereinskarten Bayerische Alpen 1:25.000 des DAV, Blätter BY 12 Karwendelgebirge Nord – Schafreiter, 1. Ausgabe 2010 und BY 14 Mangfallgebirge Süd – Guffert, Unnütz, Juifen, 1. Ausgabe 2010.
- Freytag & Berndt Wander-, Rad- und Freizeitkarte 1:50.000, Blatt WK 321 Achensee – Rofan – Unterinntal.
- <https://maps.tirol.gv.at/>

Empfohlene geologische Karten, Erläuterungen und populärwissenschaftliche Veröffentlichungen (vollständige Zitate siehe Literaturverzeichnis)

AMPFERER (1912a, 1914c); AMPFERER & OHNESORGE (1912, 1924); WOLF (1926); AMPFERER & HEISSEL (1950a, b); MUTSCHLECHNER (1953, 1980); SCHMIDT-THOMÉ (1953, 1979); JERZ & ULRICH (1966); BRANDNER (1980); GANNS (1980); GANNS & DOBEN (1984); WOLFF (1985); VAN HUSEN (1987); DOBEN (1991, 1993, 1995); BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (1996, 2004); KMENT (2004); KREUSS (2006a, b); MOSER (2008a, b); GRUBER & BRANDNER (2011); UNTERWURZACHER (2014a–d); HILLER (2015); BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (2016); HORNING & GRUBER (submit.).

Literatur

- ABELE, G. (1950): Die Heil- und Mineralquellen Südbayerns, Wildbad Kreuth bei Tegernsee. – *Geologica Bavarica*, **2**, 34–36, München.
- AMPFERER, O. (1902a): Bericht über die Neuaufnahme des Karwendelgebirges. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **1902**, 274–276, Wien.
- AMPFERER, O. (1902b): Über den geologischen Zusammenhang des Karwendel- und Sonnwendgebirges. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **1902**, 104–113, Wien.
- AMPFERER, O. (1902c): Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **1902**, 170–180, Wien.
- AMPFERER, O. (1903a): Die neueste Erforschung des Sonnwendgebirges im Unterinntal. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **1903**, 41–51, Wien.
- AMPFERER, O. (1903b): Geologische Beschreibung des nördlichen Theiles des Karwendelgebirges. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **53**, 169–252, Wien.
- AMPFERER, O. (1905a): Geologische Beschreibung des Seefelders, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **55**, 451–562, Wien.
- AMPFERER, O. (1905b): Aus der geologischen Geschichte des Achensees. – *Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins*, **1905**, 1–15, Innsbruck.
- AMPFERER, O. (1906): Über das Bewegungsbild von Faltengebirgen. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **56**, 539–622, Wien.
- AMPFERER, O. (1907): Über Gehängebrekzien der Nördlichen Kalkalpen. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **57**, 727–752, Wien.
- AMPFERER, O. (1908): Studien über die Tektonik des Sonnwendgebirges. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **58**, 281–304, Wien.
- AMPFERER, O. (1912a): Geologische Spezialkarte der im Reichsrath vertretenen Königreiche und Länder der Österreich-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Blatt 4947 (Achenkirch-Benedictbeuern). – 1 Blatt, k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.
- AMPFERER, O. (1912b): Gedanken zur Tektonik des Wettersteingebirges. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **1912**, 197–212, Wien.
- AMPFERER, O. (1914a): Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **64**, 307–326, Wien.
- AMPFERER, O. (1914b): Besprechung mit O. Schlagintweit, K. Ch. v. Loesch und H. Mylius über das Wettersteingebirge. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **1914**, 338–352, Wien.
- AMPFERER, O. (1914c): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte 1:75.000 Österreich-Ungarns, Blatt Achenkirchen. – 30 S., k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.
- AMPFERER, O. (1919): Landschaft und Geologie des Achensees. – *Die Wasserwirtschaft, Sonderheft 1919: Der Achensee und die Ausnützung seiner Wasserkraft*, 1–3, Wien.
- AMPFERER, O. (1921): Über NW-Beanspruchungen in den Nordalpen. – *Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt*, **71**, 198–202, Wien.
- AMPFERER, O. (1932): Erläuterungen zu den geologischen Karten der Lechtaler Alpen i. M. 1:25.000, mit Beiträgen von W. HAMMER. – 125 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- AMPFERER, O. (1939a): Über die geologischen Aufschlüsse beim Bau der neuen Achenseestraße auf der Strecke zwischen Wiesing-Scholastika. – *Geologie und Bauwesen*, **11**, 101–112, Wien.

- AMPFFERER, O. (1939b): Über einige Formen der Bergzerreißung. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien, Abteilung I, **148**, 1–14, Wien.
- AMPFFERER, O. (1940a): Die Neuaufnahme des Karwendelgebirges. – Mitteilungen des Alpenländischen geologischen Vereines, **32**, 119–123, Wien.
- AMPFFERER, O. (1940b): Zum weiteren Ausbau der Lehre von den Bergzerreißungen. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien, Abteilung I, **149**, 51–70, Wien.
- AMPFFERER, O. (1941a): Tektonische Nachbarschaft Karwendel-Sonnwendgebirge. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien, Abteilung I, **150** (1940), 181–199, Wien.
- AMPFFERER, O. (1941b): Bergzerreißungen im Inntalraume. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien, Abteilung I, **150** (1940), 97–114, Wien.
- AMPFFERER, O. (1946): Geologische Formenwelt und Baugeschichte des östlichen Karwendelgebirges. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien, **106** (1942), 1–95, Wien.
- AMPFFERER, O. & BERGER, J. (1929): Vom geologischen Aufbau der Achenseeufer, seine Auswirkung bei der Spiegelabsenkung. – Schweizerische Bauzeitung, **93–94/14**, 170–174, Zürich.
- AMPFFERER, O. & HAMMER, W. (1898): Geologische Karte des südlichen Theiles des Karwendelgebirges. – Geologische Karte 1:50.000, k. k. Geologische Reichsanstalt/Militärgeographisches Institut, Wien.
- AMPFFERER, O. & HAMMER, W. (1899): Geologische Beschreibung des südlichen Theiles des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **48**, 289–374, Wien.
- AMPFFERER, O. & HAMMER, W. (1911): Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **61**, 531–710, Wien.
- AMPFFERER, O. & HEISSEL, W. (1950a): Geologische Karte des östlichen Karwendel und des Achensee-Gebietes 1:25.000. – 1 Blatt, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).
- AMPFFERER, O. & HEISSEL, W. (1950b): Das östliche Karwendel. Erläuterungen zur geologischen Karte des östlichen Karwendel und des Achensee-Gebietes. – 55 S., mit tektonischer Übersichtskarte, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).
- AMPFFERER, O. & OHNESORGE, T. (1912): Geologische Spezialkarte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österreich-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Blatt 5047 (Innsbruck und Achen-See). – 1 Blatt, k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.
- AMPFFERER, O. & OHNESORGE, T. (1924): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Innsbruck-Achensee (5047). – 108 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- AMPFFERER, O. & PINTER, K. (1927): Über geologische und technische Erfahrungen beim Bau des Achenseewerkes in Tirol. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **77**, 279–332, Wien.
- ANGERMEIER, H.-O., PÖSCHL, A. & SCHNEIDER, H.-J. (1963): Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der „Tirolischen Einheit“ der östlichen Chiemgauer Alpen. – Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie, **3**, 83–105, München.
- ANGERMEIER, J. (2015): Der Jura zwischen Fonsjoch und Ölschieferabbau im Bächtental. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Universität Innsbruck, 109 S., Innsbruck.
- AUBOUIN, J. (1964): Reflexions sur le facies ‚ammonitico rosso‘. – Bulletin de la Société Géologique de France, **S7-VI/4**, 475–501, Paris.

- AUER, M. (2001): Struktur und Kinematik der nördlichen Kalkalpen im TRANSALP-Profil (Südbayern, Nordtirol). – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Karlsruhe, 132 S., Karlsruhe.
- AUER, M. & EISBACHER, G.H. (2003): Deep structure and kinematics of the Northern Calcareous Alps (TRANSALP profile). – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **92**, 210–227, Stuttgart.
- BACHMANN, G.H. & MÜLLER, M. (1981): Geologie der Tiefbohrung Vorderriß (Kalkalpen, Bayern). – *Geologica Bavarica*, **81**, 17–53, München.
- BACHMANN, G.H. & MÜLLER, M. (2011): Exkursion E4c – Tiefbohrung Vorderriß I. – In: GRUBER, A. (Red.): Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 88 Achenkirch, 255–260, Wien.
- BARRETT, S., SCHMIDMAIR, D. & SPÖTL, C. (2017a): Mineralogical composition of the Baumkirchen lacustrine sequence (Würmian, Inn Valley, Tyrol): provenance and palaeogeographical implications. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **110**, 43–56, Wien.
- BARRETT, S., STARNBERGER, R., TJALLINGHI, R., BRAUER, A. & SPÖTL, C. (2017b): The sedimentary history of the inner-alpine Inn Valley, Austria: extending the Baumkirchen type section further back in time with new drilling. – *Journal of Quaternary Science*, **32/1**, 63–79, Chichester.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.) (1996): Geologische Karte von Bayern 1:500.000. Mit Erläuterungen. – 4. Auflage, 329 S., München.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.) (2004): GeoBavaria. 600 Millionen Jahre Bayern. – Internationale Edition, 92 S., München.
- BAYERISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT (2016): Geogefahren erkennen – Steinschlag, Felssturz, Rutschung, Erdfall. – 20 S., Augsburg.
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H.C. (1970): A Jurassic Basin: The Glaserbach Gorge, Salzburg, Austria. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1970**, 504–531, Wien.
- BERNOULLI, D. & JENKYN, H.C. (1974): Alpine, Mediterranean, and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. – In: DOTT, R.H. JR. & SHAVER, R.H. (Eds.): *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*. – SEPM Special Publication, **19**, 129–160, Tulsa.
- BESLER, W. (1959): Die Jura-Fleckenmergel des Tannheimer Tales (Außerfern, Tirol). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **102**, 407–460, Wien.
- BITTERLI, P. (1962): Studien an bituminösen Gesteinen aus Österreich und benachbarten Gebieten. – *Erdöl-Zeitschrift*, **78/7**, 405–416, Wien-Hamburg (Urban-Verlag).
- BLAAS, J. (1889): Ein Profil durch den Achensee-Dammschotter. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **1889**, 232–234, Wien.
- BLANCKENBURG, F. V. & DAVIES, J.H. (1995): Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. – *Tectonics*, **14**, 120–131, Washington.
- BLIND, W. (1963): Die Ammoniten des Lias alpha aus Schwaben, vom Fonsjoch und Breitenberg (Alpen) und ihre Entwicklung. – *Palaeontographica (A)*, **121**, 37–131, Stuttgart.
- BODEN, K. (1915): Geologische Aufnahme der Tegernseer Berge im Westen der Weißach. – *Geognostische Jahreshefte*, **27**, 173–214, geologische Karte 1:25.000, München.
- BODEN, K. (1935): Die geologische Aufnahme des Roßstein- und Buchstein-Gebietes zwischen der Isar und dem Schwarzenbach. – *Abhandlungen der Geologischen Landesuntersuchung am Bayerischen Oberbergamt*, **17**, 7–45; **18**, 3–57, München.
- BÖGEL, H. (1958): Zur Geologie des Gebietes zwischen Puitent-Tal und Buchener Sattel im Süden des Wetterstein-Hauptkammes (Tirol). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Technische Universität München, 35 S., München.

- BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. – Erlanger Geologische Abhandlungen, **121**, 57–217, Erlangen.
- BÖHM, F. (2003): Lithostratigraphy of the Adnet Group (Lower to Middle Jurassic, Salzburg, Austria). – In: PILLER, W.E. (Ed.): Stratigraphia Austriaca. – Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **16**, 1–25, Wien.
- BÖHM, F. & BRACHERT, T.C. (1993): Deep-water Stromatolithes and *Frutexites* MASLOV from the Early and Middle Jurassic of S-Germany and Austria. – Facies, **28**, 145–168, Erlangen.
- BÖHM, F., DOMMERGUES, J.-L. & MEISTER, C. (1995): Breccias of the Adnet Formation: indicators of a Mid-Liassic tectonic event in the Northern Calcareous Alps (Salzburg/Austria). – Geologische Rundschau, **84**, 272–286, Berlin.
- BÖHM, F., EBEL, O. & LOBITZER, H. (1997a): Jurassic and Cretaceous of the Northern Calcareous Alps south of Salzburg. – In: EGGER, H., LOBITZER, H., POLESNY, H. & WAGNER, L.R. (Eds.): Cross section through the Oil and Gas-Bearing Molasse Basin into the Alpine Units in the Area of Salzburg, Austria-Bavaria. – AAPG International Conference and Exhibition 1997, Field Trip Guide #1, 5–67, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BÖHM, F., BRACHERT, T.C. & ROTHE, M. (1997b): Ein Kristallingeröll im pelagischen Lias von Adnet (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). – Geologische Blätter für Nordost-Bayern und angrenzende Gebiete, **47**, 145–168, Erlangen.
- BÖHM, F., EBEL, O., KRYSZYN, L., LOBITZER, H., RAKUS, M. & SIBLIK, M. (1999): Fauna, Stratigraphy and Depositional Environment of the Hettangian-Sinemurian (Early Jurassic) of Adnet (Salzburg, Austria). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **56/2**, 143–271, Wien.
- BÖHM, S. (2011): Holozäne Vegetationsgeschichte des Halskopfmoores (Karwendel, Österreich). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Augsburg, 72 S., Augsburg.
- BOOROVÁ, D., LOBITZER, H., SKUPIEN, P. & VASICEK, Z. (1999): Biostratigraphy and Facies of Upper Jurassic – Lower Cretaceous pelagic carbonate sediments (Oberalm-, Schrambach- and Roßfeld-Formation) in the Northern Calcareous Alps, South of Salzburg. – In: LOBITZER, H. & GRECU, P. (Hrsg.): Geologie ohne Grenzen – Festschrift 150 Jahre Geologische Bundesanstalt. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **56/2**, 273–318, Wien.
- BORTENSCHLAGER, S. (1984): Beiträge zur Vegetationsgeschichte Tirols I: Inneres Ötztal und unteres Inntal. – Berichte des Naturwissenschaftlich-Medizinischen Vereins in Innsbruck, **71**, 19–56, Innsbruck.
- BRANDNER, R. (1978): Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **8**, 317–354, Innsbruck.
- BRANDNER, R. (1980): Geologische Übersichtskarte von Tirol 1:300.000. – Tirol Atlas 1:300.000, Institut für Geographie, Abteilung Landeskunde, Innsbruck.
- BRANDNER, R. (2013): Alpen-Profil. Geologischer Schnitt von Bad Tölz bis zum Schlern. – https://www.researchgate.net/publication/312488089_Alpenprofil (abgerufen am 23.10.2020).
- BRANDNER, R. (2019): Spuren von Stein und Eis. Die geologische Entstehung der Landschaft. Außergewöhnliche Landschaft – außergewöhnliche Geologie. – In: SONNTAG, H., STRAUBINGER, F., BRANDNER, R., SPÖTL, C. & NICOLAI, C. v. (Hrsg.): Großer Ahornboden. Eine Landschaft erzählt ihre Geschichte, 2. Auflage, 35–48, Wattens (Berenkamp).
- BRANDNER, R. & GRUBER, A. (2011): Exkursion E2a – Rofengebirge. – In: GRUBER, A. (Red.): Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 88 Achenkirch, 149–167, Wien.
- BRANDNER, R. & KRYSZYN, L. (2013): Bericht 2012 über Profilaufnahmen und biostratigraphische Probenbearbeitungen in der Mitteltrias der Nördlichen Kalkalpen (Karwendelgebirge) auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2217 Hinterriß. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 417–420, Wien.

- BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol. – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F. **68**, 67–92, Freiburg im Breisgau.
- BRANDNER, R. & RESCH, W. (1980): *Collarecodium oenipontanum* n. g., n. sp. – eine neue Kalkalge aus dem Wettersteinkalk (Ladin-Cordevol; Trias) der Innsbrucker Nordkette/Tirol. – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien, **83**, 35–48, Wien.
- BRANDNER, R. & RESCH, W. (1981): Reef development in the Middle Triassic of the Northern Limestone Alps near Innsbruck. – SEPM Special Publication **30**, 203–231, Tulsa.
- BRANDNER, R., LOTTER, M., GRUBER, A. & ORTNER, H. (2011): Exkursion E3 – Achenal – Bächental. Donnerstag, 22.09.2011. – In: GRUBER, A. (Red.): Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 88 Achenkirch, 199–224, Wien.
- BRÄUN, R. (1998): Die Geologie des Hohen Göll. – Nationalparkverwaltung Berchtesgaden, Forschungsbericht **40**, 192 S., geologische Karte 1:25.000, Berchtesgaden.
- BRÜGEL, A. (1998): Provenance of alluvial conglomerates from the East Alpine foreland: Oligo-Miocene denudation and drainage evolution of the eastern Alps. – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A, **40**, 168 S., Tübingen.
- BRÜGEL, A., DUNKL, I., FRISCH, W., KUHLEMANN, J. & BALOGH, K. (2000): The record of Periadriatic volcanism in the Eastern Alpine Molasse zone and its paleogeographic implications. – Terra Nova, **12**, 42–47, Oxford.
- BRÜGEL, A., DUNKL, I., FRISCH, W., KUHLEMANN, J. & BALOGH, K. (2003): Geochemistry and geochronology of gneiss pebbles from foreland molasse conglomerates: geodynamic and paleogeographic implications for the Oligo-Miocene evolution of the Eastern Alps. – Journal of Geology, **111**, 543–563, Chicago.
- BUNZA, G. (1971): Geologische Kartierung zwischen Achenal, Ampelsbach und Grund-Ache (bei Achenal und Steinberg am Rofan, Sonnwendgebirge, Nordtirol) unter besonderer Berücksichtigung der Trias des Unutz-Guffert-Gewölbes. Ein Beitrag zur Stratigraphie und Fazieskunde der Nördlichen Kalkalpen. – Unveröffentlichte Inaugural-Dissertation, Universität Innsbruck, XI + 130 S., Innsbruck.
- BUNZA, G. & KOZUR, H. (1971): Ostracoden aus den Raibler Schichten östlich von Scholastika (Achensee, Tirol). – In: BUNZA, G. & KOZUR, H. (Hrsg.): Beiträge zur Ostracodenfauna der tethyalen Trias. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **1/2**, Teil I, 3–13, Innsbruck.
- BURGER, U., EDER, S. & POSCHER, G. (2011): Exkursion E1 – Faziesmodell der Zentralalpinen Kiese und deren Deckschichten als Grundlage für den Ausbau der wasserwirtschaftlichen Nutzung des Achenseedamms. – In: GRUBER, A. (Red.): Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 88 Achenkirch, 141–148, Wien.
- BUTTE, A.J. & KUHLEMANN, J. (2003): Zur Sedimentologie und Fazies des Paläo-Inns im Oberoligozän bei Kufstein (Tirol). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143/4**, 527–543, Wien.
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quaritärstratigraphie – Stratotypen des Würm-Glazials. – Eiszeitalter und Gegenwart, **35**, 185–206, Hannover.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & SMATHERS, N.P. (1990): Mesozoic paleogeography of the Northern Calcareous Alps – evidence from paleomagnetism and facies analysis. – Geology, **18**, 828–831, Boulder.
- CHANNELL, J.E.T., BRANDNER, R., SPIELER, A. & STONER, J.S. (1992): Paleomagnetism and paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Austria). – Tectonics, **11**, 792–810, Washington.

- CLARK, W.B. (1887): Über die geologischen Verhältnisse der Gegend nordwestlich vom Achensee mit besonderer Berücksichtigung der Bivalven und Gastropoden des unteren Lias. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität München, 45 S., München.
- CORNELIUS-FURLANI, M. (1921): Stratigraphische Studien in Nordtirol. Beiträge zur Kenntnis der Jura und Neokomschichten der Karwendelmulde bei Landl in Nordtirol. – Verhandlungen der Geologischen Staatsanstalt, **1921/6**, 90–94, Wien.
- CRUDEN, D.M. & VARNES, D.J. (1996): Landslide Types and Processes. – In: TURNER, A.K. & SCHUSTER, R.L. (Eds.): Landslides, Investigations and Mitigation. – Transportation Research Board, Special Report, **247**, 36–75, Washington (National Academies of Sciences, Engineering, Medicine).
- CZURDA, K. (1970): Sedimentationszyklen aus dem Nor der Klostertaler Alpen (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). – Berichte des Naturwissenschaftlich-Medizinischen Vereins in Innsbruck, **58**, 465–482, Innsbruck.
- CZURDA, K.A. & BERTHA, S. (1984): Verbreitung und rohstoffmäßige Eignung von Tonen und Tongesteinen in Nordtirol. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **5**, 15–28, Wien.
- CZURDA, K. & NICKLAS, L. (1971): Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätikon (Nördliche Kalkalpen, Vorarlberg). – In: MOSTLER, H. (Hrsg.): Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, Festband des Geologischen Institutes anlässlich der 300-Jahr-Feier der Universität Innsbruck, 165–253, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).
- DACQUÉ, E. (1912): Geologische Aufnahme des Gebietes um den Schliersee und Spitzingsee in den oberbayerischen Alpen. – Landeskundliche Forschungen, herausgegeben von der Geographischen Gesellschaft in München, **15**, 1–68, München.
- DARGA, R. (2015): Die Geologie des Tegernseer Tales. – In: HILLER, W. (Hrsg.): Tegernseer Tal – Naturkundliche Wanderungen, 7–44, München (Dr. Friedrich Pfeil).
- DARGA, R. & WEIDICH, K. (1986): Die Lackbach-Schichten, eine klastische Unterkreide-Serie in der Unkenner Mulde (Nördliche Kalkalpen, Tirolikum). – Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie, **26**, 93–112, München.
- DAVIES, H.J. & BLANCKENBURG, F. v. (1995): Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogenes. – Earth and Planetary Science Letters, **129**, 85–102, Amsterdam.
- DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A. (1987): Synorogenic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 126–141, Wien (Deuticke).
- DIENER, C. (1885a): Über den Lias der Rofan-Gruppe. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **35**, 27–36, Wien.
- DIENER, C. (1885b): Über das Vorkommen von Hierlitz-Schichten in der Rofan-Gruppe. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1885**, 82, Wien.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen. – Geotektonische Forschungen, **58**, 217 S., Stuttgart.
- DIETMAIR, G. (2001): Kare, Karst und Poljen. Geologisch-geomorphologische Beobachtungen im Ammergebirge und im südlichen Mangfallgebirge. – Berichte des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schwaben e.V., **105**, 9–40, Augsburg.
- DIKAU, R., BRUNSDEN, D., SCHROTT, L. & IBSEN, M.-L. (Eds.) (1996): Landslide Recognition: Identification, Movement and Causes. – XIII + 251 S., Chichester (Wiley & Sons).
- DOBEN, K. (1991): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8335 Lenggries. Mit Erläuterungen. – 120 S., Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- DOBEN, K. (1993): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8434 Vorderrif. Mit Erläuterungen. – 73 S., Bayerisches Geologisches Landesamt, München.

- DOBEN, K. (1995): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8336/8436 Rottach-Egern. – Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- DOBEN, K. (1996): Geologische Manuskriptkarte von Bayern 1:25.000, Blatt 8435 Fall. – Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- DONOFRIO, D.A., HEISSEL, G. & MOSTLER, H. (1980): Beiträge zur Kenntnis der Partner-schichten (Trias) des Tor- und Rontales und zum Problem der Abgrenzung der Lechtaldecke im Nordkarwendel (Tirol). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **73**, 55–94, Wien.
- DONOFRIO, D.A., BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: Ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **26**, 91–107, Innsbruck.
- DREESBACH, R. (1985): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Stratigraphie des Würmglazials im Bereich des Isar-Loisachgletschers. – Inaugural-Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität München, 176 S., München.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – In: HAM, W.E. (Ed.): Classification of Carbonate Rocks. – AAPG Memoir, **1**, 108–121, Tulsa.
- EBERLE, G.M. (2007): Die Bayerische Wildalm. Nominierung eines neuen Ramsargebietes von Deutschland als Beispiel für grenzüberschreitenden Feuchtgebietsschutz mit Österreich. – Natur und Landschaft – Zeitschrift für Naturschutz und Landschaftspflege, **82/11**, 505–511, Stuttgart (W. Kohlhammer).
- EBERLE, G.M. (2009): Mit der Ramsar-Konvention unter internationalem Schutz. Die Wildalm, von der Welt behütet. – Tegernseer Tal – Zeitschrift für Kultur, Landschaft, Geschichte, Volkstum, **149** (2009/I), 28–31, Tegernsee.
- EBERLI, G.P. (1988): The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland). – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **81**, 175–214, Basel.
- EBLI, O. (1989): Foraminiferen und Coccolithen aus den Lias-Epsilon-Schiefen der Unkener Mulde (Tirolikum, Nördliche Kalkalpen). – Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie, **29**, 61–83, München.
- EBLI, O. (1991): Fazies, Paläontologie und organische Chemie der Sachranger Schiefer (Untertoarcium) im Mittelabschnitt der nördlichen Kalkalpen zwischen Isar und Saalach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **134**, 5–14, Wien.
- EBLI, O. (1997): Sedimentation und Biofazies an passiven Kontinentalrändern: Lias und Dogger des Mittelabschnitts der Nördlichen Kalkalpen und des frühen Atlantik (DSDP site 547B, offshore Marokko). – Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A: Geologie und Paläontologie, **32**, 255 S., München (Dr. Friedrich Pfeil).
- EBLI, O., VETŐ, I., LOBITZER, H., SAJGÓ, C., DEMÉNY, A. & HETÉNYI, M. (1998): Primary productivity and early diagenesis in the Toarcian Tethys on the example of the Mn-rich black shales of the Sachrang-Formation, Northern Calcareous Alps. – *Organic Geochemistry*, **29/5–7**, 1635–1647, Amsterdam (Elsevier).
- EISBACHER, G. & BRANDNER, R. (1995): Role of high-angle faults during heteroaxial contraction, Inntal thrust sheet, Northern Calcareous Alps, western Austria. – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **20**, 389–406, Innsbruck.
- EISBACHER, G.H. & BRANDNER, R. (1996): Superposed fold thrust structures and high angle faults, northwestern Calcareous Alps, Austria. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **89**, 553–571, Basel.
- EISBACHER, G., LINZER, H.-G., MEIER, L. & POLINSKI, R. (1990): A depth-extrapolated structural transect across the Northern Calcareous Alps of western Tirol. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **83/3**, 711–722, Basel.

- EMBRY, A.F. & KLOVAN, J.E. (1971): A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. – *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **19**/4, 730–781, Calgary.
- FABRICIUS, F. (1959): Vorschlag zur Umbenennung von „Oberrhätalk“ in „Rätolias-Riffkalk“ (Nördliche Kalkalpen). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Mitteilungshefte*, **1959**/12, 546–549, Stuttgart.
- FABRICIUS, F. (1962): Faziesentwicklung an der Trias-Jura-Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **113**, 311–319, Hannover.
- FABRICIUS, F. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayrisch-Tiroler Kalkalpen. – *International Sedimentary Petrographical Series*, **9**, 143 S., Leiden.
- FABRICIUS, F. (1967): Die Rät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. – *Geologische Rundschau*, **56**, 140–170, Stuttgart.
- FAUPL, P. & TOLLMANN, A. (1979): Die Roßfeldschichten: Ein Beispiel für Sedimentation im Bereich einer tektonisch aktiven Tiefseerinne aus der kalkalpinen Unterkreide. – *Geologische Rundschau*, **68**, 93–120, Stuttgart.
- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene Palaeogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **92** (1999), 79–94, Wien.
- FENNINGER, A. & RASSER, M.W. (2004): Fazieszonen im Oberjura und in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften der Karl-Franzens-Universität Graz*, **9**, 117, Graz.
- FERREIRO MÄHLMANN, R. & MORLOK, J. (1992): Das Wettersteingebirge, Widerlager der allochthonen Inntaldecke, und die Ötztalmasse, Motor tertiärer posthumer NW-Bewegungen im Mieminger Gebirge (Nordtirol, Österreich). – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **18**, 1–34, Innsbruck.
- FISCHER, A.G. (1964): The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic. – *Kansas Geological Survey Bulletin*, **169**, 107–149, Lawrence.
- FLATSCHER, S. (2017): Hydrogeologie des Guffert Massivs (Brandenberger Alpen, Tirol). – Unveröffentlichte Masterarbeit, Universität Innsbruck, 157 S., Innsbruck.
- FLÜGEL, E. & TIETZ, G.-F. (1971): Über die Ursachen der Buntfärbung in Oberrhät-Riffkalken (Adnet, Salzburg). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **139**, 29–42, Stuttgart.
- FOETTERLE, F. (1856): Lagerungsverhältnisse der Steinkohlen-Formation und der Trias-Gebilde im südwestlichen Theile von Kärnten. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **7**, 372–373, Wien.
- FRANK, W. & SCHLAGER, W. (2006): Jurassic strike slip versus subduction in the Eastern Alps. – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **95**, 431–450, Berlin.
- FRISCH, W. (1979): Tectonic progradations and plate tectonic evolution of the Alps. – *Tectonophysics*, **60**, 121–134, Amsterdam.
- FRISCH, W. & MESCHÉDE, M. (2005): Plattentektonik. Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung. – 196 S., Darmstadt (Primus, Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & BRÜGEL, A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. – *Tectonophysics*, **297**, 1–15, Amsterdam.
- FRISCH, W., SZÉKELY, B., KUHLEMANN, J. & DUNKL, I. (2000): Geomorphological evolution of the Eastern Alps in response to Miocene tectonics. – *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.* **44**, 103–138, Stuttgart.

- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZÉKELY, B. (2001): The Dachstein paleosurface and the Augenstein Formation in the Northern Calcareous Alps – a mosaic stone in the geomorphological evolution of the Eastern Alps. – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **90**, 500–518, Stuttgart.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I., SZÉKELY, B., VENNEMANN, T. & RETTENBACHER, A. (2002): Dachstein-Altfläche, Augenstein-Formation und Höhlenentwicklung – die Geschichte der letzten 35 Millionen Jahre in den zentralen Nördlichen Kalkalpen. – *Die Höhle*, **53/1**, 1–37, Wien.
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & SZÉKELY, B. (2008): Die geomorphologische Entwicklung der Ostalpen. – *Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft*, **150**, 123–162, Wien.
- FROITZHEIM, N. (2011): *Geologie der Alpen, Teil 1, Allgemeines und Ostalpin*. – Online-Vorlesungsskript, 55 S., Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn. <https://www.steinmann.uni-bonn.de/institut/bereiche/endogene-prozesse/arbeitsgruppen/strukturgeologie/lehre/wissen-gratis/geologie-der-alpen> (abgerufen am 17.11.2019).
- FROITZHEIM, N. & EBERLI, G. (1990): Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland. – *The Bulletin of the Geological Society of America (GSA Bulletin)*, **102**, 1297–1308, Boulder.
- FROITZHEIM, N. & MANATSCHAL, G. (1996): Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (Eastern Switzerland). – *The Bulletin of the Geological Society of America (GSA Bulletin)*, **108**, 1120–1133, Boulder.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M. & FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **89**, 81–110, Basel.
- FROITZHEIM, N., CONTI, P. & VAN DAALLEN, M. (1997): Late Cretaceous, synorogenic, low-angle normal faulting along the Schling fault (Switzerland, Italy, Austria) and its significance for the tectonics of the Eastern Alps. – *Tectonophysics*, **280**, 267–293, Amsterdam.
- FROITZHEIM, N., PLASIENKA, D. & SCHUSTER, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. – In: McCANN, T. (Ed.): *The geology of Central Europe*, 1141–1232, Geological Society, London.
- FROITZHEIM, N., WEBER, S., NAGEL, T.J., IBELE, T. & FURRER, H. (2012): Late Cretaceous extension overprinting a steep belt in the Northern Calcareous Alps (Schesaplana, Rätikon, Switzerland and Austria). – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **101**, 1315–1329, Berlin–Heidelberg. <https://dx.doi.org/10.1007/s00531-011-0717-4>
- FRUTH, I. & SCHERREIKS, R. (1982): Hauptdolomit (Norian) – Stratigraphy, Paleogeography and Diagenesis. – *Sedimentary Geology*, **32**, 195–231, Amsterdam.
- FRUTH, I. & SCHERREIKS, R. (1984): Hauptdolomit – Sedimentary and Paleogeographic Models (Norian, Northern Calcareous Alps). – *Geologische Rundschau*, **73/1**, 305–319, Stuttgart.
- FUCHS, A. (1944): Untersuchungen am tektonischen Gefüge der Tiroler Alpen. II. Kalkalpen Achensee – Karwendelgebirge. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abhandlungen (B)*, **88**, 337–373, Stuttgart.
- FUHRMANN, S. (2017): *Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung des östlichen Karwendels*. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Universität Innsbruck, I–VI + 65 S., Innsbruck.
- FÜRSICH, F.T. (1971): Hartgründe und Kondensation im Dogger von Calvados (Fossil-Lagerstätten, Nr. 18). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **138/3**, 313–342, Stuttgart.
- FÜRSICH, F.T. (1979): Genesis, environments, and ecology of Jurassic hardgrounds. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **158**, 1–63, Stuttgart.

- GALBRUN B., BOULILA S., KRYSZYN L., RICHOS S., GARDIN S., BARTOLINI A. & MASLO M. (2020): "Short" or "long" Rhaetian? Astronomical calibration of Austrian key sections. – *Global and Planetary Change*, **192**, 103253. <https://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103253>
- GANNIS, O. (1938): Zugspalten im Dachsteingebiete. – *Geologische Rundschau*, **29**, 584–593, Berlin.
- GANNIS, O. (1953): Geologische Karte von Bayern 1:100.000, Blatt 665 Schliersee, mit Profiltafel. – 1. Auflage, Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- GANNIS, O. (1980): Geologische Übersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1:200.000, Blatt CC8734 Rosenheim. – 1. Auflage, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Hannover.
- GANNIS, O. & DOBEN, K. (1984): Geologische Karte von Bayern 1:100.000, Blatt 665 Schliersee, mit Profiltafel. – 2. Auflage, Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- GARRISON, R.E. (1964): Jurassic and Early Cretaceous sedimentation in the Unken Valley Area, Austria. – Doctoral thesis, Princeton University, 188 S., Princeton.
- GARRISON, R.E. & FISCHER, A.G. (1969): Deep-Water Limestones and Radiolarites of the Alpine Jurassic. – SEPM Special Publication, **14**, 20–56, Tulsa.
- GAWLICK, H.-J. (2000): Die Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen (hoher Mittel-Jura, Ober-Jura) (unter Mitwirkung von V. DIERSCHKE). – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs*, **44**, 97–156, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & FRISCH, W. (2003): The Middle to Late Jurassic carbonate clastic radiolaritic flysch sediments in the Northern Calcareous Alps: sedimentology, basin evolution, and tectonics – an overview. – In: MESCHÉDE, M. & KUHLEMANN, J. (Hrsg.): *Plate Margins and Orogeny: Comparative Studies: Herrn Prof. Dr. Wolfgang Frisch zum 60. Geburtstag gewidmet*. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, *Abhandlungen*, **230**, 163–213, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J. & MISSONI, S. (2013): Field Trip B2: Triassic to Early Cretaceous geodynamic history of the central Northern Calcareous Alps (Northwestern Tethyan realm). – 11th Workshop on Alpine Geological Studies & 7th European Symposium on Fossil Algae: Abstracts & Field Guides: Schladming, Sept. 2013. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **99**, 216–270, Wien.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. – *Geologische Rundschau*, **87**, 664–657, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., SCHLAGINTWEIT, F. & MISSONI, S. (2005): Die Barmsteinkalke der Typlokalität nordwestlich Hallein (hohes Tithonium bis tieferes Berriasium; Salzburger Kalkalpen) – Sedimentologie, Mikrofazies, Stratigraphie und Mikropaläontologie: neue Aspekte zur Interpretation der Entwicklungsgeschichte der Ober-Jura-Karbonatplattform und der tektonischen Interpretation der Hallstätter Zone von Hallein – Bad Dürrenberg. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **236/3**, 351–421, Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H., FRISCH, W., KRYSZYN, L., BLAU, J. & LEIN, R. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine Domain. – *Journal of Alpine Geology*, **50**, 152 S., Wien.
- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2010): Tiefwasser Beckengeneese und Initiierung einer Karbonatplattform im Jura des Salzkammergutes (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – *PANGEO 2010: Geowissenschaften – Grundlagen und Anwendung, Leoben 15.09.2010–19.09.2010: Exkursionsführer*. – *Journal of Alpine Geology*, **53**, 63–136, Wien.
- GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H. & MISSONI, S. (2011): Neue Radiolarienfaunen aus der Ruhpolding-Formation im Liegenden der Rofan-Brekzie des Rofan-/Sonnenwendgebirges: Implikationen zur Deckenueglierung der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – In: GRUBER, A. (Red.): *Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 88 Achenkirch*, 39–50, Wien.

- GAWLICK, H.-J., MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F. & SUZUKI, H. (2012): Jurassic active deep-water basin and carbonate platform formation in the north-western Tethyan realm (Austria, Germany). – 29th IAS Meeting of Sedimentology Schlading, Austria: Field Trip Guides. – *Journal of Alpine Geology*, **54**, 189–291, Wien.
- GEEMEINDE ACHENKIRCH (Hrsg.) (2014): *Chronik Achenkirch. Von der Ur- und Frühgeschichte bis heute und die Vereine.* – 552 S., Achenkirch (Eigenverlag).
- GEMMELL, A.M.D. & SPÖTL, C. (2009): Dating the Hötting Breccia near Innsbruck (Austria), a classical Quaternary site in the Alps. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **102**, 50–61, Wien.
- GERMANN, K. (1971): Mangan-Eisen-führende Knollen und Krusten in jurassischen Rotkalken der Nördlichen Kalkalpen. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Mitteilungshefte*, **1971**, 133–156, Stuttgart.
- GERMANN, K. (1972): Verbreitung und Entstehung Mangan-reicher Gesteine im Jura der Nördlichen Kalkalpen. – *Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **3**, Folge, **17**, 123–150, Wien.
- GEYER, G. (1886): Ueber die Lagerungsverhältnisse der Hierlatz-Schichten in der südlichen Zone der Nordalpen vom Pass Pyhrn bis zum Achensee. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **36**, 215–294, Wien.
- GOLEBIEWSKI, R. (1989): *Stratigraphie und Biofazies der Kössener Formation (Obertrias, Nördliche Kalkalpen).* – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Wien, 254 S., Wien.
- GOLEBIEWSKI, R. (1990): The Alpine Kössen Formation, a key for European topmost Triassic correlation: A sequence- and ecostratigraphic contribution to the Norian – Rhaetian Discussion. – *Albertiana*, **8**, 25–35, Cortland.
- GOLEBIEWSKI, R. (1991): *Becken und Riffe der alpinen Obertrias: Lithostratigraphie und Biofazies der Kössener Formation.* – *Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs*, 79–119, Österreichische Paläontologische Gesellschaft, Wien.
- GOLEBIEWSKI, R. & BRAUNSTEIN, R. (1988): Triassic/Jurassic Boundary sections in the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **15**, 39–48, Wien.
- GRASSLER, F. (1984): Alpenvereinseinteilung der Ostalpen (AVE). – In: DAV, ÖAV, AVS (Hrsg.): *Alpenvereins-Jahrbuch Berg '84, Zeitschrift-Band 108*, 215–224, München.
- GRUBER, A. (2007): Bericht 2005/2006 über geologische Aufnahmen im Quartär und in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 88 Achenkirch. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **147**, 635–643, Wien.
- GRUBER, A. (2008a): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 88 Achenkirch und 119 Schwaz. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **148**, 277–281, Wien.
- GRUBER, A. (2008b): Bericht 2007 über geologische Aufnahmen im Quartär und in den Nördlichen Kalkalpen auf den Blättern 87 Walchensee und 88 Achenkirch. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **148**, 236–240, Wien.
- GRUBER, A. (Red.) (2011): Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 88 Achenkirch, 19.–23. September 2011 – Geologie des Achenseegebietes. – *Tagungsband*, 262 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- GRUBER, A. (2013): Bericht 2008–2011 über geologische, strukturgeologische und quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 88 Achenkirch, sowie auf den Blättern 87 Walchensee und 119 Schwaz. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **153**, 373–383, Wien.
- GRUBER, A. (2014): Bericht 2010–2012 über geologische und quartärgeologische Aufnahmen auf den Blättern 88 Achenkirch sowie 89 Angath und 119 Schwaz, mit Ergänzungen zu Bericht 2008–2011. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 270–285, Wien.
- GRUBER, A. & BRANDNER, R. (2011): Geologie des nördlichen Achenseeraumes – ÖK 88 Achenkirch. Geologische Karte 1:25.000. – In: GRUBER, A. (Red.): *Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2011, Blatt 88 Achenkirch, Beilage 1*, Wien.

- GRUBER, A. & BRANDNER, R. (2012): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 88 Achenkirch. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- GRUBER, A. & LOTTER, M. (2019): Die Geologische Erforschungsgeschichte des Achensee-Gebietes: Experimentierfeld von stratigrafischen und tektonischen Kontroversen. Ein Beitrag zu den Erläuterungen von Kartenblatt 88 Achenkirch. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159**, 315–338, Wien.
- GRUBER, A., STRAUHAL, T., PRAGER, C., REITNER, J.M., BRANDNER, R. & ZANGERL, C. (2009): Die „Butterbichl-Gleitmasse“ – eine große fossile Massenbewegung am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Österreich). – Bulletin für Angewandte Geologie, **14**, 103–134, Zürich.
- GRUBER, A., LOTTER, M. & GRUBER, J. (2010): Lithologisch-struktureller Bezug komplexer Massenbewegungen im Bächental (östliches Karwendelgebirge, ÖK 88 Achenkirch). – Vortrag 15.10.2010 und Kurzfassung im Tagungsband zum 12. Geoforum Umhausen Tirol, 38–39, Umhausen-Niederthai.
- GRUBER, A., RABEDER, J. & WIMMER-FREY, I. (2011a): Seetone aus Quartärablagerungen auf Blatt ÖK 88 Achenkirch. – In: GRUBER, A. (Red.): Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 88 Achenkirch, 121–124, Wien.
- GRUBER, A., WISCHOUNIG, L. & SANDERS, D. (2011b): Exkursion E4a – Ablagerungs- und Flussgeschichte während des späten Quartärs im Bereich nördlich des Rofan. – In: GRUBER, A. (Red.): Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 88 Achenkirch, 226–246, Wien.
- GRUBER, J. (2009): Bericht 2008–2009 über geologische, strukturgeologische und quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 88 Achenkirch. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **149**, 523–528, Wien.
- GRUNAU, H.R. (1959): Mikrofazies und Schichtung ausgewählter, jungmesozoischer, Radiolarit-führender Sedimente der Zentralalpen. – International Sedimentary Petrographical Series, **4**, 179 S., Leiden.
- GÜMBEL, C.W. (1856): Beiträge zur geognostischen Kenntniss von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **7**, 1–39, Wien.
- GÜMBEL, C.W. (1857): Untersuchungen in den bayerischen Alpen zwischen der Isar und Salzach. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **8**, 146–151, Wien.
- GÜMBEL, C.W. (1861): Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – 950 S., 5 geologische Kartenblätter 1:100.000, u.a. III Werdenfels, IV Miesbach, Gotha, Faksimile-Ausgabe zum 100. Todestag 1998, München (Dr. Friedrich Pfeil).
- HAGN, H. (1982): Neue Beobachtungen in der Unterkreide der Nördlichen Kalkalpen (Thierseer Mulde SE Landl, Kalkalpine Randschuppe SW Bad Wiessee). – Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie, **22**, 117–135, München.
- HAHN, F.F. (1910): Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. I. Teil. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **60**, 311–420, Wien.
- HAHN, F.F. (1911): Neue Funde in nordalpinem Lias der Achenseegegend und bei Ehrwald. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilagen-Band, **32**, 535–577, Stuttgart.
- HAHN, F.F. (1912): Versuch zu einer Gliederung der austroalpinen Masse westlich der österreichischen Traun. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1912**, 337–344, Wien.
- HAHN, F.F. (1914): Ergebnisse neuer Spezialforschungen in den deutschen Alpen. 3. Die Kalkalpen Südbayerns. – Geologische Rundschau, **5**, 112–145, Leipzig.

- HALLAM, A. (1971): Mesozoic Geology and the Opening of the North Atlantic. – *The Journal of Geology*, **79/2**, 129–157, Chicago.
- HANDY, M.R., SCHMID, S.M., BOUSQUET, R., KISSLING, E. & BERNOULLI, D. (2010): Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. – *Earth-Science Reviews*, **102**, 121–158, Amsterdam.
- HARLOFF, J. (1988): Geologisch-Paläontologische Untersuchungen in der Thierseemulde im Gebiet der Erzherzog-Johann-Klause. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Ludwig-Maximilians-Universität München, 116 S., München.
- HARLOFF, J. (1989): Neue Fundstellen allodapischer Kalke in der Unterkreide der Thierseemulde (Nördliche Kalkalpen, Tirol). – *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie*, **29**, 277–293, München.
- HASELWANTER, G. (2008): Schutz- und Managementkonzept für ausgewählte Moore im Alpenpark Karwendel. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Innsbruck, 230 S., Innsbruck.
- HASELWANTER, G. (2012a): Moormanagement im Alpenpark Karwendel 2007–2012. – Unveröffentlichter Abschlussbericht 2012 im Auftrag der Abteilung Umweltschutz, Amt der Tiroler Landesregierung, 14 S., Innsbruck.
- HASELWANTER, G. (2012b): Hydrologisches Management ausgewählter Karwendel Moore 2007–2012. – Unveröffentlichter Abschlussbericht 2012 im Auftrag der Abteilung Umweltschutz, Amt der Tiroler Landesregierung, 37 S., Innsbruck.
- HASEMANN, W. (1929): Geologie des Brunnstein- und Traithengebietes in den ostbayerischen Alpen. – Dissertation, Universität München, 45 S., München.
- HAUER, F. v. (1853): Ueber die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **4**, 715–784, Wien.
- HAUSNER, P. & BLIND, W. (1996): Eine weiße Kalkbank als Hinweis auf die Genese der Adneter Kalke (Pasillalm, Tirol). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **139/2**, 209–213, Wien.
- HAUTMANN, M., BENTON, M.J. & TOMASOVYCH, A. (2008): Catastrophic ocean acidification at the Triassic-Jurassic boundary. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **249/1**, 119–127, Stuttgart.
- HEINRICH, M. (1980): Ölschiefer. – In: OBERHAUSER, R. (Red.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 547–548, Wien (Springer).
- HEISSEL, G. (1978): Karwendel – geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformation. – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **8** (Festschrift W. Heissel), 227–288, Innsbruck.
- HEISSEL, W. (1957): Zur Tektonik der Nordtiroler Kalkalpen. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **50**, 95–132, Wien.
- HEITZER, I. (1930): Die Radiolarienfauna der mitteljurassischen Kieselmergel im Sonnwendgebirge. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **80**, 381–406, Wien.
- HELING, D. (1988): 5. Ton- und Siltsteine. – In: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.): *Sedimente und Sedimentgesteine*, 4. Auflage, *Sediment-Petrologie, Teil II*, 185–232, Stuttgart (Schweizerbart).
- HERM, D., KAUFFMAN, E. & WIEDMANN, J. (1979): The age and depositional environment of the "Gosau"-Group (Coniacian-Santonian), Brandenburg/Tirol, Austria. – *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie*, **19**, 27–92, München.
- HERTL, A. & KERSCHNER, H. (2001): Untersuchungen zur spätglazialen und frühholozänen Gletscher- und Klimageschichte in der österreichischen Silvrettagruppe. – *Jahresbericht der Innsbrucker Geographischen Gesellschaft*, **1999–2000**, 148–156, Innsbruck.

- HILLEBRANDT, A. V. & KMENT, K. (2009): Die Trias/Jura-Grenze und der Jura in der Karwendelmulde und dem Bayerischen Synklinorium. – Deutsche Stratigraphische Kommission, Jahrestagung der Subkommission für Jurastratigraphie in Fall vom 10.–13.06.2009, Exkursionsführer, 45 S., Erlangen.
- HILLEBRANDT, A. V. & KMENT, K. (2011): Lithologie und Biostratigraphie des Hettangium im Karwendelgebirge. – In: GRUBER, A. (Red.): Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 88 Achenkirch, 17–38, Wien.
- HILLEBRANDT, A. V. & KRYSSTYN, L. (2009): On the oldest Jurassic ammonites of Europe (Northern Calcareous Alps, Austria) and their global significance. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **253**/2–3, 163–195, Stuttgart.
- HILLEBRANDT, A. V., KRYSSTYN, L., KÜRSCHNER, W.M., BONIS, N.R., RUHL, M., RICHOSZ, S., SCHOBEN, M.A.N., URLICHS, M., BOWN, P.R., KMENT, K., McROBERTS, C.A., SIMMS, M. & TOMASOVYCH, A. (2013): The Global Stratotype Sections and Point (GSSP) for the base of the Jurassic System at Kuhjoch (Karwendel Mountains, Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria). – Episodes, **36**/3, 162–198, Ottawa.
- HILLER, W. (Hrsg.) (2015): Tegernseer Tal – Naturkundliche Wanderungen. – 213 S., München (Dr. Friedrich Pfeil).
- HINDERER, M. (2001): Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. – Geodinamica Acta, **14**/4, 231–263, Paris.
- HINTERSBERGER, E., IGLSEDER, C., SCHUSTER, R. & HUET, B. (2017): The new database „Tectonic Boundaries“ at the Geological Survey of Austria. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 195–207, Wien.
- HOLLMANN, R. (1962): Über Subsolution und die Knollenkalke des Calcarea Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm, Norditalien). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1962**/4, 163–179, Stuttgart.
- HORNUNG, T. (2007): The “Carnian Crisis” in the Tethys realm: multistratigraphic studies and paleoclimates constraints. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Innsbruck, 233 S., Innsbruck.
- HORNUNG, T. (2008): The “Carnian Crisis” in the Tethys realm: multistratigraphic studies and paleoclimates constraints. – 237 S., Saarbrücken (Vdm-Verlag).
- HORNUNG, T. & GRUBER, A. (submit.): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt 8435 Fall – Erläuterungen zur Geologischen Karte. – Bayerisches Landesamt für Umwelt, Augsburg.
- HORNUNG, T., BRANDNER, R., KRYSSTYN, L., JOACHIMSKI, M.M. & KEIM, L. (2007): Multistratigraphic constraints on the NW Tethyan “Carnian Crisis”. – In: LUCAS, S.G. & SPIELMANN, J.A. (Eds.): The Global Triassic. – New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin, **41**, 59–67, Albuquerque.
- HORVACKI, J. (1982): Ablagerungsmodell der Tiroler Bändertone aufgrund sedimentpetrographischer Analysen mit rohstoffkundlicher Bewertung. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Innsbruck, 124 S., Innsbruck.
- HOUNSLOW, M.W. & RUFFELL, A. (2006): Triassic: Seasonal Rivers, Dusty Deserts and Salty Lakes. – In: BRENCHLEY, P.J. & RAWSON, P.F. (Eds.): Geology of England and Wales, 2nd Edition, Geological Society of London, 295–324, London.
- HRADIL, G.H. & FALSER, V.H. (1930): Die Ölschiefer Tirols. – 122 S., Leipzig (Johann Ambrosius Barth).
- HUDSON, J.D. & JENKYN, H.C. (1969): Conglomerates in the Adnet Limestones of Adnet (Austria) and the origin of the “Scheck”. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1969**, 552–558, Stuttgart.
- HUNGR, O., LEROUÉL, S. & PICARELLI, L. (2014): The Varnes classification of landslide types, an update. – Landslides, **11**, 167–194, Berlin–Heidelberg (Springer).

- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., MAISCH, M., SAILER, M., SCHAEFER, J., KUBIK, P.W., SY-
NAL, H.A. & SCHLÜCHTER, C. (2006): The timing of glacier advances in the northern European
Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , and ^{21}Ne . – GSA
Special Paper, **415**, 43–60, Boulder.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P.W. &
SCHLÜCHTER, C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the Northern European
Alps. – *Journal of Quaternary Science*, **23/6–7**, 559–573, Chichester.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., MAISCH, M., CHRISTL, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2009):
Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. – *Quaternary
Science Reviews*, **28**, 2137–2149, Amsterdam.
- JACOBSSHAGEN, V. (1958): Zur Stratigraphie und Paläogeographie der Jura-Fleckenmergel im
südöstlichen Allgäu. – *Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, **87**,
208–226, Wiesbaden.
- JACOBSSHAGEN, V. (1961): Der Bau der südöstlichen Allgäuer Alpen. – *Neues Jahrbuch für Geo-
logie und Paläontologie, Abhandlungen*, **113**, 153–206, Stuttgart.
- JACOBSSHAGEN, V. (1964): Lias und Dogger im West-Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. –
Geologica Romana, **3**, 303–318, Roma.
- JACOBSSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteinge-
birge und Rhein. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **108**, 1–114, Wien.
- JÄGER, R.J. (1997): Foraminiferen und Ostracoden aus den Fleckenmergeln des kalkalpinen
Lias. Biostratigraphie und Paläoökologie. – *Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen
(A)*, **33**, 1–111, München.
- JAKSCH, K. (1996): Aptychen aus den Tithonprofilen von Achenkirch und Schwendt (Tirol)
mit Einbeziehung von Vergleichsexemplaren von den Ionischen Inseln. – *Jahrbuch der
Geologischen Bundesanstalt*, **139/4**, 453–466, Wien.
- JAKSCH, K. (2003): Werner Quenstedt und sein Achantaler Ampelsbachprofil (Tirol) mit einem
Beitrag zur frühen Lamellaptychenentwicklung. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesan-
stalt*, **143/1**, 45–55, Wien.
- JENKYNS, H.C. (1970): Fossil Manganese Nodules from the West Sicilian Jurassic. – *Eclogae
Geologicae Helvetiae*, **63/3**, 741–774, Basel.
- JENKYNS, H.C. (1971a): The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic. – *Le-
thaia*, **4**, 327–352, Hoboken.
- JENKYNS, H.C. (1971b): Speculations on the genesis of crinoidal limestones in the Tethyan
Jurassic. – *Geologische Rundschau*, **60**, 471–488, Stuttgart.
- JENKYNS, H.C. (1974): Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke)
in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model. – In: HSÜ, J.K. & JENKYNS, H.C. (Eds.):
Pelagic Sediments on Land and under the Sea. – IAS Special Publication, **1**, 249–271,
Oxford (Blackwell).
- JENKYNS, H.C. (1985): The Early Toarcian and Cenomanian-Turonian anoxic events in Europe:
comparisons and contrasts. – *Geologische Rundschau*, **74/3**, 505–518, Stuttgart.
- JENKYNS, H.C. (1988): The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary
and geochemical evidence. – *American Journal of Science*, **288/2**, 101–151, New Haven.
- JENKYNS, H.C. & CLAYTON, C.J. (1986): Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments
from the Lower Jurassic. – *Sedimentology*, **33**, 87–106, Oxford.
- JERZ, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeo-
graphie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). – *Geologica
Bavarica*, **56**, 3–100, München.

- JERZ, H. & ULRICH, R. (1966): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8533-8633 Mittenwald. Mit Erläuterungen. – 152 S., Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- JUNGMEIER, M. & WERNER, K. (2004): Moore in Österreich unter dem Schutz der Ramsar-Konvention. – 214 S., Umweltbundesamt, Wien.
- JURGAN, H. (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. – Geologische Rundschau, **58**, 464–501, Stuttgart.
- JUST, A. & HILLER, W. (2015): Wanderungen im Wald und zu Almen: Wildbad Kreuth, Lange-alm, Bayr-Alm und Bayerische Wildalm. – In: HILLER, W. (Hrsg.): Tegernseer Tal – Naturkundliche Wanderungen, 201–211, München (Dr. Friedrich Pfeil).
- KARLE, U. (1984): Palynostratigraphische Untersuchung eines Rhät-Lias-Profiles am Fonsjoch, Achensee (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **77**, 331–353, Wien.
- KAUFMANN, B. (2009): The Steinplatte complex (Late Triassic, Northern Calcareous Alps, Austria) – subsidence-controlled development of a carbonate-platform-to-intraself-basin-transition. – Acta Geologica Polonica, **59/3**, 341–357, Warszawa.
- KELLER, D. (2009): Analyse und Modellierung gravitativer Massenbewegungen in alpinen Sedimentkaskaden unter besonderer Berücksichtigung von Kriech- und Gleitbewegungen im Lockergestein (Lahnenwiesgraben, Garmisch-Partenkirchen). – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Erlangen-Nürnberg, XVIII + 180 S., Erlangen.
- KERN, A. & HÜSSNER, H. (1999): Der Übergang Plattenkalk/Kössener Schichten: Sedimentäre Analyse der Entstehung eines Intraplattform-Beckens (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, **1997/7–9**, 1117–1136, Stuttgart.
- KERSCHNER, H. (2009): Gletscher und Klima im Alpen Spätglazial und frühen Holozän. – In: SCHMIDT, R., MATULLA, C. & PSENNER, R. (Hrsg.): Klimawandel in Österreich. Die letzten 20.000 Jahre ... und ein Blick voraus. – alpine space – man & environment, **6**, 5–26, Innsbruck (University Press).
- KERSCHNER, H., IVY-OCHS, S. & SCHLÜCHTER, C. (2003): Die Moräne von Trins im Gschnitztal. – In: ROCKENSCHAUB, M. (Red.): Arbeitstagung 2003 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 148 Brenner, 185–192, Wien.
- KISSLING, W. & SIMPSON, C. (2011): On the potential for ocean acidification to be a general cause of ancient reef crisis. – Global Change Biology, **17/1**, 56–67, Oxford. <https://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2486.2010.02204.x>
- KILIAN, S. (2013): Bericht 2012 über geologische und strukturgeologische Aufnahmen im Karwendelgebirge auf Blatt 2223 Innsbruck und auf Blatt 2217 Hinterriß. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 411–417, Wien.
- KILIAN, S. & ORTNER, H. (2019): Structural evidence of in-sequence and out-of-sequence thrusting in the Karwendel Mountains and the tectonic subdivision of the western Northern Calcareous Alps. – Austrian Journal of Earth Sciences, **112/1**, 62–83, Wien. <https://dx.doi.org/10.17738/ajes.2019.0005>
- KIREIN, P. (2009): Am Abendstein, wo der Sommer das Eis gebiert. – Tegernseer Tal – Zeitschrift für Kultur, Landschaft, Geschichte, Volkstum, **149** (2009/I), 33, Tegernsee.
- KISTEN, C., KUSS, J. & HENDRIKS, F. (1990): Sedimentologische Untersuchungen der Raibler Schichten (Karn) in den Nordkarawanken/Kärnten. – Carinthia II, **100** (1990), 603–631, Klagenfurt.
- KLASEN, N., FIEBIG, M., PREUSSER, F., REITNER, J. & RADTKE, U. (2007): Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. – Quaternary international, **164/165**, 21–32, Oxford.

- KLEBELSBERG, R. v. (1913): Die Eiszeitliche Vergletscherung der Alpen unter besonderer Berücksichtigung der Ostalpen. – Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, **XLIV** (1913), 26–39, Wien.
- KLEBELSBERG, R. v. (1914): Glazialgeologische Notizen vom bayrischen Alpenrande, Teil IV. – Zeitschrift für Gletscherkunde, **8**, 226–262, 331–343, Berlin.
- KLEBELSBERG, R. v. (1935): Geologie von Tirol. – 872 S., Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- KMENT, K. (1998): Beschreibung und Stratigraphie der Ammoniten eines fossilreichen Hartgrunds im unteren Toarc am Vorderskopf (westliches Karwendelgebirge, Nördliche Kalkalpen). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **141**, 179–208, Wien.
- KMENT, K. (2000): Frühe liassische Ammoniten aus der Gegend um Hinterriß im Karwendelgebirge (Tirol) und dem Mangfallgebirge bei Rottach-Egern (Bayern). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142**, 181–218, Wien.
- KMENT, K. (2004): Von Bad Tölz zur Isarquelle. – Wanderungen in die Erdgeschichte, **16**, 152 S., München (Dr. Friedrich Pfeil).
- KOBER, L. (1912): Über Bau und Entstehung der Ostalpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **5**, 368–481, Wien.
- KOCKEL, C.W., RICHTER, M. & STEINMANN, H.G. (1931): Geologie der Bayerischen Berge zwischen Lech und Loisach. – Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, **10**, 231 S., Innsbruck.
- KODINA, L.A., BOGATCHEVA, M.P. & LOBITZER, H. (1988): An Organic Geochemical Study of Austrian Bituminous Rocks. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **131/2**, 291–300, Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1992): Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Süd-Rudabányaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **18**, 87–129, Innsbruck.
- KRAINER, K. (1985): Beitrag zur Mikrofazies, Geochemie und Paläogeographie der Raibler Schichten der östlichen Gailtaler Alpen (Raum Bleiberg – Rubland) und des Karwendel (Raum Lafatsch/Tirol). – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **6**, 129–142, Wien.
- KRAINER, K. (1993): Late- and Post-Variscan Sediments of the Eastern and Southern Alps. – In: RAUMER, J.F. v. & NEUBAUER, F. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 537–564, Berlin (Springer).
- KRAINER, K. & MOSTLER, H. (1997): Die Lias-Beckenentwicklung der Unkener Synklinale (Nördliche Kalkalpen, Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Scheibelberg-Formation. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **22**, 1–41, Innsbruck.
- KRAINER, K. & STINGL, V. (1986): Perm, Unter- und Mitteltrias im Bereich von Wörgl bis Saalfelden (Exkursion E am 3. und 4. April 1986). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F. **68**, 93–103, Stuttgart.
- KRAINER, K., MOSTLER, H. & HADITSCH, J.G. (1994): Jurassische Beckenentwicklung in den Nördlichen Kalkalpen bei Lofer (Salzburg) unter besonderer Berücksichtigung der Manganz-Diagenese. – Festschrift zum 60. Geburtstag von Erik Flügel. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **50**, 257–293, Wien.
- KRAUS, O. (1969): Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen): Lithofaziale, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **112**, 81–152, Wien.
- KRAUSS, E. (1949): Die Entstehung der Inntaldecke. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abhandlungen (B), **90**, 31–95, Stuttgart.
- KRAUSS, E. (1957): Zum Verankerungs-Problem der kalkalpinen Decken im Bereich des Wettersteingebirges. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **108** (1956), 141–155, Hannover.

- KREUSS, O. (2006a): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 87 Walchensee. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KREUSS, O. (2006b): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 89 Angath. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRYSTYN, L. (1971): Stratigraphie, Fauna und Fazies der Klaussschichten (Aalenium-Oxfordium) in den Östlichen Nordalpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1971**, 486–509, Wien.
- KRYSTYN, L., BÖHM, F., KÜRSCHNER, W. & DELECAT, S. (2005): The Triassic-Jurassic boundary in the Northern Calcareous Alps. – In: PÁLFY, J. & OZSVÁRT, P. (Eds.): Program, Abstracts and Field Guide. – 5th Field Workshop of IGCP 458 Project (Tata and Hallein, September 2005), A1-A14, Budapest.
- KUHLEMANN, J., FRISCH, W. & DUNKL, I. (2001): The Oligocene geologic and paleotopographic evolution of the Eastern Alps. – In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W. (Eds.): Paleogene of the Eastern Alps. – Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **14**, 129–152, Wien.
- KÜHN, O. (1935): Die Hornsteinbreccie des Sonnwendgebirges und ihre Korallenfauna. – Paläontologische Zeitschrift, **17**, 178–204, Stuttgart.
- KUNTSCHER, H. (1986): Höhlen, Bergwerke, Heilquellen in Tirol und Vorarlberg: Bildwanderbuch. – Band 1, 362 S., Berwang (Steiger).
- KUNTSCHER, H. (2002): Schachthöhlen im Karwendel, Rofan und Wilden Kaiser. – Höhlenkundliche Mitteilungen des Landesvereins für Höhlenkunde in Tirol, **54** (Festschrift 50 Jahre Landesverein für Höhlenkunde in Tirol), 27–35, Landesverein für Höhlenkunde in Tirol, Wörgl.
- KUNTSCHER, H. (2006): Tour 13: Gröbner Hals und Bächental – Steinöl vom Achensee. – Knapensteige in Tirol – Auf den Spuren des Bergbaus – Wanderungen, Stadtpaziergänge, Schaubergwerke, Reihe Erlebnis-Wandern, 67–71, Innsbruck–Wien (Tyrolia).
- KÜRSCHNER, W.M., BONIS, N.R. & KRYSTYN, L. (2007): Carbon-isotope stratigraphy and palynostratigraphy of the Triassic-Jurassic transition in the Tiefengraben section – Northern Calcareous Alps (Austria). – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **244**, 257–280, Amsterdam.
- KUSCH, H. (2016a): Höhlen in der Urgeschichte. – In: SPÖTL, C., PLAN, L. & CHRISTIAN, E. (Hrsg.): Höhlen und Karst in Österreich, 273–286, Oberösterreichisches Landesmuseum, Linz.
- KUSCH, H. (2016b): Kulthöhlen. – In: SPÖTL, C., PLAN, L. & CHRISTIAN, E. (Hrsg.): Höhlen und Karst in Österreich, 297–306, Oberösterreichisches Landesmuseum, Linz.
- KUSS, J. (1983): Faziesentwicklung in proximalen Intraplattformbecken: Sedimentation, Paläökologie und Geochemie der Kössener Schichten (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). – Facies, **9**, 61–172, Erlangen.
- LAMMERER, B., ORTNER, H. & HEYNG, A. (2011): Field trip to the Northern Alps between Munich and the Inn Valley. – In: CARENA, S., FRIEDRICH, A.M. & LAMMERER, B. (Eds.): Geological Field Trips in Central Western Europe: Fragile Earth International Conference, Munich, September 2011. – Geological Society of America Field Guide, **22**, 75–100, Boulder. [https://dx.doi.org/10.1130/2011.0022\(06\)](https://dx.doi.org/10.1130/2011.0022(06))
- LANGE, W. (1952): Der untere Lias am Fonsjoch (östliches Karwendelgebirge) und seine Ammonitenfauna. – Palaeontographica (A), **102**, 49–162, Stuttgart.
- LANTSCHNER, M., LEIN, R. & THÖNI, M. (1996): Kristallingerölle in Liasbuntkalken der Lechtaler Alpen. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **39/40**, 211–220, Wien.
- LEIN, R. (1987): Evolution of the Northern Calcareous Alps during Triassic Times. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 85–102, Wien (Deuticke).

- LEISS, O. (1990): Neue Aspekte zur Geodynamik und Deckenbildung als Ergebnis der Beckenanalyse von synorogenen Kreidevorkommen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – *Geologische Rundschau*, **79/1**, 47–84, Stuttgart.
- LEUCHS, K. (1921): Tektonische Untersuchungen im Guffert-Pending-Gebiete (Nordtirol). – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, **1921/1**, 35–50, Stuttgart.
- LEUCHS, K. (1923): Der geologische Bau des Wettersteingebirges und seine Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der deutschen Kalkalpen. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **75**, 100–113, Berlin.
- LEUCHS, K. (1925): Über Einflüsse der Triasriffe auf die Lias-Sedimentation in den nördlichen Kalkalpen. – *Senckenbergiana*, **8**, 174–199, Frankfurt am Main.
- LEUCHS, K. (1930): Der Bau der Südrandstörung des Wettersteingebirges. – *Geologische Rundschau*, **21**, 81–96, Berlin.
- LEUCHS, K. (1935): Tektonische Untersuchungen im Wettersteingebirge. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **87**, 703–719, Berlin.
- LEUPRECHT, M. & MOSHAMMER, B. (2010): Vilserkalk – Fakten und Überlegungen zu einer Neudefinition (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – 147 S., Wien (Eigenverlag).
- LILL VON LILIENBACH, A. (1830): Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutung auf die Karpathen. – *Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefactenkunde*, **1**, 153–220, Heidelberg.
- LINZER, H.-G., RATSCHBACHER, L. & FRISCH, W. (1995): Transpressional collision structures in the upper crust: the fold-thrust belt of the Northern Calcareous Alps. – *Tectonophysics*, **242**, 41–61, Amsterdam.
- LIPOLD, M.V. (1851): Über 5 geologische Durchschnitte in den Salzburger Alpen. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **2**, 108–121, Wien.
- LIPOLD, M.V. (1852): Geologische Stellung der Alpensteinkalke, welche die Dachsteinbivalve enthalten. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **3**, 91–98, Wien.
- LIPOLD, M.V. (1854): Der Salzberg am Dürnberg nächst Hallein. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **5**, 590–610, Wien.
- LOBITZER, H., KODINA, L.A., SOLTI, G., SCHWAIGHOFER, B. & SURENIAN, R. (1988): Fazies, Geochemie und Stratigraphie ausgewählter Vorkommen österreichischer organisch reicher Gesteine – ein Zwischenbericht. – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **15**, 85–107, Innsbruck.
- LOBITZER, H., SOLTI, G. & RAVASZ, C. (1994): Fazies und Geochemie ausgewählter Vorkommen bituminöser und kerogenreicher Gesteine Österreichs. – *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, Teil 2*, 465–483, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- LOESCH, K.C. v. (1914): Der Schollenbau im Wetterstein- und Mieminger Gebirge. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **64**, 1–98, Wien.
- LOTTER, M. & GRUBER, A. (2011): Gravitative Massenbewegungen in der Karwendel- und in der Thiersee-Synklinale auf ÖK 88 Achenkirch mit Schwerpunkt Einzugsgebiet des Kesselbaches (Bächental). – In: GRUBER, A. (Red.): *Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 88 Achenkirch*, 89–107, Wien.
- MAIR, D., CHWATAL, W., REIMER, P.J. & SPÖTL, C. (2016): Quaternary evolution of the inner Riss Valley, Tyrol (Austria) – an integrated sedimentological and geophysical case study. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **109/2**, 277–288, Wien.
- MAIR, V., STINGL, V., KROIS, P. & KEIM, L. (1996): Die Bedeutung andesitischer und dazitischer Gerölle im Unterinntal-Tertiär (Tirol, Österreich) und im Tertiär des Mte. Parei (Dolomiten, Italien). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **199/3**, 369–394, Stuttgart.

- MANDL, F. (2011): Felsbilder Österreich – Bayern, Nördliche Kalkalpen. Mit einem Beitrag von G.W. Mandl. – Forschungsberichte der ANISA, **4**, 360 S., Haus im Ennstal.
- MANDL, G.W. (1984): Zur Tektonik der westlichen Dachsteindecke und ihres Hallstätter Rahmens (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **77**, 1–31, Wien.
- MANDL, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf – Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92** (1999), 61–77, Wien.
- MANDL, G.W. & ONDREJIČKOVÁ, A. (1991): Über eine triadische Tiefwasserfazies (Radiolarite, Schiefertone) in den Nördlichen Kalkalpen – ein Vorbericht. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **134/2**, 309–318, Wien.
- MANDL, G.W. & ONDREJIČKOVÁ, A. (1993): Radiolarien und Conodonten aus dem Meliatikum im Ostabschnitt der NKA (A). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **136/4**, 841–871, Wien.
- MANDL, G.W., BRANDNER, R. & GRUBER, A. (2016): Proposal for a new subdivision of the Nappe System of the Northern Calcareous Alps (Eastern Alps, Austria). – In: ORTNER, H. (Ed.): GeoTirol 2016 – Annual Meeting of DGGV and PANGEO Austria, 25–28 September 2016, Innsbruck, Abstract Volume, 194, Innsbruck.
- MANDL, G.W., BRANDNER, R. & GRUBER, A. (2017): Zur Abgrenzung und Definition der kalkalpinen Deckensysteme (Ostalpen, Österreich). – In: WIMMER-FREY, I., RÖMER, A. & JANDA, C. (Red.): Arbeitstagung 2017 – Angewandte Geowissenschaften an der GBA, 254–255, Wien.
- MARTIN, C. & LANDSCAPE GESELLSCHAFT FÜR GEO-KOMMUNIKATION MBH, KÖLN (Red.) (2000–2002): Lexikon der Geowissenschaften. – 6 Bände, 2840 S., Heidelberg (Spektrum Akademischer Verlag).
- MAZZULLO, S.J., BISCHOFF, W.D. & LOBITZER, H. (1990): Diagenesis of radiaxial fibrous calcites in a subunconformity, shallow burial setting: Upper Triassic and Liassic, Northern Calcareous Alps, Austria. – *Sedimentology*, **37**, 407–425, Oxford.
- MEISCHNER, K.D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite im Riff-nahen Sedimentationsbecken. – *Developments in Sedimentology*, **3**, 156–191, Amsterdam.
- MESCHÉDE, M. (2015): Geologie Deutschlands. Ein prozessorientierter Ansatz. – 249 S., Berlin–Heidelberg (Springer).
- METTE, W., THIBAUT, N., KRYSZYN, L., KORTE, C., CLÉMENCE, M.-E., RUHL, M., RIZZI, M. & ULLMANN, C.V. (2016): Rhaetian (late Triassic) biotic and carbon isotope events and intraplateform basin development in the Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria. – Field trip 11, GeoTirol 2016. – *Geo.Alp*, **13**, 233–256, Innsbruck.
- MEYER, J. (2011): Hydrologische Untersuchungen am Halskopf-Moor im Nordostkarwendel – Evaluation bisheriger Schutz- und Managementmaßnahmen aus hydrologischer Sicht. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Augsburg, 106 S., Augsburg.
- MEYER, M., CLIFF, R., SPÖTL, C., KNIPPING, M. & MANGINI, A. (2009): Speleothems from the earliest Quaternary: Snapshots of paleoclimate and landscape evolution at the northern rim of the Alps. – *Quaternary Science Reviews*, **28/15–16**, 1374–1391, Amsterdam.
- MILLER, H. (1962): Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **113** (1961), 409–425, Hannover.
- MILLER, H. (1963a): Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Nördliche Kalkalpen). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **118**, 291–320, Stuttgart.
- MILLER, H. (1963b): Gliederung und Altersstellung der jurassischen und unterkretazischen Gesteine am Südrand des Wetterstein-Gebirges („Jungschichtenzone“) mit einem Beitrag zur geologischen Stellung der Ehrwaldite. – *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie*, **3**, 51–72, München.

- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2011): Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden, Austroalpine, Germany). – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **100/7**, 1605–1631, Berlin–Heidelberg.
- MOHTAT, T. (1984): Foraminiferen-Führung und Stratigraphie der Unterkreide in der Karwendel- und Gütenbergmulde. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Innsbruck, 104 S., Innsbruck.
- MOJŠISOVICS, E. v. (1870): Das Kalkalpengebiet zwischen Schwaz und Wörgl im Norden des Inn. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **1870**, 183–185, Wien.
- MOJŠISOVICS, E. v. (1871): Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **21**, 189–210, 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). – *Quaternary Research*, **68**, 284–302, Cambridge.
- MORAN, A., IVY OCHS, S., VOCKENHUBER, C. & KERSCHNER, H. (2016a): Rockglacier development in the Northern Calcareous Alps at the Pleistocene-Holocene boundary. – *Geomorphology*, **273**, 178–188, Amsterdam.
- MORAN, A., IVY OCHS, S., VOCKENHUBER, C. & KERSCHNER, H. (2016b): First ³⁶Cl exposure ages from a moraine in the Northern Calcareous Alps. – *E&G Quaternary Science Journal*, **65/2**, 145–155, Berlin (Geozon Science Media).
- MORELLI, C., BARGOSSA, G.M., MAIR, V., MAROCCHI, M. & MORETTI, A. (2007): The Lower Permian Volcanics along the Etsch valley from Meran to Auer (Bozen). – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **153**, 195–218, Wien.
- MOSER, M. (2008a): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 118 Innsbruck. – *Geologische Bundesanstalt, Wien*.
- MOSER, M. (2008b): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 119 Schwaz. – *Geologische Bundesanstalt, Wien*.
- MOSHAMMER, B. (2011): Ein Beitrag zum Vergleich von Karbonatmikrofazies, Weißmetrik und Chemismus aus dem Wettersteindolomit, Wettersteinkalk und Oberhätalk im weiteren Umkreis des Rofan-Gebirges (Tirol). – In: GRUBER, A. (Red.): *Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 88 Achenkirch*, 69–77, Wien.
- MÜHLHOFER, L. & REINDL, C. (1928): Das Achensee-Kraftwerk der Tiroler Wasserkraftwerke A.-G. – *Wasserkraft und Wasserwirtschaft*, **23**, 271–299, München.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U. (1971): Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. – In: MOSTLER, H. (Hrsg.): *Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, Festband des Geologischen Institutes anlässlich der 300-Jahr-Feier der Universität Innsbruck*, 255–308, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).
- MÜLLER-WOLFSKEIL, P. (1981): Tektonische Analyse des Wamberger Sattels im Bereich Vorderriß. – *Geologica Bavarica*, **8**, 235–250, München.
- MUTSCHLECHNER, G. (1948): Spuren des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **93**, 155–206, Wien.
- MUTSCHLECHNER, G. (1953): Aus der Geologie der Achenseefurche. – *Schlern-Schriften*, **101** (Jenbacher Buch), 27–37, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).
- MUTSCHLECHNER, G. (1980): Aus der Geologie des Achantales. – In: STAUDIGL-JAUD, K. (Hrsg.): *Achantaler Heimatbuch, 2. Auflage*. – *Schlern-Schriften*, **241**, 75–122, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).
- MYLIUS, H. (1916): Ein Beitrag zum geologischen Bau des Wettersteingebirges. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, **1916/1**, 10–40, Stuttgart.
- NAGEL, K.H. (1975): Der Bau der Thiersee- und Karwendel-Mulde (Tirol). – *Geotektonische Forschungen*, **48**, 136 S., Stuttgart.

- NAGEL, K.H., SCHÜTZ, K.I., SCHÜTZ, S., WILMERS, W. & ZEIL, W. (1976): Die geodynamische Entwicklung der Thiersee- und Karwendelmulde (Nördliche Kalkalpen). – *Geologische Rundschau*, **65**, 536–557, Stuttgart.
- NATURFREUNDE INTERNATIONALE (2009): Natura Trail Bayerische Wildalm. – Faltbroschüre, 12 S., Wien.
- NAUPP, T. (2004): Das Georgenberger Schwefelheilbad in Achenthal. – *Tiroler Heimatblätter*, **79/1**, 16–21, Innsbruck.
- NEUBAUER, F. & GENSER, J. (2018): Field Trip Post-EX-1. Transect across the Eastern Alps. – XXI International Congress of the Carpathian Balkan Geological Association (CBGA 2018). – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **126**, 137–222, Wien.
- NEUBAUER, F., GENSER, J. & HANDLER, R. (2000): The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **92**, 117–134, Wien.
- NEUMAYR, M. (1879): Zur Kenntnis der Fauna des untersten Lias in den Nordalpen. – *Abhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **7/5**, 1–46, Wien.
- NEUMEISTER, S., GAWLICK, H.-J., GRATZER, R. & BECHTEL, R. (2011): Muttergesteinspotential und organisch-geochemische Charakteristika der Sachrang-Subformation (Unter-Toarcium, Nördliche Kalkalpen, Unkenner Mulde). – In: GRUBER, A. (Red.): *Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 88 Achenkirch*, 128–132, Wien.
- NEUMEISTER, S., GRATZER, R., ALGEO, T.J., BECHTEL, A., GAWLICK, H.-J., NEWTON, R.J. & SACHSENHOFER, R.F. (2015): Oceanic response to Pliensbachian and Toarcian magmatic events: Implications from an organic-rich basinal succession in the NW Tethys. – *Global and Planetary Change*, **126**, 62–83, Amsterdam.
- NEUMEISTER, S., ALGEO, T.J., BECHTEL, A., GAWLICK, H.-J., GRATZER, R. & SACHSENHOFER, R.F. (2016): Redox conditions and depositional environment of the Lower Jurassic Bächental bituminous marls (Tyrol, Austria). – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **109/2**, 142–159, Wien.
- NICKMANN, M. (2009): Abgrenzung und Klassifizierung veränderlich fester Gesteine unter ingenieurgeologischen Aspekten. – *Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen: Reihe B – Allgemeine und Angewandte Geologie, Ingenieurgeologie, Hydrogeologie, Geothermie*, 148 S., München (Dr. Friedrich Pfeil).
- NICKMANN, M. & THURO, K. (2013): Die veränderlich festen Mergelsteine der Kössen-Formation als Schlüsselhorizonte für Hangbewegungen im Spitzingseegebiet (Nördliche Kalkalpen). – 19. Tagung für Ingenieurgeologie mit Forum für junge Ingenieurgeologen München 2013, Tagungsband, 229–234, München.
- NICOLUSSI, K. & PATZELT, G. (2000): Untersuchungen zur holozänen Gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner (Ostalpen). – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **36**, 1–87, Innsbruck.
- NICOLUSSI, K. & PICHLER, T. (2012): Dendrochronologische Analyse von Stammproben aus der Rutschung Bächental-Kesselbach, Tirol. – Unveröffentlichter Bericht, Institut für Geographie, Universität Innsbruck, 9 S., Innsbruck.
- NITTEL, P. (2006): Beiträge zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Mitteltrias der Innsbrucker Nordkette (Nördliche Kalkalpen, Austria). – *Geo.Alp*, **3**, 93–145, Innsbruck.
- OGG, J.G., HUANG, C. & HINNOV, L. (2014): Triassic timescale status: a brief overview. – *Albertiana*, **41**, 3–30, Cortland.
- OHLEN, H.R. (1959): The Steinplatte reef complex of the alpine Triassic (Rhaetian) of Austria. – Doctoral thesis, 122 S., University of Princeton, Princeton.
- ORTNER, H. (2001): Growing folds and sedimentation of the Gosau Group, Muttekopf, Northern Calcareous Alps, Austria. – *Geologische Rundschau*, **90**, 727–739, Stuttgart.

- ORTNER, H. (2003): Cretaceous thrusting in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria) – evidences from synorogenic sedimentation and structural data. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **94**, 63–77, Wien.
- ORTNER, H. (2007): Styles of soft-sediment deformation on top of a growing fold system in the Gosau Group at Muttekopf, Northern Calcareous Alps, Austria: Slumping versus tectonic deformation. – *Sedimentary Geology*, **196**, 99–118, Amsterdam.
- ORTNER, H. (2016): Deep water sedimentation on top of a growing orogenic wedge-interaction of thrusting, erosion and deposition in the Cretaceous Northern Calcareous Alps. – *Field trip 4, GeoTirol 2016*. – *Geo.Alp*, **13**, 141–182, Innsbruck.
- ORTNER, H. (2017a): Geometry of growth strata in wrench-dominated transpression: 3D-model of the Upper Jurassic Trattberg rise, Northern Calcareous Alps, Austria. – *Geophysical Research Abstracts*, **19**, EGU2017-9222, Göttingen (Copernicus.org).
- ORTNER, H. (2017b): Tectonic maps in areas of deposition of exotic olistolithes – application to the Northern Calcareous Alps of Austria. – In: SARIC, K., PRELEVIC, D., SUDAR, M. & CVETKOVIC, V. (Eds.): *13th Workshop of Alpine Geological Studies, Zlatibor 2017*, Abstract volume, 79, Belgrade (Sapient Graphics).
- ORTNER, H. & GAUPP, R. (2007): Synorogenic sediments of the western Northern Calcareous Alps. – *Geo.Alp*, **4**, 133–148, Innsbruck.
- ORTNER, H. & GRUBER, A. (2011): 3D-Geometrie der Strukturen zwischen Karwendel-Synklinale und Thiersee-Synklinale. – In: GRUBER, A. (Red.): *Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 88 Achenkirch*, 51–67, Wien.
- ORTNER, H. & GRUBER, A. (2013): Geologie. – In: KONRAD, H. (Ed.): *Festschrift 50 Jahre Naturschutzgebiet Kaisergebirge 1963–2013*, 173–183, Innsbruck (Athesia-Tyrolia).
- ORTNER, H. & KILIAN, S. (2016): Sediment creep on slopes in pelagic limestones: Upper Jurassic of Northern Calcareous Alps, Austria. – *Sedimentary Geology*, **344**, 350–363, Amsterdam.
- ORTNER, H. & SACHSENHOFER, R.F. (1996): Evolution of the Lower Inn Valley Tertiary and constraints on the development of the source area. – In: LIEBL, W. & WESSELY, G. (Eds.): *Oil and Gas in Alpidic Thrustbelts and Basins of Central and Eastern Europe*. – Special Publication of the European Association of Geoscientists and Engineers, **5**, 237–247, London.
- ORTNER, H. & STINGL, V. (2001): Facies and basin development of the Oligocene in the Lower Inn Valley, Tyrol, Bavaria. – In: PILLER, W.E. & RASSER, M.W. (Eds.): *Paleogene of the Eastern Alps*. – *Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, **14**, 153–196, Wien.
- ORTNER, H. & STINGL, V. (2003): Field Trip E1: Lower Inn Valley (Southern margin of Northern Calcareous Alps, TRANSALP Traverse). – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **26**, 2–19, Innsbruck.
- ORTNER, H., REITER, F. & BRANDNER, R. (2006): Kinematics of the Inntal shear zone – sub-Tauern ramp fault system and the interpretation of the TRANSALP seismic section, Eastern Alps, Austria. – *Tectonophysics*, **414**, 241–258, Amsterdam.
- ORTNER, H., USTASZEWSKI, M. & RITTNER, M. (2008): Late Jurassic tectonics and sedimentation: breccias in the Unken syncline, central Northern Calcareous Alps. – *Swiss Journal of Geosciences*, **101**, Supplement 1, 55–71, Basel.
- ORTNER, H., KOSITZ, A., WILLINGSHOFER, E. & SOKOUTIS, D. (2016): Geometry of growth strata in a compressive fold belt in field and analogue model: Gosau Group at Muttekopf, Northern Calcareous Alps, Austria. – *Basin Research*, **28**, 731–751, Oxford.
- ORTNER, H., SANDERS, D., USTASZEWSKI, M., RITTNER, M., MOSNA, D. & WOLFGRUBER, S. (2018): Sedimentary and tectonic processes on a Late Jurassic passive margin and its inversion during Alpine orogeny in the Lofer area. – *Field Trip Pre-EX-2, XXI International Congress of the Carpathian Balkan Geological Association (CBGA 2018)*. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **126**, 47–80, Wien.

- OSSWALD, K. (1925): Das Risserkogelgebiet (Geologie der Berge südlich Tegernsee). – Geognostische Jahreshefte, **37**, 111–166, München.
- OSSWALD, K. (1928): Die Wendelsteingruppe. Abriß der stratigraphischen, tektonischen und morphologischen Geschichte. – Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft München, **21**, 183–304, geologische Karte 1:25.000, München.
- OSTERMANN, M. (2006): Uranium/Thorium-age-dating of “impure” carbonate cements of selected Quaternary depositional systems of western Austria: results, implications, and problems. – Dissertation, Universität Innsbruck, 173 S., Innsbruck.
- OSWALD, P. (2017): Geologie zwischen Weißenbach am Lech und Haldensee (Außerfern, Tirol). – Unveröffentlichte Masterarbeit Universität Innsbruck, 100 S., Innsbruck.
- OSWALD, P., MOERNAUT, J., FABBRI, S., HILBE, M., DE BATIST, M. & STRASSER, M. (2018): Unravelling the paleoseismological history of Achensee (Western Austria) combining on- and off-fault sublacustrine signatures. – 9th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA), 25–27 June 2018, Possidi, Greece.
- OSWALD, P., MOERNAUT, J., FABBRI, S.C., DE BATIST, M., HAJDAS, I., ORTNER, H., TITZLER, S. & STRASSER, M. (2021): Combined on-fault and off-fault paleoseismic evidence in the Postglacial infill of the inner-alpine Lake Achensee (Austria, Eastern Alps). – *Frontiers in Earth Science*, **9**, 670952, Lausanne. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.670952>
- OTT, E. (1972): Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (Ägäis). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **21/1**, 251–276, Wien.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte. – 719 S., Neumünster.
- PATZELT, G. (1980): Neue Ergebnisse der Spät- und Postglazialforschung in Tirol. – Jahresberichte der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, Zweig Innsbruck, **1976/77**, 11–18, Wien.
- PATZELT, G. (1987): Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Schwemmkegel- und Talentwicklung in Tirol. – Veröffentlichung des Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, **67**, 93–123, Innsbruck.
- PATZELT, G. (2012a): Die Bergstürze vom Tschirgant und von Haiming, Oberinntal, Tirol. Begleitworte zur Kartenbeilage. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 13–24, Wien.
- PATZELT, G. (2012b): Die Bergstürze vom Pletzackkogel, Kramsach, Tirol. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 25–38, Wien.
- PATZELT, G. (2014): Das Mammutzahn-Bruchstück von Fritzens (Inntal, Tirol) und seine Stellung in der Chronologie des ostalpinen Spätpleistozäns. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 71–82, Wien.
- PATZELT, G. & BORTENSCHLAGER, S. (1978): Zur Chronologie des Spät- und Postglazials im Ötztal und Inntal (Ostalpen, Tirol). – In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Führer zur Exkursions-Tagung IGCP-Projekt 73/1/24 „Quaternary Glaciations of the Northern Hemisphere“ 5.–13. September 1976, Südvogesen, nördliches Alpenvorland und Tirol, 185–197, Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG), Bonn.
- PATZELT, G. & RESCH, W. (1986): Quartärgeologie des mittleren Tiroler Inntales zwischen Innsbruck und Baumkirchen: (Exkursion C am 3. April 1986). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, N.F., **68**, 43–66, Stuttgart.
- PATZELT, G. & WEBER, A. (2015): Die nacheiszeitliche Entwicklung des Schwemmfächers von Kundl und des Talraumes im Inntal (Tirol). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 11–31, Wien.

- PENCK, A. (1882): Die Vergletscherung der deutschen Alpen, ihre Ursache, periodische Wiederkehr und ihr Einfluss auf die Bodengestaltung. – 483 S., Leipzig (J.A. Barth).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – Band I–III, 1199 S., Leipzig (Tauchnitz).
- PESTAL, G., MANDL, G.W., LINNER, M., SCHUSTER, R. & VAN HUSEN, D. (2009): Die geologische Entwicklungsgeschichte des Salzburger Alpenraumes. – In: PESTAL, G., HEUL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (Red.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000, 17–26, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PFEFFER, K.H. (2010): Karst. Entstehung – Phänomene – Nutzung. – Studienbücher der Geographie, 338 S., Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- PIFFNER, A. (1993): The structure of the Helvetic nappes and its relation to the mechanical stratigraphy. – *Journal of Structural Geology*, **15**/3–5, 511–521, Oxford.
- PIFFNER, A. (2015): Geologie der Alpen. – 3. Auflage, 400 S., Stuttgart (UTB-Haupt).
- PICHLER, A. v. (1856): Zur Geognosie der nordöstlichen Kalkalpen Tirols. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **7**/4, 737, Wien.
- PICHLER, A. v. (1859): Beiträge zur Geognosie Tirols. – *Zeitschrift des Ferdinandeums für Tirol und Vorarlberg*, **3**/8, 1. Folge, 169, Innsbruck.
- PICHLER, A. v. (1866): Cardita-Schichten und Hauptdolomit. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **16**, 73–81, Wien.
- PILLER, W. (1981): The Steinplatte Reef complex, part of an Upper Triassic carbonate Platform near Salzburg, Austria. – In: TOOMEY, D.F. (Ed.): *European Fossil Reef Models. – SEPM Special Publication*, **30**, 261–290, Tulsa.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRZYSTYN, L., LEIN, R., LUKENER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs, Stratigraphische Kommission der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **151**/3, 304–324, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1982): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 95 St. Wolfgang im Salzkammergut. – 74 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1990): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 94 Hallein. – 76 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1988): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung Teil 1: Geomechanik des Systems „Hart auf Weich“. – *Felsbau*, **6**/4, 189–194, Essen.
- POISEL, R. & EPPENSTEINER, W. (1989): Gang und Gehwerk einer Massenbewegung Teil 2: Massenbewegungen am Rand des Systems „Hart auf Weich“. – *Felsbau*, **7**/1, 16–20, Essen.
- POSCHER, G. (1994): Fazies und Genese der pleistozänen Terrassensedimente im Tiroler Inntal und seinen Seitentälern – Teil 1: Der Achenseedamm. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **137**/1, 171–186, Wien.
- QUENSTEDT, W. (1933): Studien in der Überschiebungszone von Achenkirch. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **85**, 459–461, Hannover.
- QUENSTEDT, W. (1948a): Geologisches Gutachten über den Stollenbau Bächental-Achensee. – Unveröffentlichter Bericht, 15 S., Josef-Stiny-Archiv der Geologischen Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 14655-R]

- QUENSTEDT, W. (1948b): Geologisches Gutachten über den Stollenbau Bächental-Achen-see. – Unveröffentlichter Bericht, 6 S., Josef-Stiny-Archiv der Geologischen Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 14655-R]
- QUENSTEDT, W. (1951a): Geologische Exkursion in das Achantalgebiet (Tirol) am 9. und 10. September 1950. – *Geologica Bavarica*, **6**, 55–64, München.
- QUENSTEDT, W. (1951b): Geologisch-paläontologische Monographie des Achantales (Tirol). Teil 1: Tabula stratigraphica (geohistorica) Mesozoici Achantalensis (Tirolis). – *Biotropia*, **1**, 12 S., Innsbruck (Felizian Rauch).
- RASSER, M.W. & FENNINGER, A. (2003): Riffe im Ober-Jura und der Unter-Kreide des Salzkammerguts (Nördliche Kalkalpen). – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts. – Gmundner Geo-Studien, **2**, 127–132, Gmunden (Erkundok Institut Museum).
- RASSER, M.W., GAWLICK, H.-J. & STEIGER, T. (2000): Lithostratigraphische Einheiten im Oberjura des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen. – *Berichte des Institutes für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz*, **2**, 16–20, Graz.
- RASSER, M.W., VASICEK, Z., SKUPIEN, P., LOBITZER, H. & BOOROVÁ, D. (2003): Die Schrambach-Formation an ihrer Typokalität (Unter-Kreide, Nördliche Kalkalpen, Salzburg): Lithostratigraphische Formalisierung und historische Irrtümer. – In: PILLER, W.E. (Ed.): *Stratigraphia Austriaca*. – Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **16**, 193–216, Wien.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.G. & MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps, part 2: structural analysis. – *Tectonics*, **10**, 257–271, Washington.
- REIS, O.M. (1911): Erläuterung zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges. – *Geognostische Jahreshefte*, **23** (1910), 61–114, München.
- REISER, K. (1922): Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. 1. Teil. – *Geognostische Jahreshefte*, **33** (1920), 57–198, 1 Karte, München.
- REITNER, J.M. (2007): Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – *Quaternary International*, **164–165**, 64–84, Amsterdam.
- REITNER, J.M. (2008): Bericht 2006/2007 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger bzw. auf UTM-Blatt 3213 Kufstein. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **148/2**, 248–254, Wien.
- REITNER, J.M. (2011): Das Inngletschersystem während des Würm-Glazials. – In: GRUBER, A. (Red.): *Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 88 Achenkirch*, 79–88, Wien.
- REITNER, J.M. & GRUBER, A. (2014): Glacial dynamics and large pre-LGM rock-slides in the lower Inn Valley and in the Brixen Valley. – In: KERSCHNER, H., KRAINER, K. & SPÖTL, C. (Eds.): *From the foreland to the Central Alps – Field trips to selected sites of Quaternary research in the Tyrolean and Bavarian Alps, Excursion D*, 46–67, *Deuqua Excursions*, Berlin (Geozon Science Media).
- REITNER, J.M., LANG, M. & VAN HUSEN, D. (1993): Deformation of High Slopes in Different Rocks after Würmian Deglaciation in the Gailtal (Austria). – *Quaternary International*, **18**, 43–51, Amsterdam.
- REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNER, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – *E&G Quaternary Science Journal*, **65/2**, 113–144, Berlin (Geozon Science Media).

- RESCH, W., SARNTHEIN, M., ALLERT, T. & TIEDEMANN, R.B.J. (1986): Zum Gosaurelief am Pletzachkogel im südöstlichen Rofangebirge (Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie, **26**, 113–120, München.
- REUTHER, C.D. (2012): Grundlagen der Tektonik. Kräften und Spannungen der Erde auf der Spur. – 274 S., Berlin–Heidelberg (Springer).
- RICHOZ, S. & KRYSSTYN, L. (2015): The Upper Triassic events recorded in platform and basin of the Austrian Alps. The Triassic/Jurassic GSSP and Norian/Rhaetian GSSP candidate. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **111**, 75–136, Wien.
- RICHOZ, S., VAN DE SCHOOTBRUGGE, B., PROSS, J., PÜTTMANN, W., QUAN, T.M., LINDSTRÖM, S., HEUNISCH, C., FIEBIG, J., MAQUIL, R., SCHOUTEN, S., HAUZENBERGER, C.A. & WIGNALL, P.B. (2012): Hydrogen sulphide poisoning of shallow seas following the end-Triassic extinction. – Nature Geoscience, **5**, 662–667, London.
- RICHTER, M. (1929): Die Struktur der Nördlichen Kalkalpen zwischen Rhein und Inn. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilagen-Band **LXIII**, Abteilung B, 1–62, Stuttgart.
- RICHTER, M. (1930): Der ostalpine Deckenbogen. Eine neue Synthese zum alpinen Deckenbau. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **80**, 497–540, Wien.
- RICHTER, M. (1937): Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. – 179 S., Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- RICHTER, M. & STEINMANN, H.G. (1927): Zur Tektonik der Bayrischen Alpen zwischen Ammer und Loisach. – Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, **1927**, Abteilung B, 160–171, Stuttgart.
- RICHTHOFEN, F. v. (1859): Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. Erste Abtheilung. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **10**, 72–137, Wien.
- RIEDEL, F. (1988): Facies and development of the „Wilde Kirche“ reef complex (Rhaetian, Upper Triassic, Karwendelgebirge, Austria). – Facies, **18**, 205–218, Erlangen.
- ROBERT, C. & BOUSQUET, R. (2018): Geowissenschaften. Die Dynamik des Systems Erde. – 1016 S., Berlin (Springer).
- RÖDER, R. (1988): Das Buch von Steinberg. – 171 S., Gemeindeamt Steinberg am Rofan (Eigenverlag).
- RÖMER, A. & BIEBER, G. (2011): Projekt ÜLG35. Geophysikalische Messungen bei Achenkirch (Tirol). – Unveröffentlichter Kurzbericht, 15 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ROSSKOPF, K. (2009a): „Wasser hat einen feinen Kopf ...“. – Tegernseer Tal – Zeitschrift für Kultur, Landschaft, Geschichte, Volkstum, **149** (2009/I), 31–32, Tegernsee.
- ROSSKOPF, K. (2009b): Phänomen Poljenbach. Der Regen bringt es an den Tag. – Tegernseer Tal – Zeitschrift für Kultur, Landschaft, Geschichte, Volkstum, **150** (2009/II), 26, Tegernsee.
- RUPPRECHTER, L. & HINTNER, H. (1996): Brandenbertal einst und jetzt: seine Höfegeschichte, Ahnen, Jagd- und Almwesen. – 599 S., Gemeinde Brandenburg (Eigenverlag).
- SAILER, R. (2002): Späteiszeitliche Gletscherstände in der Ferwallgruppe. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Innsbruck, 205 S., Innsbruck.
- SALLABERGER, G. (2002): 100 Jahre Steinölbrenner vom Bächental am Achensee. Chronik vom heilsamen Tiroler Steinöl und der Familie Albrecht 1902–2002. – 44 S., Pertisau (Eigenverlag Tiroler Steinölwerke).
- SAMAN, J. (1972): Mikrofauna der Neokom-Mergel der Thierseer Kreidemulde. – Unveröffentlichte Dissertation, Universität Innsbruck, 57 S., Innsbruck.
- SANDER, B. (1921): Über bituminöse Mergel. – Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt, **71**, 135–148, Wien.

- SANDER, B. (1922): Über bituminöse und kohlige Gesteine. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **15**, 1–50, Wien.
- SANDER, B. (1941): Zum Gesteinscharakter der Hornsteinbreccien des Sonnwendjochgebirges. – Berichte der Reichsstelle für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, **1941**, 81–89, Wien.
- SANDERS, D. (1996): The Upper Cretaceous near Maurach (Tyrol, Austria). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **21**, 123–151, Innsbruck.
- SANDERS, D. (1998): Tectonically controlled Late Cretaceous terrestrial to neritic deposition (Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria). – Facies, **39**, 139–178, Erlangen.
- SANDERS, D. & GRUBER, A. (2016): Inner gorge-slot canyon system produced by repeated major base-level changes (Northern Calcareous Alps). – Field trip 13, GeoTirol 2016. – Geo. Alp, **13**, 277–292, Innsbruck.
- SANDERS, D. & SPÖTL, C. (2014): The Hötting Breccia – a Pleistocene key site near Innsbruck, Tyrol. – In: KERSCHNER, H., KRAINER, K. & SPÖTL, C. (Eds.): From the foreland to the Central Alps – Field trips to selected sites of Quaternary research in the Tyrolean and Bavarian Alps, Excursion F, 82–94, Deuqua Excursions, Berlin (Geozon Science Media).
- SANDERS, D., WISCHOUNIG, L., GRUBER, A. & OSTERMANN, M. (2014): Inner gorge-slot canyon system produced by repeated stream incision (eastern Alps): Significance for development of bedrock canyons. – Geomorphology, **214**, 465–484, Amsterdam.
- SAPPER, C. (1888): Über die geologischen Verhältnisse des Juifen und seiner Umgebung mit besonderer Berücksichtigung der Liasablagerungen. – Inaugural-Dissertation, Universität München, 34 S., geologische Karte, München.
- SÄRCHINGER, H. (1939): Geologie des Benediktenwandgebirges zwischen Glaswandscharte und Isar. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilagen-Band, **81**, 347–376, Stuttgart.
- SARNTHEIN, M. (1965): Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1965**, 119–162, Wien.
- SARNTHEIN, M. (1967): Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. – Geologische Rundschau, **56**, 116–127, Stuttgart.
- SASS, O., FRIEDMANN, A., HASELWANTER, G. & WETZEL, K.-F. (2010): Investigating thickness and structure of alpine mires using conventional and geophysical techniques. – Catena, **80**, 195–203, Amsterdam.
- SATTERLEY, A.K. & BRANDNER, R. (1995): The genesis of Lofer cycles of the Dachstein Limestone, Northern Calcareous Alps, Austria. – Geologische Rundschau, **84**, 287–292, Stuttgart.
- SATTERLEY, A.K., MARSHALL, J.D. & FAIRCHILD, I.J. (1994): Diagenesis of an Upper Triassic reef complex, Wilde Kirche, Northern Calcareous Alps, Austria. – Sedimentology, **41**, 935–950, Oxford.
- SAUSGRUBER, T. (1994a): Jurabeckenentwicklung nördlich vom Achensee und deren Folgen bei der alpidischen Kompressionstektonik. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 133 S., Innsbruck.
- SAUSGRUBER, T. (1994b): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 88 Achenkirch. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **137**, 469–474, Wien.
- SCHAFHÄUTL, C. (1846): Beiträge zur nähern Kenntniss der Bayerischen Voralpen. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefactenkunde, **1846**, 641–695, Heidelberg.

- SCHAFHÄUTL, K.E. v. (1851): Geognostische Untersuchungen der Bayerischen Lande: Erster Beitrag: Geognostische Untersuchungen des südbayerischen Alpengebirges. Mit Geognostischer Karte des südbayerischen und oesterreichischen Gebirges bis an den Inn 1:600.000. – 208 S., München (Literarisch-artistische Anstalt).
- SCHLAGER, M. (1956): Geologische Studien im Tauglboden. – Mitteilungen der Naturwissenschaftlichen Arbeitsgemeinschaft am Haus der Natur Salzburg, **9**, 25–45, Salzburg.
- SCHLAGER, M. & SCHLAGER, W. (1970): Über die Sedimentationsbedingungen der jurassischen Tauglbodenschichten (Osterhorngruppe, Salzburg). – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **106/1–14** (1969), 178–183, Wien.
- SCHLAGER, W. & SCHLAGER, M. (1973): Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). – *Sedimentology*, **20**, 65–89, Amsterdam.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNERBERGER, W. (1974): Das Prinzip der stratigraphischen Wenden in der Schichtenfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **66/67**, 165–193, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, O. (1912): Die Mieminger-Wetterstein-Überschiebung. – Geologische Rundschau, **3**, 73–92, Berlin.
- SCHLOSSER, M. (1909): Zur Geologie des Unterinntales. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **59**, 525–574, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97**, 93–117, Basel.
- SCHMIDDEGG, O., FUCHS, A. & CLAR, E. (1951): Gutachtliche Stellungnahme zu den geologischen Voraussetzungen für die geplante Sperrmauer im Bächental (Dürachzuleitung). – Geologisches Gutachten zum Gewölbemauer-Entwurf Juli 1950 der Wasserfassung Bächental, 7 + 2 S., Innsbruck.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1950): Geologie des Isartalgebietes im Bereich des Reißbach-Stollens und des geplanten Sylvenstein-Staubbeckens. – *Geologica Bavarica*, **4**, 3–55, München.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1953): Geologische Karte von Bayern 1:100.000, Blatt 664 Tegernsee, mit Profiltafel. – 1. Auflage, Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1979): Geologische Karte von Bayern 1:100.000, Blatt 664 Tegernsee, mit Profiltafel. – 2. Auflage, Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- SCHNEIDER, H.J. (1953): Der Bau des Arnspitzstockes und seine tektonische Stellung zwischen Wetterstein- und Karwendelgebirge. – *Geologica Bavarica*, **17**, 17–55, München.
- SCHNEIDER, H.J. (1962): Der Bau des Wettersteingebirges im Lichte von 100 Jahren geologischer Forschungsgeschichte. – Jahrbuch des Deutschen Alpenvereins, **87**, 77–94, München.
- SCHÖLL, W.U. & WENDT, J. (1971): Obertriadische und jurassische Spaltenfüllungen im Steirner Meer (Nördliche Kalkalpen). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **139**, 82–98, Stuttgart.
- SCHOTTNER, W. (1934): Die Geologie der westlichen Sachranger Berge in den Chiemgauer Alpen. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, Abteilung B, Beilage-Band, **72**, 46–119, Stuttgart.
- SCHRAFFL, F. (2010): Dendroökologische Untersuchungen zum Coniferenwachstum auf Moorstandorten im Alpenpark Karwendel. – Unveröffentlichter Bericht zu den Projekten U-20.509/184 und U-20.514/21 im Auftrag der Abteilung Umweltschutz des Amtes der Tiroler Landesregierung, 106 S., Universität Innsbruck, Institut für Botanik, Innsbruck.
- SCHREIBER, W. (1949): Über die Klamm- und Talverschüttung im Brandenberger-Steinberger Gebiet. – Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum, **26–29**, 33–60, Innsbruck.

- SCHRÖDER, J. (1925): Die Jurassischen Fleckenmergel der bayrischen Alpen. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, Abteilung B, Beilage-Band, **52**, 214–283, Stuttgart.
- SCHULER, G. (1968): Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). – Erlanger geologische Abhandlungen, **71**, 60 S., Erlangen.
- SCHULZ, O. (1970): Vergleichende petrographische Untersuchungen an Karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, Gailtaler Alpen und des Karwendels. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1970**, 165–229, Wien.
- SCHUMACHER, S. (1992): Die rätischen Inschriften: Geschichte und heutiger Stand der Forschung. – Innsbrucker Beiträge zur Kulturwissenschaft, Sonderheft **79**, 291 S., Innsbruck.
- SCHUMACHER, S. (2002): Die Steinberg-Inschriften – neue Erkenntnisse aus der Sicht der Sprachwissenschaft und Epigraphik. – In: ZEMMER-PLANK, L. & SOLDER, W. (Hrsg.): Kult der Vorzeit in den Alpen, Teil 2. – Schriftenreihe der Arbeitsgemeinschaft der Alpenländer, 1271–1284, Bozen.
- SCHUMACHER, S. (2004): Die rätischen Inschriften: Geschichte und heutiger Stand der Forschung. – 2., erweiterte Auflage, Innsbrucker Beiträge zur Kulturwissenschaft, Sonderheft **121**, 375 S., Innsbruck.
- SCHUMACHER, S. & SALOMON, C. (2019): Die rätischen Inschriften vom Schneidjoch (Brandenberger Alpen, Tirol). – Die Höhle, **70/1–4**, 159–174, Wien.
- SCHUSTER, R. (2015): Zur Geologie der Ostalpen. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **64**, 143–165, Wien.
- SCHUSTER, R. (2017): Geologie von Österreich. – Vorlesungsskriptum, 379 S., Wien.
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2010): Die Geologie der Alpen im Zeitraffer. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, **140**, 5–21, Graz.
- SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.G., LINNER, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2019): Rocky Austria. Geologie von Österreich – kurz und bunt. – 5. Auflage, 80 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHÜTZ, K.-I. (1975): Die Aptychenschichten der Thiersee- und der Karwendel-Mulde (Nordtirol). – Unveröffentlichte Dissertation, Technische Universität Berlin, 183 S., Berlin.
- SCHÜTZ, K.-I. (1979): Die Aptychenschichten der Thiersee- und der Karwendel-Mulde. – Geotektonische Forschungen, **57**, 1–84, Stuttgart.
- SIEBERER, W. (2002): Aus dem Tiroler Höhlenkataster. – Höhlenkundliche Mitteilungen des Landesvereins für Höhlenkunde in Tirol, **54** (Festschrift 50 Jahre Landesverein für Höhlenkunde in Tirol), 74–83, Landesverein für Höhlenkunde in Tirol, Wörgl.
- SKERIES, W. & TROLL, G. (1991): Der Geröllbestand in Molassekonglomeraten des Chiemgaues (Bayern) und seine paläogeographischen Beziehungen zum alpinen Liefergebiet. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **142**, 43–66, Hannover.
- SOLTI, G. & LOBITZER, H. (1989): Aufsuchung von Alginit in Österreich. Endbericht über die Österreichisch-Ungarische Zusammenarbeit in der Ölschiefer/Alginit-Prospektion (Projekt ÜLG 19). – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **17**, 47 S., Wien.
- SOLTI, G., LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. & SELMECZI, I. (1987): Bericht von den Ergebnissen der österreichisch-ungarischen Ölschiefer-Alginit-Forschungszusammenarbeit im Jahr 1986. – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-019/86, 176 S., Budapest-Wien.
- SPENGLER, E. (1935): Bemerkungen zum Problem der Hornsteinbreccie im Sonnwendgebirge. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1935**, 157–165, Wien.
- SPENGLER, E. (1951): Die nördlichen Kalkalpen. – In: SCHAFFER, F.X. (Hrsg.): Geologie von Österreich, 2. Auflage, 302–413, Wien (Deuticke).

- SPENGLER, E. (1953): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der nördlichen Kalkalpen (1. Teil, Westabschnitt). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **96**, 1–64, Wien.
- SPENGLER, E. (1956): Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen: II. Teil: Der Mittelabschnitt der Kalkalpen: dem Andenken Otto Ampferers gewidmet. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **99**, 1–74, Wien.
- SPIELER, A. (1994): Bericht 1993 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 88 Achenkirch. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **137**, 474–475, Wien.
- SPIELER, A. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 119 Schwaz. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **138**, 526–527, Wien.
- SPIELER, A. & BRANDNER, R. (1989): Vom Jurassischen Pull-Apart Becken zur Westüberschiebung der Achantaler Schubmasse (Tirol, Österreich). – *Sediment '89*: 4. Treffen deutschsprachiger Sedimentgeologen in Innsbruck 18.–21. Mai 1989: Kurzfassungen zu den Vorträgen und Posterpräsentationen. – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **16**, 191–194, Innsbruck.
- SPÖTL, C. (2016): Karstgebiete – Nordtiroler Kalkalpen. – In: SPÖTL, C., PLAN, L. & CHRISTIAN, E. (Hrsg.): *Höhlen und Karst in Österreich*, 477–488, Oberösterreichisches Landesmuseum, Linz.
- SPÖTL, C. (2019): Von der Eiszeit zur heutigen Warmzeit. Das Werden der Landschaft am Großen Ahornboden. – In: SONNTAG, H., STRAUBINGER, F., BRANDNER, R., SPÖTL, C. & NICOLAI, C. v. (Hrsg.): *Großer Ahornboden. Eine Landschaft erzählt ihre Geschichte*, 2. Auflage, 49–59, Wattens (Berenkamp).
- SPÖTL, C. & MANGINI, A. (2006): U/Th age constraints on the absence of ice in the central Inn Valley (Eastern Alps, Austria) during Marine Isotope Stages 5c to 5a. – *Quaternary Research*, **66**, 167–175, Cambridge.
- SPÖTL, C. & RACINE, T. (2021): Herbert Kuntscher Eisschacht am Guffert. – *Höhlenkundliche Mitteilungen des Landesvereins für Höhlenkunde in Tirol*, **73**, 38–41, Landesverein für Höhlenkunde in Tirol, Wörgl.
- SPÖTL, C., REIMER, P.J., STARNBERGER, R. & REIMER, R.W. (2013): A new radiocarbon chronology of Baumkirchen, stratotype for the onset of the Upper Würmian in the Alps. – *Journal of Quaternary Science*, **28/6**, 552–558, Chichester.
- SPÖTL, C., REIMER, P.J., RABEDER, G. & SCHOLZ, D. (2014a): Presence of cave bears in western Austria before the onset of the Last Glacial Maximum: new radiocarbon dates and palaeoclimatic considerations. – *Journal of Quaternary Science*, **29**, 760–766, Chichester.
- SPÖTL, C., STARNBERGER, R. & BARRETT, S. (2014b): The Quaternary of Baumkirchen (central Inn Valley, Tyrol) and its surroundings. – In: KERSCHNER, H., KRÄINER, K. & SPÖTL, C. (Eds.): *From the foreland to the Central Alps – Field trips to selected sites of Quaternary research in the Tyrolean and Bavarian Alps*, Excursion E, 68–80, Deuqua Excursions, Berlin (Geozon Science Media).
- SPÖTL, C., MAIR, D. & STARNBERGER, R. (2014c): From Vorderriß to Großer Ahornboden: Quaternary geology of the Riss Valley (Karwendel Mountains). – In: KERSCHNER, H., KRÄINER, K. & SPÖTL, C. (Eds.): *From the foreland to the Central Alps – Field trips to selected sites of Quaternary research in the Tyrolean and Bavarian Alps*, 32–44, Deuqua Excursions, Berlin (Geozon Science Media).
- SPÖTL, C., PLAN, L. & CHRISTIAN, E. (Hrsg.) (2016): *Höhlen und Karst in Österreich*. – Oberösterreichisches Landesmuseum, 752 S., Linz.
- SPÖTL, C., REIMER, P., RABEDER, G. & BRONK RAMSEY, C. (2018): Radiocarbon constraints on the Age of the World's Highest-Elevation Cave bear Population, Conturines Cave (Dolomites, Northern Italy). – *Radiocarbon*, **60/1**, 299–307, Cambridge.

- SPÖTL, C., GRUBER, A., RACINE, T., SCHOLZ, D. & HONIAT, C. (2021): Karst und Höhlen am Guffert (Nordtirol, Teilgruppe 1262). – *Die Höhle*, **72/1–4**, 92–107, Wien.
- STANTON, R.J. JR. & FLÜGEL, E. (1989): Problems with Reef Models: The Late Triassic Steinplatte "Reef" (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – *Facies*, **20**, 1–138, Erlangen.
- STANTON, R.J. JR. & FLÜGEL, E. (1995): An accretionary distally steepened ramp at an intra-platform basin margin: an alternative explanation for the Upper Triassic Steinplatte 'reef' (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Sedimentary Geology*, **95/3–4**, 269–286, Amsterdam.
- STARNBERGER, R., DRESCHER-SCHNEIDER, R., REITNER, J.M., RODNIGHT, H., REIMER, P.J. & SPÖTL, C. (2013a): Late Pleistocene climate change and landscape dynamics in the Eastern Alps: the inner-Alpine Unterangerberg record (Austria). – *Quaternary Science Reviews*, **68**, 17–42, Amsterdam.
- STAUDIGL-JAUD, K. (Hrsg.) (1980): Achantaler Heimatbuch. – 2. Auflage. – Schlern-Schriften, **241**, 494 S., Bildteil mit Tafeln I–XLVI, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner).
- STAUTZ, G. (Hrsg.) (2004): Münchner Höhlengeschichte II. 50 Jahre Verein für Höhlenkunde in München e.V. – Jubiläumsschrift. – 444 S., München (Selbstverlag, Verein für Höhlenkunde in München e.V.).
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). – *Facies*, **4**, 215–348, Erlangen.
- STEIGER, T. (1992): Systematik, Stratigraphie und Palökologie der Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereiches im Osterhorn-Tirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg, Bayern). – *Zitteliana, Reihe B*, **19**, 188 S., München.
- STEINBICHLER, M., REITNER, J.M., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **159**, 5–49, Wien.
- STEINER, G.M. (1982): Österreichischer Moorschutzkatalog. – Grüne Reihe des Bundesministeriums für Gesundheit und Umweltschutz, 2. Auflage, 269 S., Wien.
- STEINER, G.M., ZECHMEISTER, H., REITER, K., KARNER, P., WRBKA, T., ENGLMAIER, P. & GRÜNWEIS, F.M. (1992): Österreichischer Moorschutzkatalog. – Grüne Reihe des Bundesministeriums für Jugend, Umwelt und Familie, **1**, 509 S., Graz (styria medien service).
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – *Courier Forschungs-Institut Senckenberg*, **209**, 1–19, Frankfurt am Main.
- STEINMANN, G. (1925): Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? – *Geologische Rundschau*, **16**, 435–468, Berlin.
- STINGL, V. (1987): Die fazielle Entwicklung des Alpenen Buntsandsteins (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Tirol/Salzburg, Österreich). – *Geologische Rundschau*, **76/2**, 647–664, Stuttgart.
- STÖHR, D., AIGNER, J., ASCHABER, R., NOICHL, R., HASELWANTER, G., FLASCHBERGER, H., PLETTENBACHER, T. & ARZL, N. (1995): Biotopinventar/Naturpflegeplan Naturschutzgebiet Karwendel. – Unveröffentlichter Bericht, Amt der Tiroler Landesregierung, Landesforstdirektion, 1540 S., Innsbruck.
- STORTI, F. & SALVINI, F. (1996): Progressive rollover fault-propagation folding: A possible kinematic mechanism to generate regional-scale recumbent folds in shallow foreland belts. – *AAPG Bulletin*, **80**, 174–193, Tulsa.
- STUR, D. (1851): Die liassischen Kalksteingebilde von Hirtenberg und Enzersfeld. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **2/3**, 19–27, Wien.
- STÜWE, K. & SCHUSTER, R. (2008): Permian metamorphic event in the Alps. – *Geology*, **36**, 603–606, Boulder.

- STÜWE, K. & SCHUSTER, R. (2010): Initiation of subduction in the Alps: Continent or ocean? – *Geology*, **38**, 175–178, Boulder.
- SUAN, G., SCHLÖGL, J. & MATTIOLI, E. (2016): Bio- and chemostratigraphy of the Toarcian organic-rich deposits of some key successions of the Alpine Tethys. – *Newsletters on Stratigraphy*, published online February 2016, 19 S., Stuttgart. <https://dx.doi.org/10.1127/nos/2016/0078>
- SUCCOW, M. (1988): *Landschaftsökologische Moorkunde*. – 1. Auflage, 340 S., Jena (Fischer).
- SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (Hrsg.) (2001): *Landschaftsökologische Moorkunde*. – 2. Auflage, 622 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- SUCESS, E. (1852a): Ueber die Brachiopoden in den Kalkschichten von Kössen [fingierter Titel]. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **3/1**, 180–181, Wien.
- SUCESS, E. (1852b): Ueber die Brachiopoden der Hierlatzer-Schichten [fingierter Titel]. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **3/2**, 171, Wien.
- SUCESS, E. & MOJSISOVICS, E. v. (1868): Studien über die Gliederung der Trias- und Jura-Bildungen in den östlichen Alpen. Nr. II. Die Gebirgsgruppe des Osterhorns. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **18**, 167–200, Wien.
- SUZUKI, H. & GAWLICK, H.J. (2003): Die Jurassischen Radiolarienzonen der Nördlichen Kalkalpen – The Jurassic radiolarian zones of the Northern Calcareous Alps. – *Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts: Begleitband zur Tagung Erde – Mensch – Kultur – Umwelt*, 28.–31. August 2003 Gmunden, 115–122, Gmunden.
- SYDOW, W. v. (2002): Die Halbhöhle mit „rätischen“ Inschriften am Schneidjoch. – In: KOMMISSION I, KULTUR UND GESELLSCHAFT (Hrsg.): *Kult der Vorzeit in den Alpen*, Teil 1, Schriftenreihe der Arbeitsgemeinschaft der Alpenländer, 795–798, Bozen.
- TENTSCHERT, E. (1983): Die Baugeologie im Wasserkraftbau Tirols. – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **12/11**, 235–248, Innsbruck.
- THÖNY, W. (2003): Analyse der Pending-Antiklinale sowie der Thiersee-Mulde im Bereich NW von Kufstein (Tiroler Unterinntal) unter Verwendung sedimentologischer, strukturgeographischer und paläomagnetischer Arbeitsmethoden. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 120 S., Innsbruck.
- THÖNY, W. & ORTNER, H. (2001): Early Cretaceous to Tertiary thrusting in the Thiersee structure: results from stratigraphic and paleomagnetic investigations. – In: BRANDNER, R., KONZETT, J., MIRWALD, P., ORTNER, H., SANDERS, D., SPÖTL, C. & TROPPEL, P. (Eds.): *5th Workshop of Alpine Geological Studies, Obergurgl, Abstracts*. – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **25**, 212–213, Innsbruck.
- THÖNY, W., ORTNER, H. & SCHOLGER, R. (2002): Differentielle Blockrotationen in den nördlichen Kalkalpen: Ergebnisse paläomagnetischer Untersuchungen. – In: INSTITUT FÜR GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE SALZBURG (Eds.): *PANGEO 2002: Abstracts*, 179, Salzburg.
- THÖNY, W., ORTNER, H. & SCHOLGER, R. (2006): New paleomagnetic data from syntectonic sediments indicate joined geodynamics of Eastern and Southern Alps in Oligocene to Miocene times. – *Geophysical Research Abstracts*, **8**, 03940, Göttingen.
- TÖCHTERLE, A. (2005): Tektonische Entwicklungsgeschichte des Südtiles der Nördlichen Kalkalpen entlang der TRANSALP-Tiefenseismik anhand bilanzierter Profile. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 91 S., Innsbruck.
- TOLLMANN, A. (1960): Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **103**, 37–131, Wien.
- TOLLMANN, A. (1970): Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen, 3. Teil: der Westabschnitt. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **62** (1969), 78–170, tektonische Karte 1:100.000, Wien.

- TOLLMANN, A. (1976a): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil II: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums: Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – XV + 580 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1976b): Monographie der Nördlichen Kalkalpen: Teil III: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen: Orogene Stellung und regionale Tektonik. – 449 S., Wien (Franz Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Band II: Außerzentralalpiner Anteil. – 710 S., Wien (Deuticke).
- TRAUTH, F. (1950): Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Kalkalpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1950**, 145–218, Wien.
- TRUSHEIM, F. (1930): Die Mittenwalder Karwendel-Mulde. – Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, **7**, 69 S., geologische Karte 1:25.000, Innsbruck.
- TRÜMPY, R. (1973): The timing of orogenic events in the Central Alps. – In: DE JONG, K. & SCHOLTEN, R. (Eds.): Gravity and Tectonics, 229–251, New York (Wiley).
- ULRICH, R. (1960): Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee. – *Geologica Bavarica*, **41**, 99–151, München.
- UNGERICHT, C. (2012): Das Trias-Jura-Profil am Juifen Nordgrat. Sedimentologische Aufnahme und tonmineralogische Untersuchungen. – Unveröffentlichte Bachelorarbeit, Universität Innsbruck, 34 S., Innsbruck.
- UNTERSWEIG, T., PFLEIDERER, S. & HEINRICH, M. (2009): Bewertung Kiessand und Volumetrierung der Residualflächen im Bundesland Tirol. – Unveröffentlichter Bericht, Österreichischer Rohstoffplan Phase II, Geologische Bundesanstalt – BMWFJ-Montanbehörde, Wien.
- UNTERWURZACHER, M. (2014a): Das Wasser – Vorkommen und Nutzung. – In: GEMEINDE ACHENKIRCH (Hrsg.): Chronik Achenkirch, 353–367, Achenkirch (Eigenverlag).
- UNTERWURZACHER, M. (2014b): Naturgefahren. – In: GEMEINDE ACHENKIRCH (Hrsg.): Chronik Achenkirch, 369–377, Achenkirch (Eigenverlag).
- UNTERWURZACHER, M. (2014c): Die Ur- und Frühgeschichte des Achenseegebietes. – In: GEMEINDE ACHENKIRCH (Hrsg.): Chronik Achenkirch, 13–21, Achenkirch (Eigenverlag).
- UNTERWURZACHER, M. (2014d): Die Gesteine und ihre Rohstoffe. – In: GEMEINDE ACHENKIRCH (Hrsg.): Chronik Achenkirch, 325–351, Achenkirch (Eigenverlag).
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – Aus der Geologischen Geschichte Österreichs, **2**, 24 S., Wien.
- VAN HUSEN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92**, 135–156, Wien.
- VAN KOOTEN, W.S.M.T. (2018): Structural evolution of the Achenal Jurassic basin and present-day oblique structure in field and analogue model. – Unpublished Master Thesis, Universität Innsbruck, 156 S., Innsbruck.
- VARNES, D.J. (1978): Slope movement types and processes. – In: SCHUSTER, R.L. & KRIZEK, R.J. (Eds.): Landslides, analysis and control. – Transportation Research Board Special Report, **176**, 11–33, Washington (National Academies of Sciences, Engineering, Medicine).
- VEIT, H. (2002): Die Alpen. Geoökologie und Landschaftsentwicklung. – 352 S., Stuttgart (Eugen Ulmer).
- VEREINIGUNG FÜR BÄDER- UND KLIMAKUNDE E.V. (Hrsg.) (2008): Deutsches Bäderbuch. – 2. Auflage, 1232 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- VIDAL, H. (1953): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. – *Geologica Bavarica*, **17**, 56–88, München.

- VORTISCH, W. (1926): Oberrhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen. I. Teil. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **76**, 1–64, Wien.
- VÖRÖS, A. (1991): Hierlitzkalk – a Peculiar Austro-Hungarian Jurassic Facies. – In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (Red.): *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn*, Teil 1, 145–154, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- WÄCHTER, J. (1987): Jurassische Massflow- und Internbreccien und ihr sedimentär-tektonisches Umfeld im mittleren Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten*, **27**, 239 S., Bochum.
- WAGNER, R. (1958): *Technischer Bericht zum Projekt Steinberger Ache*. – Forstliche Abteilung für Wildbach- und Lawinenverbauung, 8 S., Innsbruck.
- WAGREICH, M. (1993): Subcrustal tectonic erosion in orogenic belts – A model for the Late Cretaceous subsidence along the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Geology*, **21**, 941–944, Boulder.
- WAGREICH, M. (1995): Subduction tectonic erosion and Late Cretaceous subsidence along the northern Austroalpine margin (Eastern Alps, Austria). – *Tectonophysics*, **242**, 63–78, Amsterdam.
- WAGREICH, M. (2003): Die Entwicklung des Gosaubeckens während der Kreidezeit. – In: WEIDINGER, J.T., LOBITZER, H. & SPITZBART, I. (Hrsg.): *Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts*. – *Gmundner Geo-Studien*, **2**, 21–28, Gmunden (Erkundot Institut Museum).
- WAGREICH, M. & DECKER, K. (2001): Sedimentary tectonics and subsidence modelling of the Upper Cretaceous Gosau basin (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Geologische Rundschau*, **90**, 714–726, Berlin.
- WAGREICH, M. & FAUPL, P. (1994): Paleogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **110**, 235–254, Amsterdam.
- WAGREICH, M., BÖHM, F. & LOBITZER, H. (1996): Exkursion B1: Sedimentologie des kalkalpinen Mesozoikums in Salzburg und Oberösterreich (Jura, Kreide). – *Exkursionsführer SEDIMENT '96 Wien*, 11. Sedimentologentreffen, 58 S., Wien.
- WÄHNER, F. (1886a): Zur heteropischen Differenzirung des alpinen Lias. – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **1886**, 168–176, Wien.
- WÄHNER, F. (1886b): Zur heteropischen Differenzirung des alpinen Lias (Schluss). – *Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **1886**, 190–206, Wien.
- WÄHNER, F. (1903): Das Sonnwendgebirge im Unterinntal, 1. Teil. Ein Typus Alpenen Gebirgsbaues. – 356 S., Leipzig–Wien (Deuticke).
- WÄHNER, F. & SPENGLER, E. (1935): Das Sonnwendgebirge im Unterinntal, II. Teil, mit geologischer Karte 1:10.000. – 200 S., Leipzig–Wien (Deuticke).
- WEBER, L. (Hrsg.) (2012): *Der österreichische Rohstoffplan*. – *Archiv für Lagerstättenforschung*, **26**, 263 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- WEIDICH, K. (1990): Die kalkalpine Unterkreide und ihre Foraminiferenfauna. – *Habilitationschrift, Universität München*. – *Zitteliana, Reihe B*, **17**, 312 S., München.
- WENDT, J. (1969): Stratigraphie und Paläogeographie des Roten Jurakalks im Sonnwendgebirge (Tirol, Österreich). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **132**, 219–238, Stuttgart.
- WENDT, J. (1970): Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, **1970**, 433–448, Stuttgart.
- WENDT, J. (1971): Genese und Fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen im mediterranen Jura. – *Palaeontographica (A)*, **136**, 123–192, Stuttgart.

- WENDT, J. (1974): Encrusting Organisms in deep-sea manganese nodules. – In: Hsü, J.K. & JENKINS, H.C. (Eds.): *Pelagic Sediments on Land and under the Sea*. – IAS Special Publication, **1**, 437–447, Oxford (Blackwell).
- WEYNSCHENK, R. (1949): Beiträge zur Geologie und Petrographie des Sonnwendgebirges (Tirol), besonders der Hornsteinbreccien. – *Schlern-Schriften*, **59**, 1–66, Innsbruck.
- WIESBAUER, H. (2014): Ramsar-Gebiete in Österreich. – 43 S., Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Wien.
- WILMERS, W. (1962): Geologie des Ostendes der Mulde von Thiersee westlich Kufstein in Tirol. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **113**, 426–445, Hamburg.
- WILMERS, W. (1971) Geologie der Mulde von Thiersee zwischen Landl und Kufstein in Tirol (Nördliche Kalkalpen). – Dissertation, Technische Universität Berlin, 75 S., Berlin.
- WISCHOUNIG, L. (2006): Das Quartär bei Steinberg am Rofan (Tirol): Stratigraphie, Sedimentologie und Aspekte der Landschaftsentwicklung. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 105 S., Innsbruck. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 16753-R]
- WÖHRMANN, S. v. (1889): Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und Bayerischen Alpen. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **39**, 181–258, Wien.
- WÖHRMANN, S. v. (1893): Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **43**, 617–768, Wien.
- WOLF, A. (2004): Kurzbericht Guffertspitze 1262. – In: STAUTZ, G. (Hrsg.): *Münchner Höhlengeschichte II. 50 Jahre Verein für Höhlenkunde in München e.V., Jubiläumsschrift*, 74, München (Selbstverlag, Verein für Höhlenkunde in München e.V.).
- WOLF, H. v. (1922): Beiträge zur Kenntnis der eiszeitlichen Vergletscherung des Achenseegebiets in Tirol. – *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München*, **15**, 147–304, München.
- WOLF, H. v. (1924): Eiszeitstudien im Rißer Gebirge. – *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München*, **17**, 255–274, München.
- WOLF, H. v. (1926): Erläuterungen zur geologischen Ausgabe des Blattes 664 Tegernsee der Karte des Deutschen Reiches 1:100.000. Mit Geologischer Karte 1:100.000. – München (Piloty & Loehle).
- WOLFF, H. (1985): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. 8338 Bayrischzell. Mit Erläuterungen. – 190 S., Bayerisches Geologisches Landesamt, München.
- WRAY, J.L. (2020): *Girvanella*. – AccessScience, McGraw-Hill Education. <http://dx.doi.org/10.1036/1097-8542.290000>.
- ZACHER, W. (1962): Fazies und Tektonik im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines*, N.F. **44**, 85–92, Stuttgart.
- ZANGERL, C., PRAGER, C., BRANDNER, R., BRÜCKL, E., EDER, S., FELLIN, W., TENTSCHERT, E., POSCHER, G. & SCHÖNLAUB, H. (2008): Methodischer Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen. – *Geo.Alp*, **5**, 1–51, Innsbruck-Bozen.
- ZEIL, W. (1956): Zur Kenntnis der höheren Unterkreide in den Bayerischen Kalkalpen. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **103**, 375–412, Stuttgart.

Tafeln

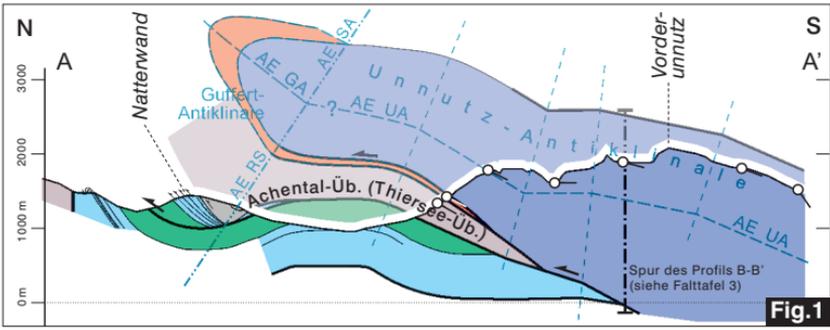


Fig.1

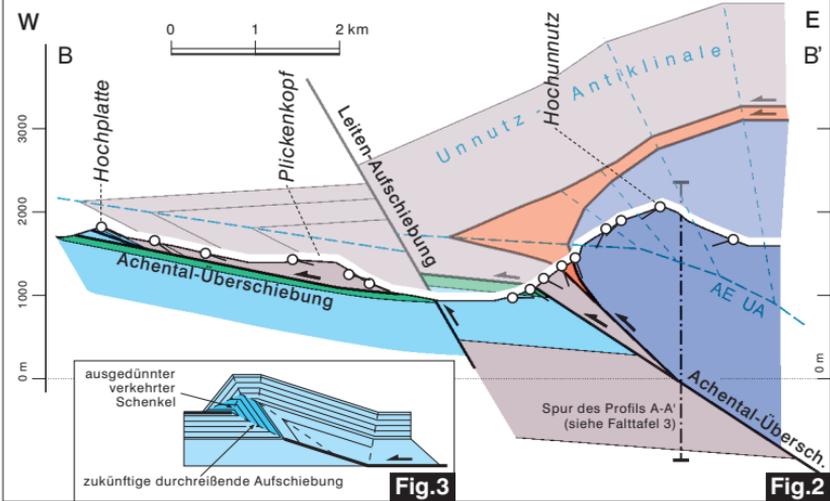


Fig.2

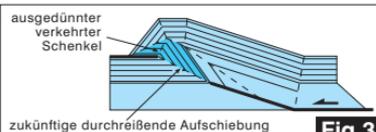


Fig.3

- Schrambach-Formation
- Rhätium bis Jura i. Allg.
- Hauptdolomit, Plattenkalk
- Nordalpine Raibler Schichten
- Wettersteinkalk / -dolomit

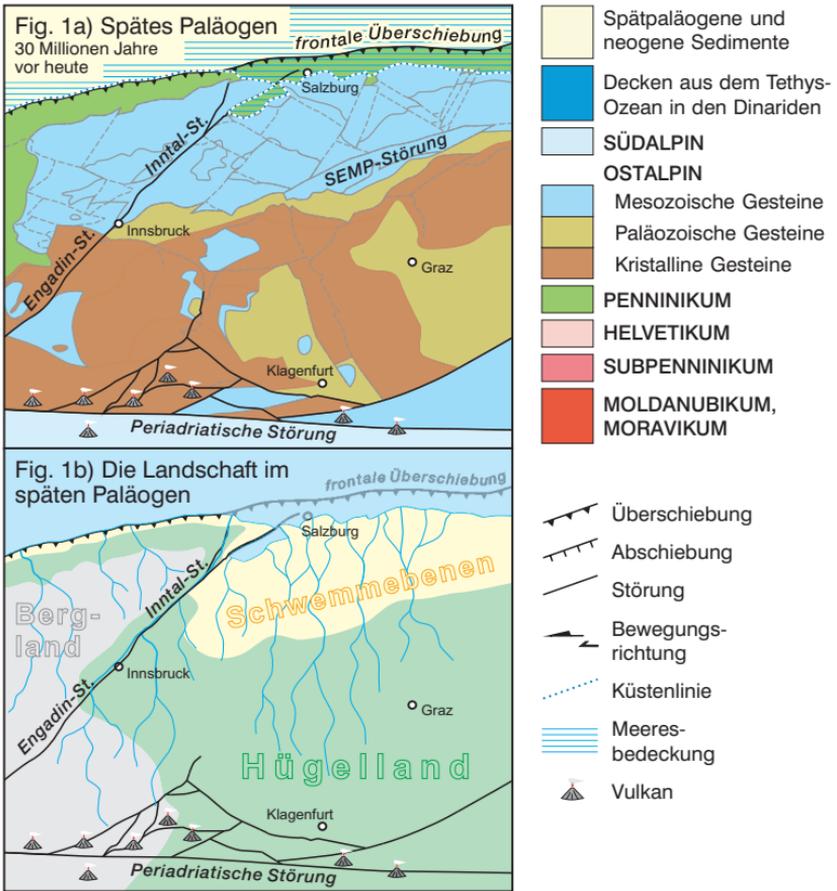
- Störung mit Bewegungsrichtung
- Achsenebene
- Achsenebene Unnütz-Antiklinale
- Achsenebene Guffert-Antiklinale
- Achsenebene Rotmöserkopf-Synform / Steigwand-Antiklinale
- Schichteinfallen

Tafel 1

Fig. 1: N-S-Profil durch die „Achtentaler Schubmasse“ von der Natterwand (1.618 m) zum Vorderunnutz (2.078 m), leicht verändert nach ORTNER (2003). Man beachte, dass das Profil im Bereich der Natterwand rechtwinklig zur E-W streichenden Guffert-Antiklinale verläuft, von der Rotmöserkopf-Synform nach Süden jedoch spitzwinklig zur NE-SW streichenden Achsenebene der Unnütz-Antiklinale umschwenkt. Daher zeigt das Profil nicht die wahre Überschiebungswerte an der Achenal-Überschiebung. Zur Lage des Profils siehe Karte in Falltabelle 3.

Fig. 2: W-E-Profil (zur Lage des Profils siehe Karte in Falltabelle 3) der „Achtentaler Schubmasse“ (Hangendblock der Achenal-Überschiebung, Unnütz-Antiklinale) von der Hochplatte (1.813 m) bis zum Hochunnutz (2.075 m), nach ORTNER (2003) und ORTNER & GRUBER (2011).

Fig. 3: Schema einer *progressive rollover fault-propagation fold* nach STORTI & SALVINI (1996), in ORTNER & GRUBER (2011).



Tafel 2

Fig. 1: Die paläogeologische (Fig. 1a) sowie paläogeografische (Fig. 1b) Situation des westlichen und mittleren Ostalpengebietes im Oligozän (ca. 30 Ma). Der weitgehend der Inntal- und Engadin-Störung folgende Paläo-Inn entwässerte ein ausgedehntes Bergland im Westen und Südwesten, wobei die in das Molassemeer transportierte Geröllfracht auch paläogene Magmatite des Periadriatischen Störungssystems beinhaltetete. Das Gebiet östlich dieses Flusssystemes war ein Hügelland mit nördlich vorgelagerten Schwemmebenen.

Fig. 2: Die paläogeologische Entwicklung zur Zeit des frühen Miozäns (17–15 Ma) als Überblickskärtchen (Fig. 2a) sowie als Blockbild (Fig. 2b). Durch das Vorstoßen des „Südalpinen Indenters“ nach Norden erfolgte ein laterales Ausweichen von ostalpinen Krustenkeilen in den pannonisch-karpatischen Raum. Dies führte zu einer massiven Streckung in E–W-Richtung, unter anderem an großen Längsstörungen, während das Unterengadin- sowie das Tauern-Fenster an Abschiebungen tektonisch und erosiv denudiert wurden.

Fig. 3: Die Ostalpen nach der tektonischen Extrusion mit dem heutigen Erscheinungsbild.

Alle Abbildungen aus SCHUSTER et al. (2019).

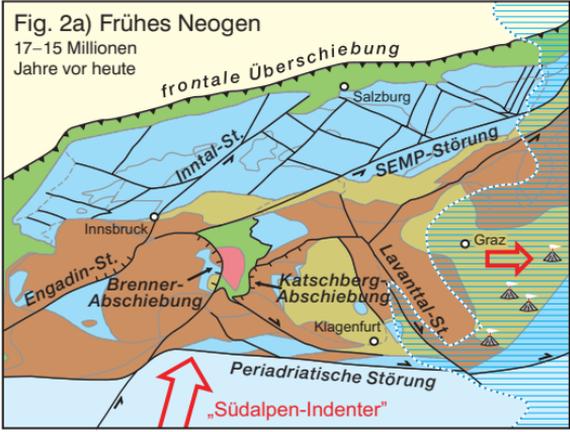
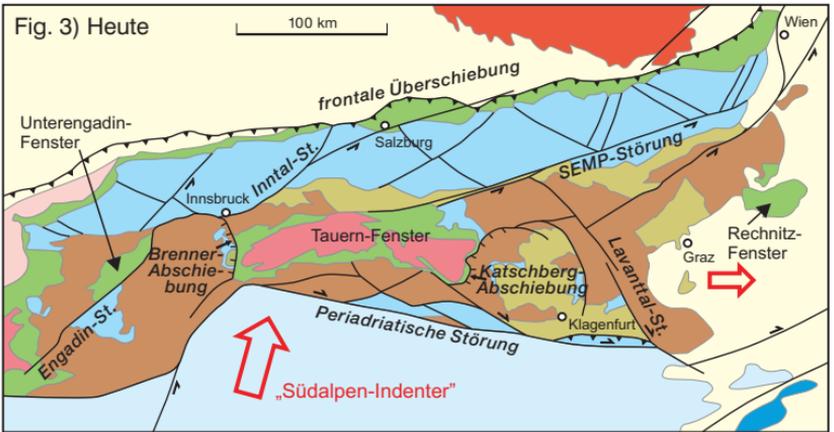
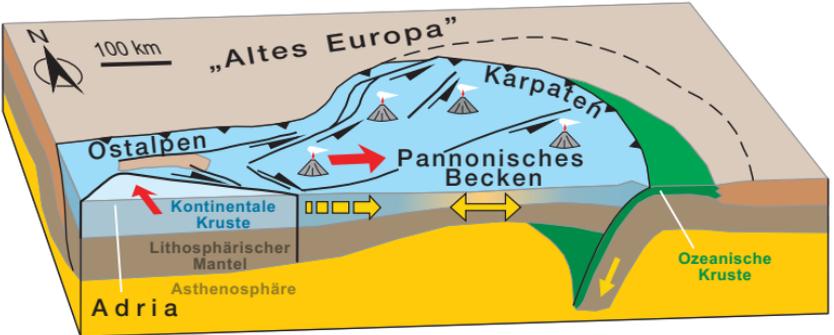


Fig. 2b) Frühes Neogen







Tafel 3

Fig. 1: Basaler Schiefertone- und Sandstein-Horizont (46) der Nordalpinen Raibler Schichten über Wettersteinkalk (47); Nordabhang des Guffert-Massivs im Bereich des Nordanstieges zur Guffertspitze (2.194 m) (Foto: A. GRUBER, 2008).

Fig. 2: Übergang der wechselnd gebankten Kalke (45) in bunte Dolomite mit Tonsteinlagen (44) der überkippt lagernden Nordalpinen Raibler Schichten am Nordabfall des Guffert-Massivs (Foto: A. GRUBER, 2008).

Fig. 3: Dünnsplattige Dolomitlaminiten (44) im Wechsel mit bunten Mergeln und Tonsteinlagen (oberster Abschnitt der Nordalpinen Raibler Schichten); Nordabhang des Guffert-Massivs am Weg von der Stubachalm (1.371 m) zur Issalm, im Graben nordnordöstlich unterhalb der Guffertspitze (2.194 m) (Foto: A. GRUBER, 2010).

Fig. 4: Erosionsdiskordanz am Top des überkippten Oberrhätkalks (38) am oberen Ampelsbach und sedimentäre Überlagerung durch stark kondensierte Rotkalke der Adnet-Formation (34) (Foto: A. GRUBER, 2005).

Fig.1



Fig.2



Tafel 4

Fig. 1: Der obere subtidale Abschnitt des Plattenkalks (40) mit fossilführenden Kalken und dunklen Mergel- und Tonsteinzwischenlagen am Übergang zur Kössen-Formation (39) ist durch bioturbate Wühl- und Fressgefüge, hier als „Wurststein“ mit Zopfmuster in überkippter Lagerung, gekennzeichnet. Lokalität: oberer Ampelsbach, 2. Brücke, Höhe ca. 1.080 m (Foto: A. GRUBER, 2007).

Fig. 2: Muschel- und Ammonitenpflaster in der Breitenberg-Subformation (Kendbach-Formation, in 32 bzw. 37), Fahrweg zum Rethalm-Hochleger (Foto: R. BRANDNER, 2011).



Tafel 5

Fig. 1: Typische braunrote, wellig-gebankte mikritische Knollenkalke der Adnet-Formation (34), am Fahrweg unmittelbar westlich unterhalb des Tiefenbachalm-Hochlegers (Foto: A. GRUBER, 2010).

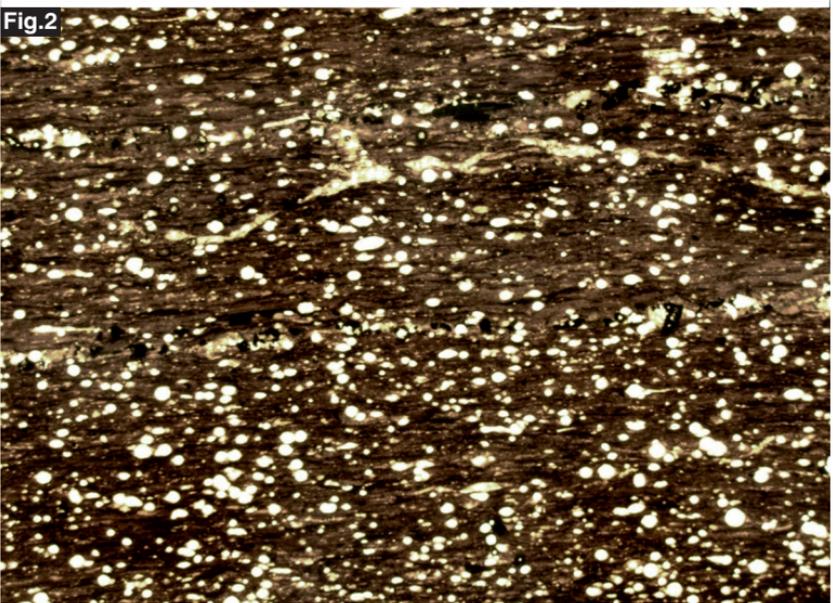
Fig. 2: Stark verschuppte, rote (unten) und graue (Mitte) knollige Mergelkalke der Adnet-Formation („graue Adneter Kalke“) mit Übergängen zu „Knollenbrekzien“ und Überlagerung durch die „Bächtentaler Bitumenmergel“ (Sachrang-Subformation, 33), letzte Kehre des Fahrweges zum Tiefenbachalm-Hochleger (Foto: A. GRUBER, 2011).

Fig. 3: Mit Eisen-Mangan-Krusten überzogene Schalenreste (u.a. Ammoniten) und Manganknollen in stark kondensierten Rotkalken (?Klaus-Formation, 34) im unmittelbar stratigrafisch Liegenden der Ruhpolding-Formation (31) des Nordschenkels der Thiersee-Synklinale, am östlichen Kartenblattrand, nahe dem Sattelbach (Foto: A. GRUBER, 2008).

Fig.1



Fig.2



Tafel 6

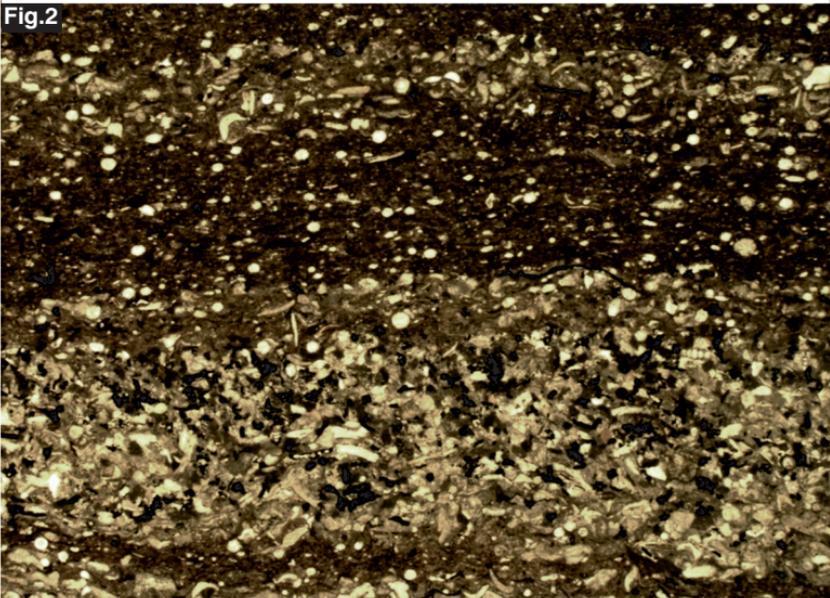
Fig. 1: Organisch reiche Feinlaminite der „Bächentaler Bitumenmergel“ s.str. (Sachrang-Subformation, **33**) (Foto: A. GRUBER, 2011).

Fig. 2: Dünnschliffaufnahme der Feinstlaminite mit Radiolarien, Posidonienschalen und Fischresten. Die Partikel sind zum Teil pyritisiert. Dünnschliff Nr. B 7 (Schliffsammlung A. SPIELER, Institut für Geologie, Univ. Innsbruck). Vergrößerung: 10 x (aus BRANDNER et al., 2011: Abb. 18 rechts).

Fig.1



Fig.2



Tafel 7

Fig. 1: Oberer Abschnitt der „Bächentaler Bitumenmergel“ (Sachrang-Subformation, **33**) mit Debrittlage (strichliert umgrenzt) aus Scheibelbergkalk-Klasten. Darüber Kalk-Mergel-Zyklen der Jüngeren Allgäu-Schichten (**32**) (Foto: A. GRUBER, 2011).

Fig. 2: Dünnschliffaufnahme des oberen Abschnittes der „Bächentaler Bitumenmergel“ mit Schüttung eines distalen Turbidites. Die mm-dünnen Lagen enthalten vorwiegend Echinodermendetritus, dünne Schälchen, Pelloide und wenig Foraminiferen. Die Partikel sind zum Teil pyritisiert. Dünnschliff Nr. B 9b (Schliffsammlung A. SPIELER, Institut für Geologie, Univ. Innsbruck). Vergrößerung: 5 x (aus BRANDNER et al., 2011: Abb. 19 links).



Tafel 8

Ruhpolding-Formation (31): Graugrüner, plattig gebankter Radiolarit mit dünnen Mergellagen (Fig. 1) wird stets von rotem, teils wellig gebanktem Radiolarit (Fig. 2) überlagert; Lokalität: Steinbergstraße (Foto: A. GRUBER, 2005).



Tafel 9

Fig. 1: Taugboden-Formation (30) aus dünnplattigen, bunten Kieselkalken, Kieselmergeln und kieseligen Tonsteinen, in die Bänke aus Grobbrekzien bis Areniten eingeschaltet sind. Lokalität: Fahrweg zur Kaserstattalm, auf ca. 1.300 m Höhe (ÖK 119) (Foto: A. GRUBER, 2009).

Fig. 2: Dünnplattige, mikritische Kalke der Ammergau-Formation (28) mit Einschaltung nur mehr einer einzigen, arenitischen Barmsteinkalk-Bank (29) im Nordschenkel der Thiersee-Synklinale. Untere und Obere Ammergau-Formation (sensu SAUSGRUBER, 1994a) sind so gut trennbar. Lokalität: Steinbruch an der Forststraße Gufferthütte-„Im Sattel“ (Foto: A. GRUBER, 2005).



Fig.1

Tafel 10

Bänderschluße (25) mit: Fig. 1: Feinschichtung, zum Teil mit Gradierung, und Rutschfalten;

Fig. 2: kristallinem Dropstone;

Fig. 3: kristallinen Gerölllagen;

Fig. 4: Kieszunge aus eckigen Wettersteindolomitklasten.

Fig. 5: Karbonatische Bänderschluße bis -sande mit Rippelschichtung und großem Dolomitklast mit Belastungsstrukturen im Feinsediment.

Lokalitäten: Grundache (Fig. 1, 2, 5; ÖK 119) und Moosbachl bei Steinberg am Rofan (Fig. 3, 4) (Fotos: A. GRUBER, 2008, 2010, 2011).



Fig.2



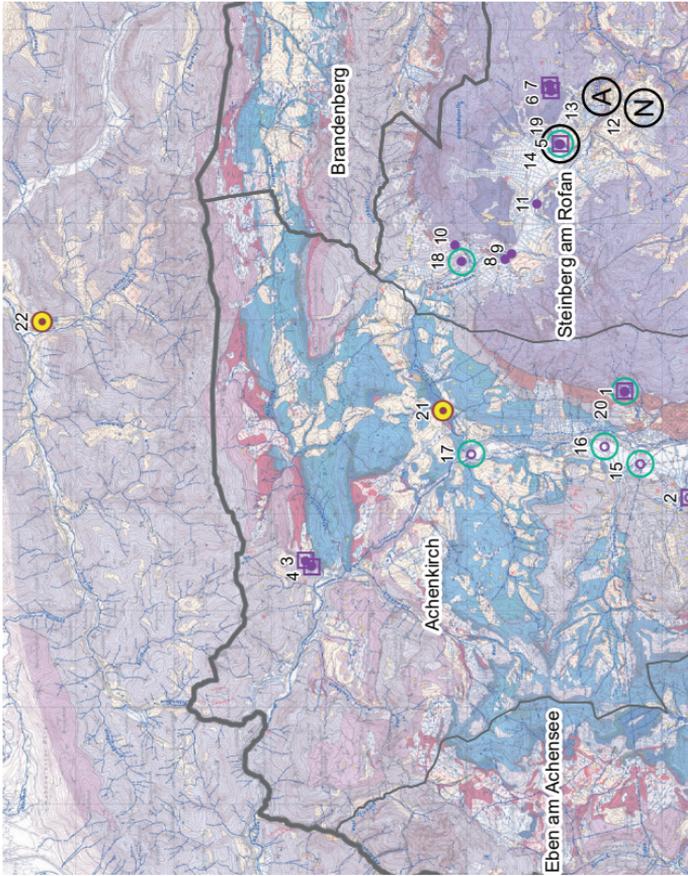
Fig.4



Fig.3



Fig.5



Tafel 11

Entnahmen der zentralen Wasserversorgung nach dem digitalen Wasserbuch des Landes Tirol (WIS Tirol), Messstellen des Hydrographischen Dienstes nach <https://ehyd.gv.at>, Messstellen der GZÜV nach der H₂O-Datenbank, bekannte Schwefelquellen sowie ausgewählte, ergiebige Karstquellen nach eigenen Aufnahmen. Den Hintergrund bildet ein Ausschnitt der Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 88 Achenkirch. In Grau sind in abnehmender Stärke die Staats-, Bezirks- und Gemeindegrenzen eingeblendet. Nähere Angaben zu den Punktinformationen sind in Tabelle 2 und 3 enthalten. Entwurf: GERHARD SCHUBERT.

Legende

- Zentrale Wasserversorgung, Brunnen
- Zentrale Wasserversorgung, gefasste Quelle
- Ergiebige Karstquelle
- Niederschlagsmessstelle des Hydrographischen Dienstes
- Abflussmessstelle des Hydrographischen Dienstes
- Quellmessstelle des Hydrographischen Dienstes
- GZÜV-Messstelle, Brunnen
- GZÜV-Messstelle, Quelle
- Schwefelquelle
- Gemeindegrenze
- Bezirksgrenze
- Staatsgrenze

Tafel 12

Lage auf dem Geologischen Kartenblatt 88 und auf ÖK 119 (Fig. 1) und geologische Interpretation der geoelektrischen Profile P1 (Fig. 2), P2 (Fig. 3) und P3 (Fig. 4), modifiziert nach RÖMER & BIEBER (2011); Erklärungen in Kapitel 12.

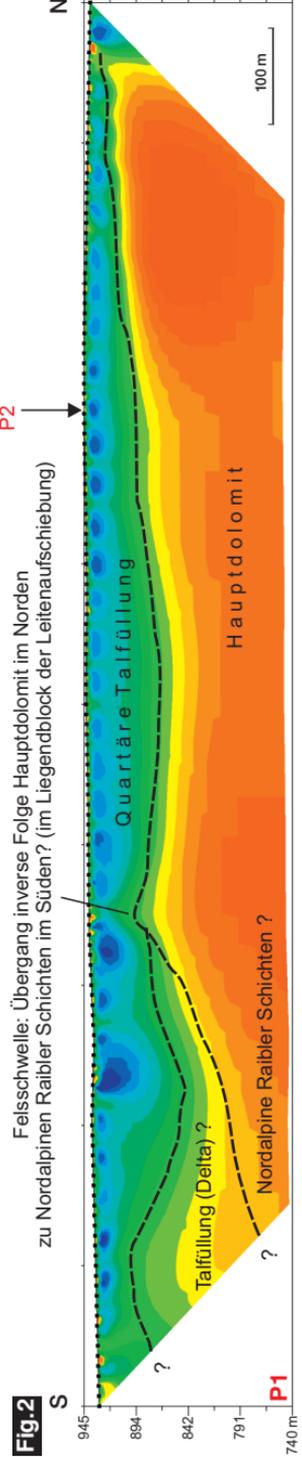
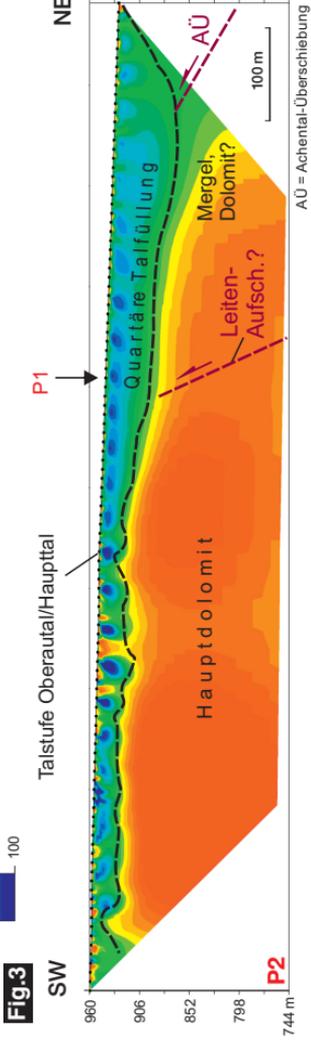
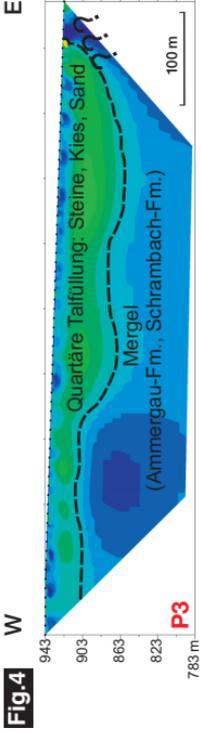
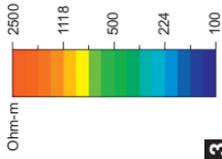
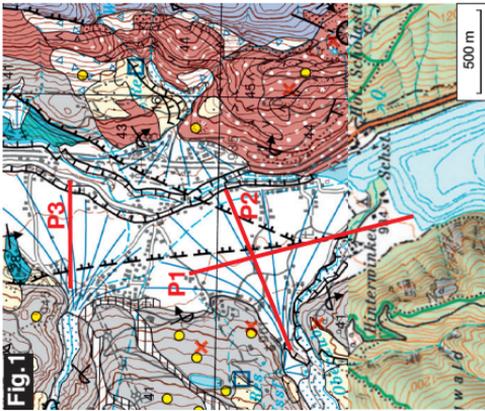
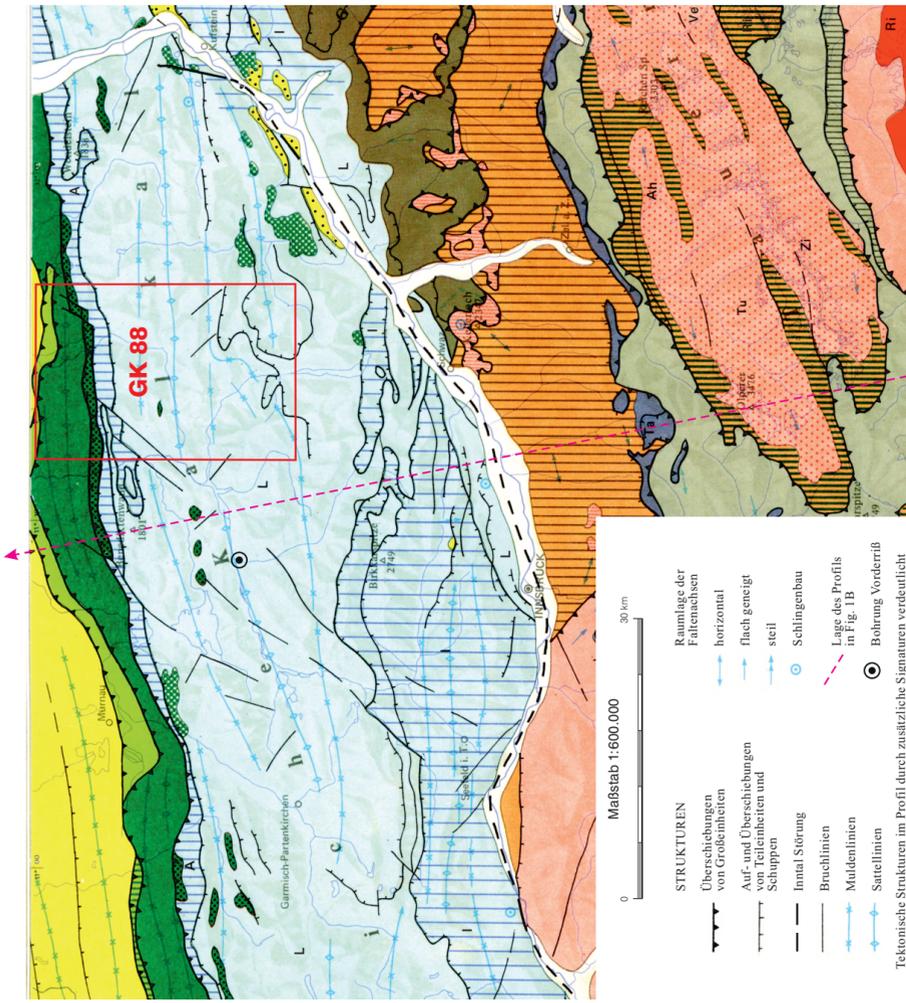


Fig. 1a: Alte Deckengliederung der westlichen Nördlichen Kalkalpen

nach BRANDNER (1980), im Sinne von TOLLMANN (1970, 1976b) im Ausschnitt Karwendel, Achensee, Unterinntal, tektonische Übersichtskarte von Tirol und tektonisches Profil, leicht verändert.



Tektonische Strukturen im Profil durch zusätzliche Signaturen verdeutlicht

Fig. 1b

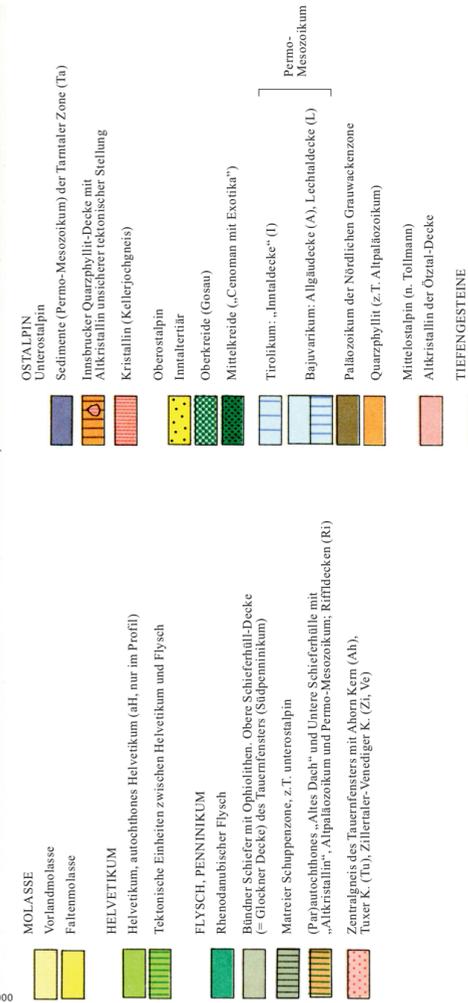
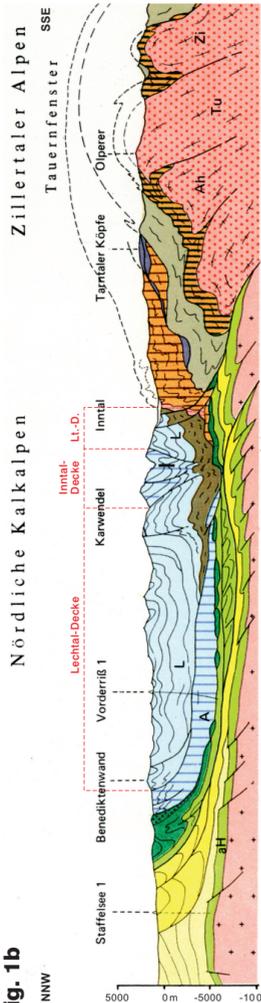


Fig. 2: Die neue Deckengliederung,

übertragen auf das tektonische Übersichtsprofil des Alpenprofils von BRANDNER (2013, 2019) im Abschnitt Hall-Karwendel-Bad Tölz, leicht verändert.

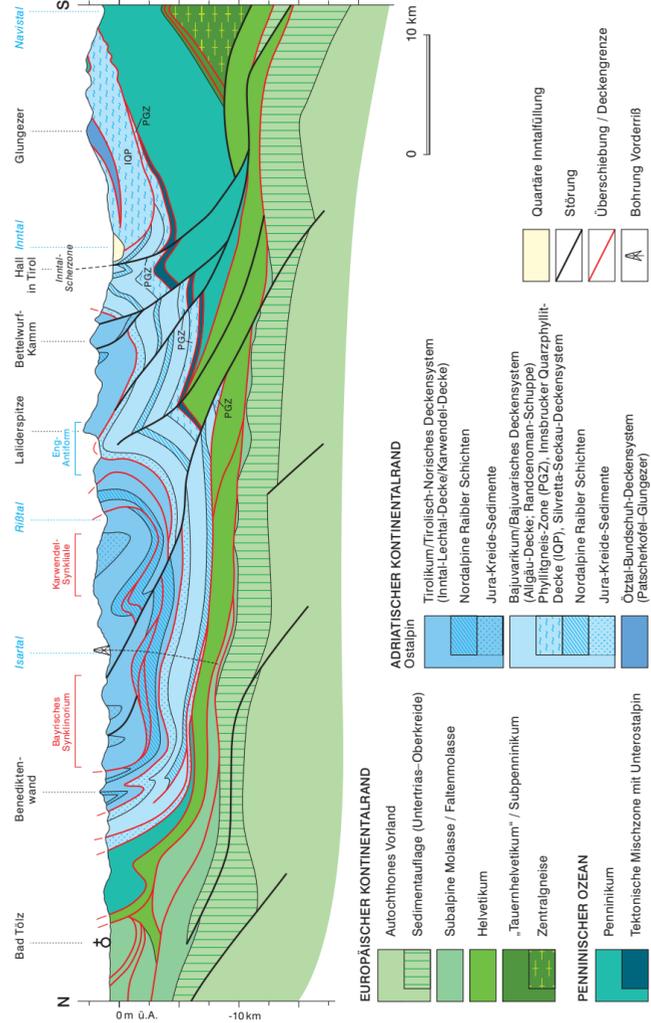


Fig. 3a: Rekonstruktion der Eisstauseesituation

im Gebiet des Ampelbaches und der Steinberger Ache während des Eisaufbaues zum Würm-Hochglazial (LGM), mit Lage der Bändersilt-Probenn (nach GRUBER et al., 2011a, leicht verändert).

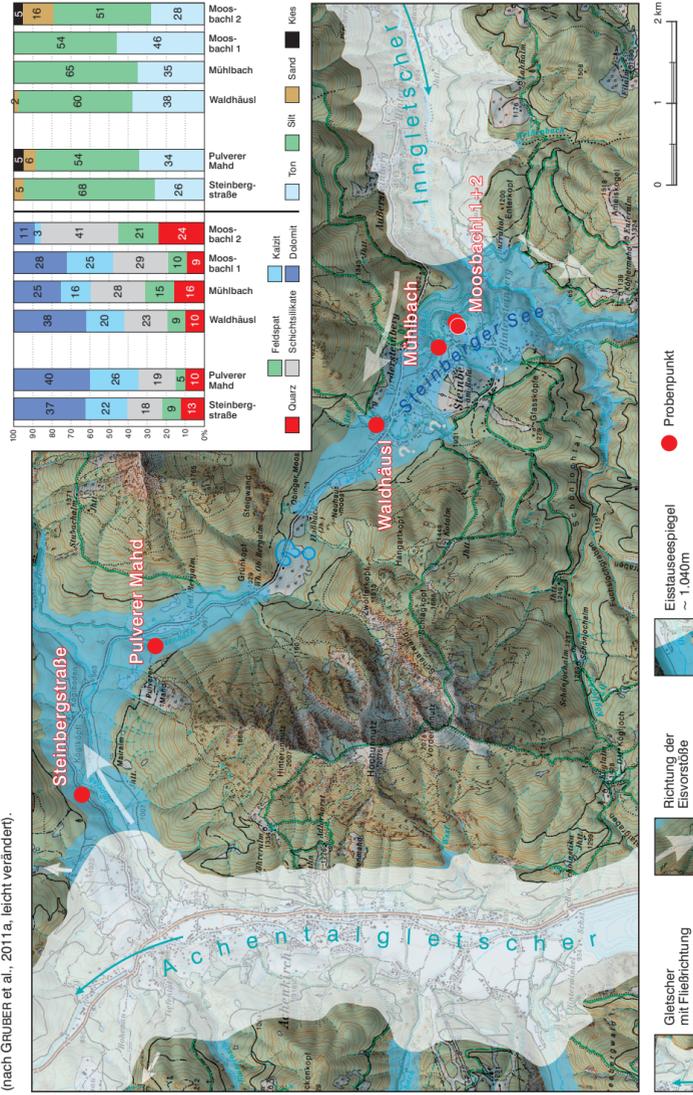
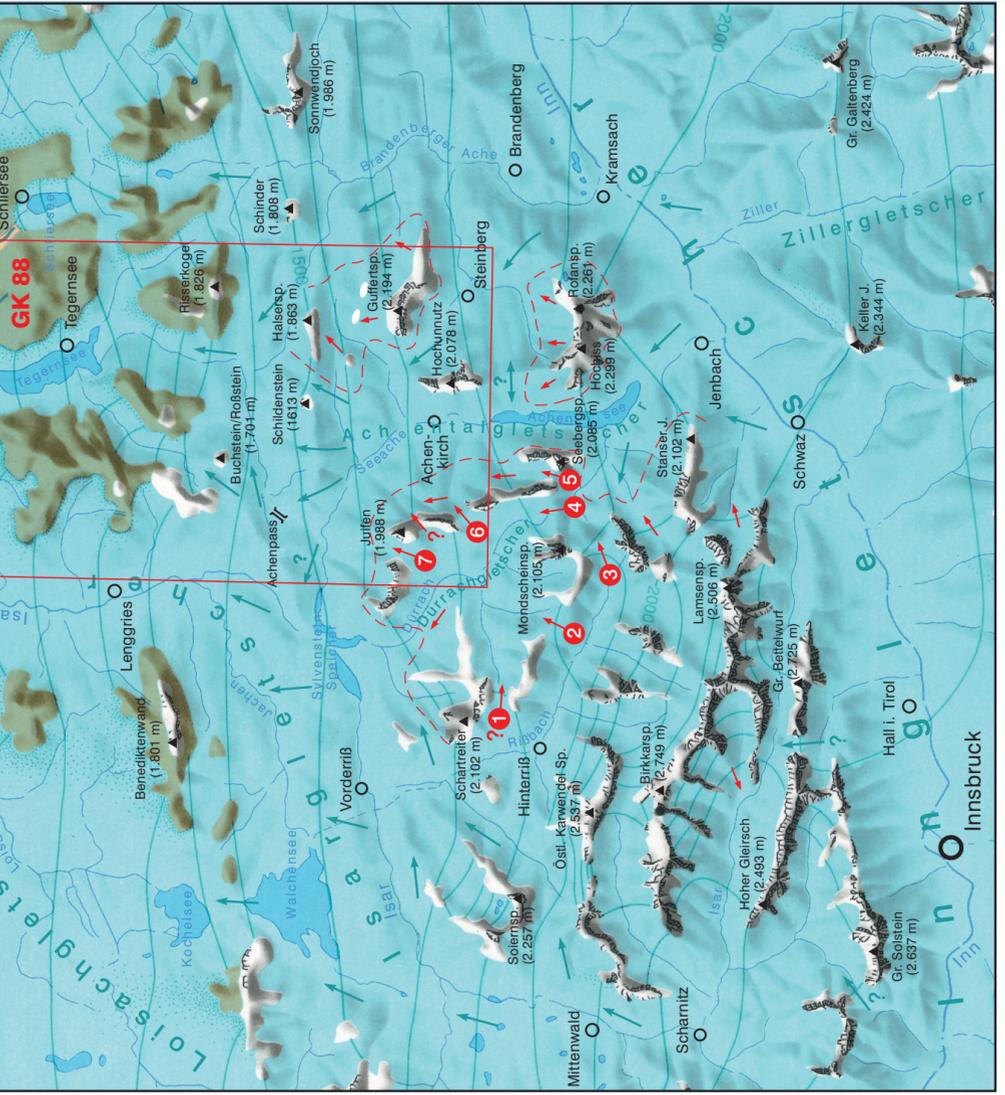


Fig. 3b: Überblick über die mineralogischen Zusammensetzungen und die Korngroßenspektren der untersuchten Bändersilt-Probenn (nach GRUBER et al., 2011a, leicht verändert).



Fig. 4: Das Eisstromnetz im Karwendel, im Achensee-Gebiet und im angrenzenden bayerischen Alpenvorland während des Würm-Hochglazials (LGM).

Kanerausschnitt verändert nach VAN HUSEN (1987), Zusammengestellt aus PENCK & BRÜCKNER (1901-1909), KLEBELBERG (1913, 1914, 1935), WOLF (1922, 1924), OSSWALD (1925), MUTSCHLECHNER (1948), VAN HUSEN (1987) und eigenen Geländedaten; verändert nach GRUBER et al. (2011b).

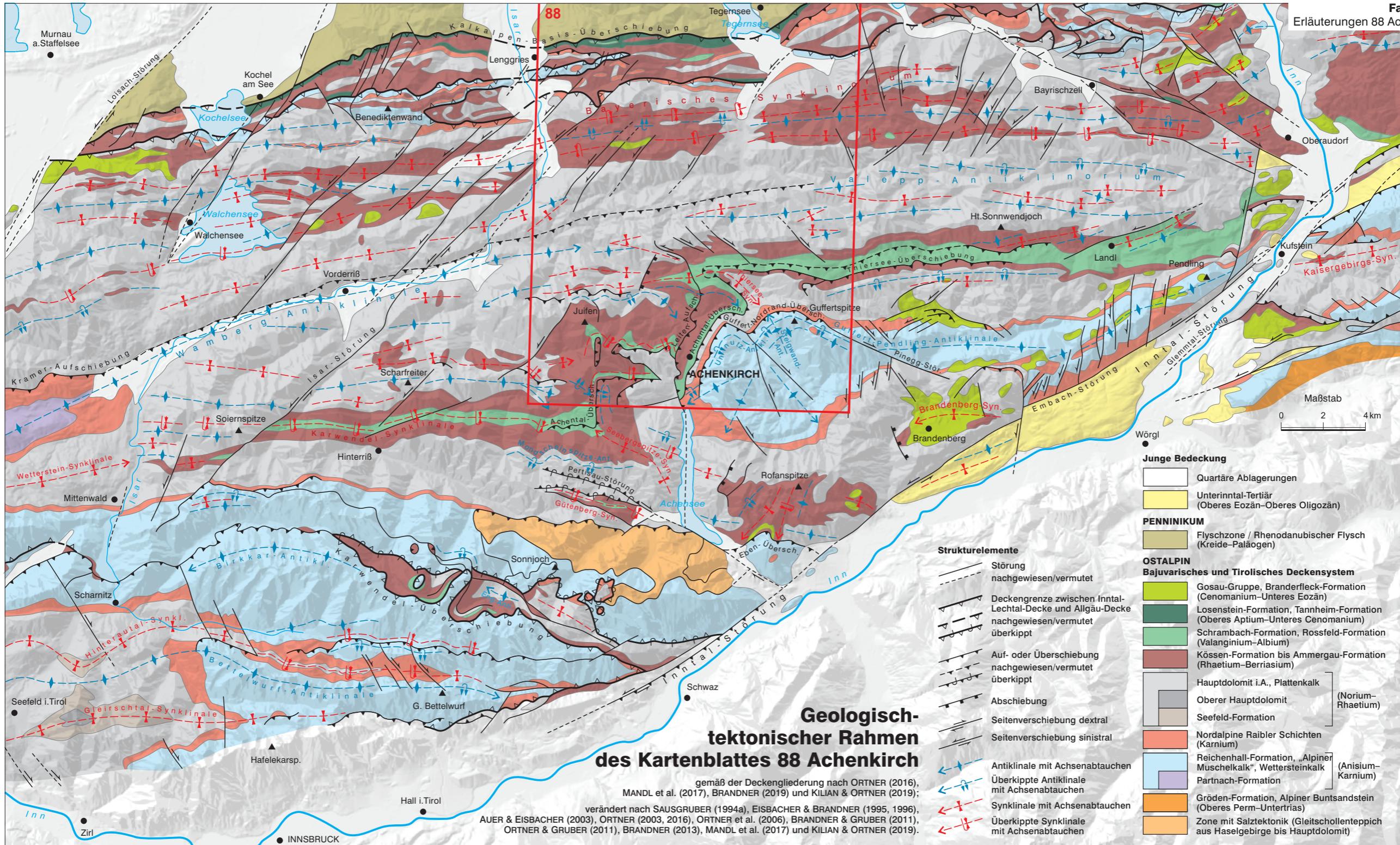


DHM und Reibschürmung abgeleitet aus SRTM-90 Daten (Shuttle Radar Topography Mission USGS 2003), Topografie: BVI, digitale Daten

Maßstab 0 10 km

1 Transfluenzpässe zwischen Riss-, Bächen- und Achenal: 1 Baumgartensattel 2 Grasbergsattel 3 Plumsloch 4 Joch nördlich Überschußalm/Schieflsattel 5 Passlissattel 6 Gröbner Hals 7 Rotwandsattel

Falttafel 1 Erläuterungen 88 Achenkirch

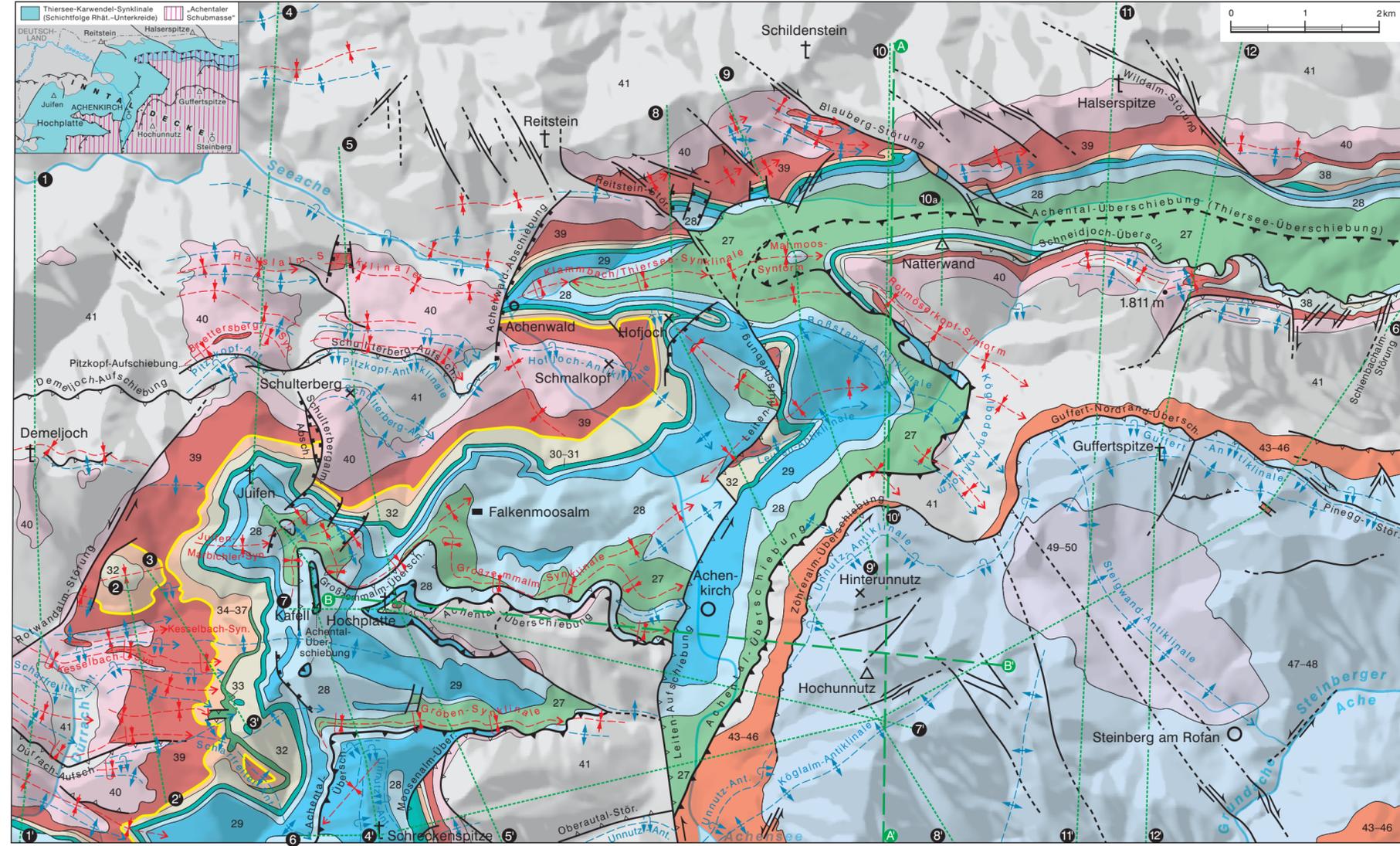


Geologisch-tektonischer Rahmen des Kartenblattes 88 Achenkirch

gemäß der Deckengliederung nach ORTNER (2016), MANDL et al. (2017), BRANDNER (2019) und KILIAN & ORTNER (2019); verändert nach SAUSGRUBER (1994a), EISBACHER & BRANDNER (1995, 1996), AUER & EISBACHER (2003), ORTNER (2003, 2016), ORTNER et al. (2006), BRANDNER & GRUBER (2011), ORTNER & GRUBER (2011), BRANDNER (2013), MANDL et al. (2017) und KILIAN & ORTNER (2019).

- Strukturelemente**
- Störung nachgewiesen/vermutet
 - Deckengrenze zwischen Inntal-Lechtal-Decke und Allgäu-Decke nachgewiesen/vermutet überkippt
 - Auf- oder Überschiebung nachgewiesen/vermutet überkippt
 - Abschiebung
 - Seitenverschiebung dextral
 - Seitenverschiebung sinistral
 - Antiklinale mit Achsenabtauchen
 - Überkippte Antiklinale mit Achsenabtauchen
 - Synklinale mit Achsenabtauchen
 - Überkippte Synklinale mit Achsenabtauchen

- Junge Bedeckung**
- Quartäre Ablagerungen
 - Unterinntal-Tertiär (Oberes Eozän–Oberes Oligozän)
- PENNINIKUM**
- Flyschzone / Rhenodanubischer Flysch (Kreide–Paläogen)
- OSTALPIN**
- Bajuvarisches und Tirolisches Deckensystem**
- Gosau-Gruppe, Branderfleck-Formation (Cenomanium–Unteres Eozän)
 - Losenstein-Formation, Tannheim-Formation (Oberes Aptium–Unteres Cenomanium)
 - Schrambach-Formation, Rossfeld-Formation (Valanginium–Albium)
 - Kössen-Formation bis Ammergau-Formation (Rhaetium–Berriasium)
- (Norium–Rhaetium)**
- Hauptdolomit i.A., Plattenkalk
 - Oberer Hauptdolomit
 - Seefeld-Formation
- (Anisium–Karnium)**
- Nordalpine Raibler Schichten (Karnium)
 - Reichenhall-Formation, „Alpiner Muschelkalk“, Wettersteinkalk
 - Partnach-Formation
- (Oberes Perm–Untertrias)**
- Gröden-Formation, Alpiner Buntsandstein
 - Zone mit Salztektonik (Gleitschollenteppich aus Haselgebirge bis Hauptdolomit)

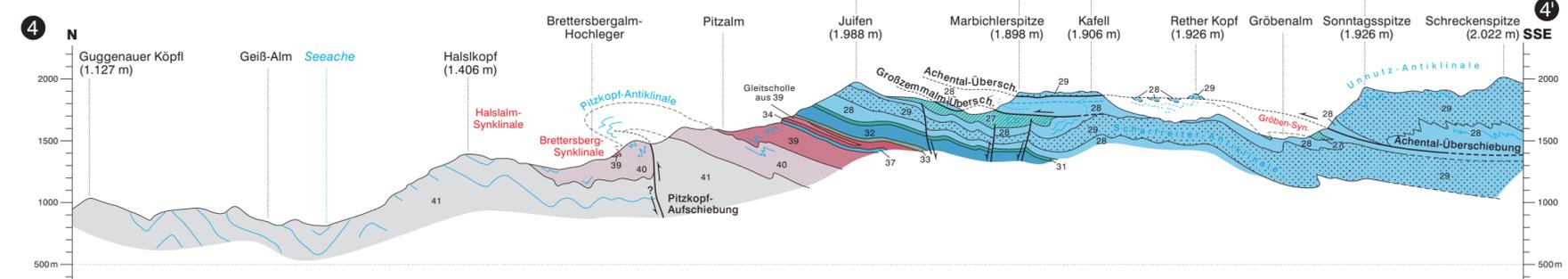
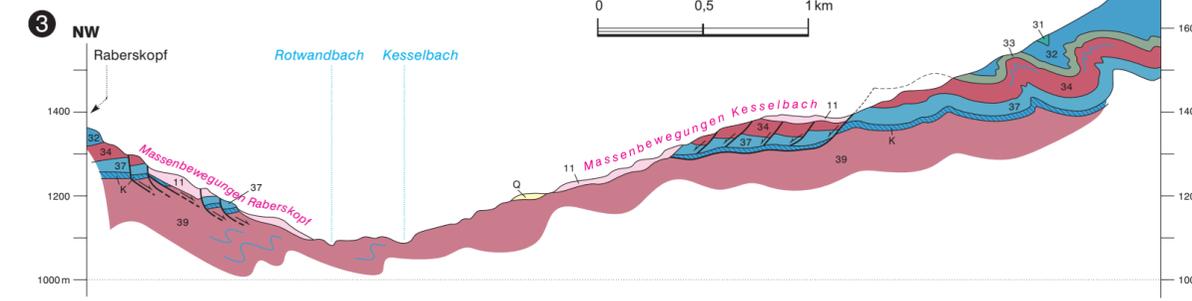
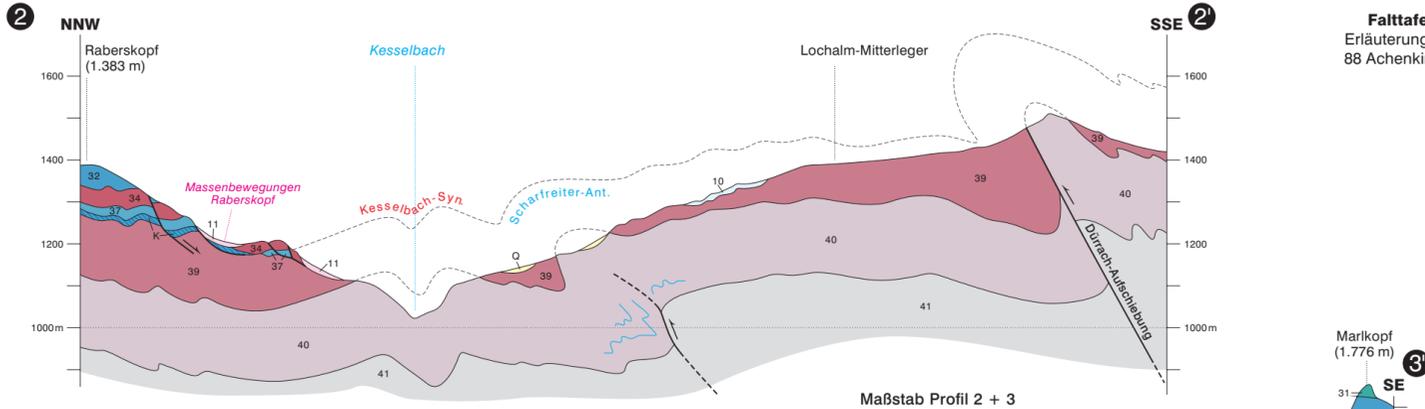
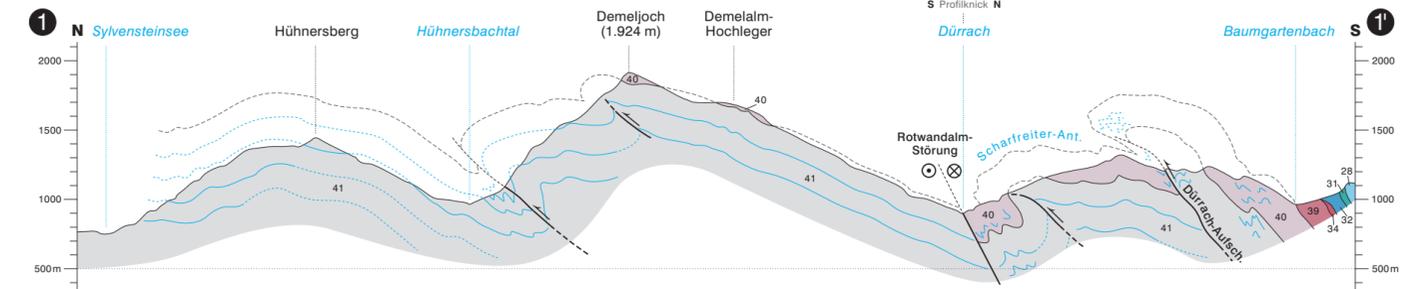


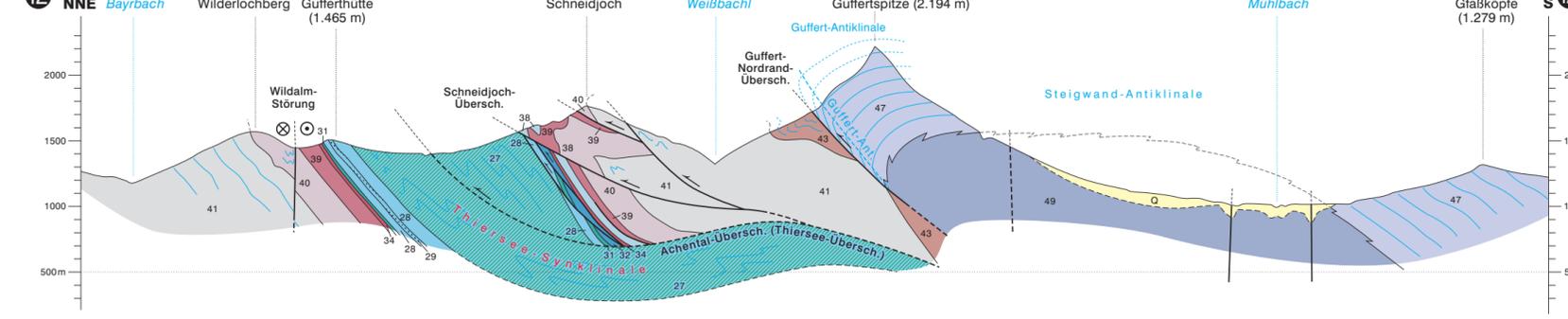
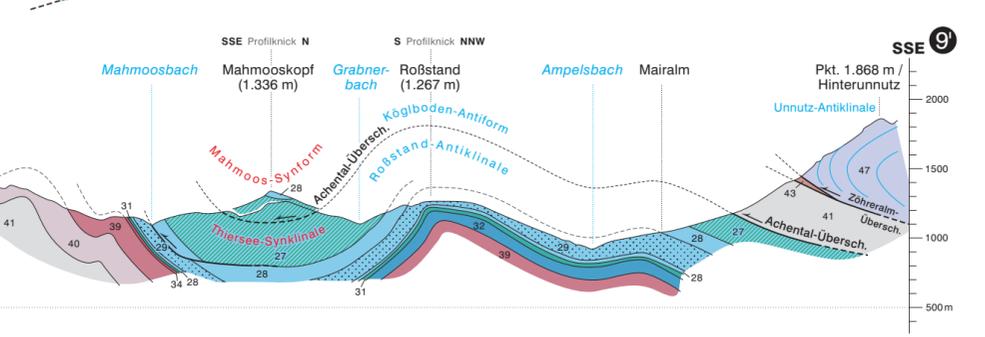
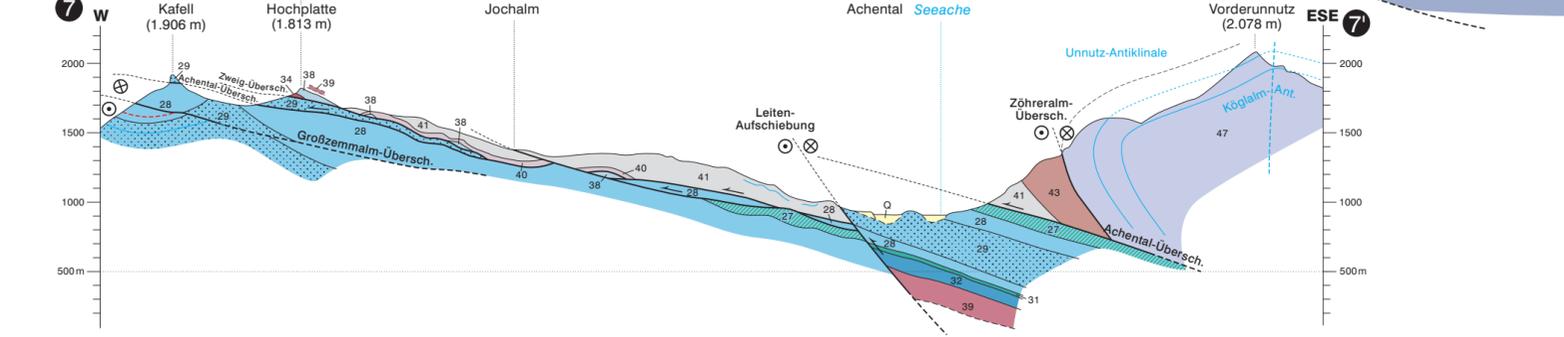
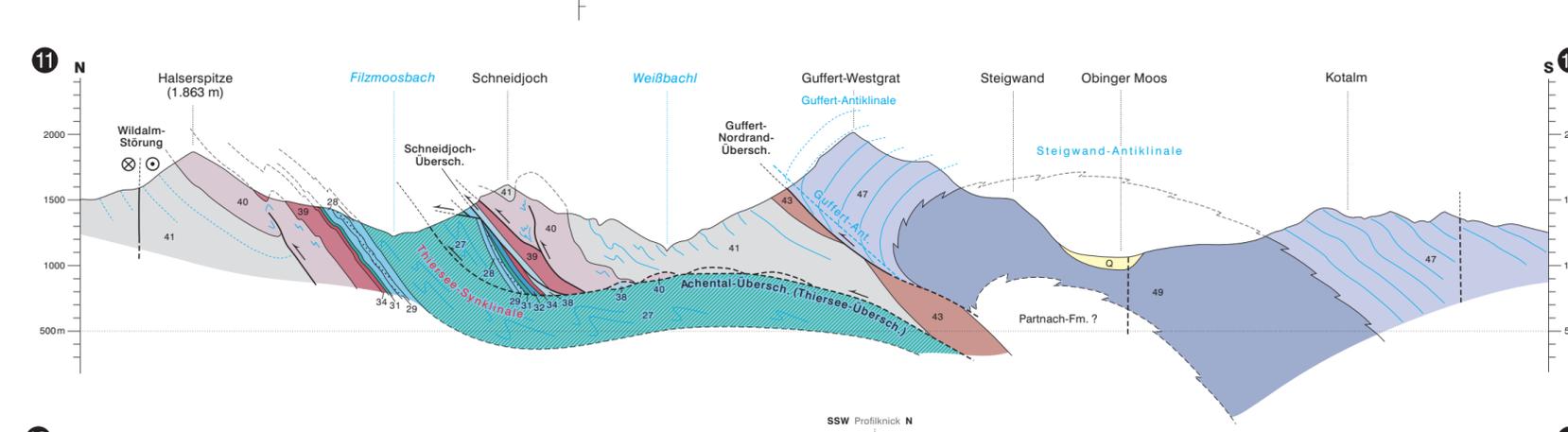
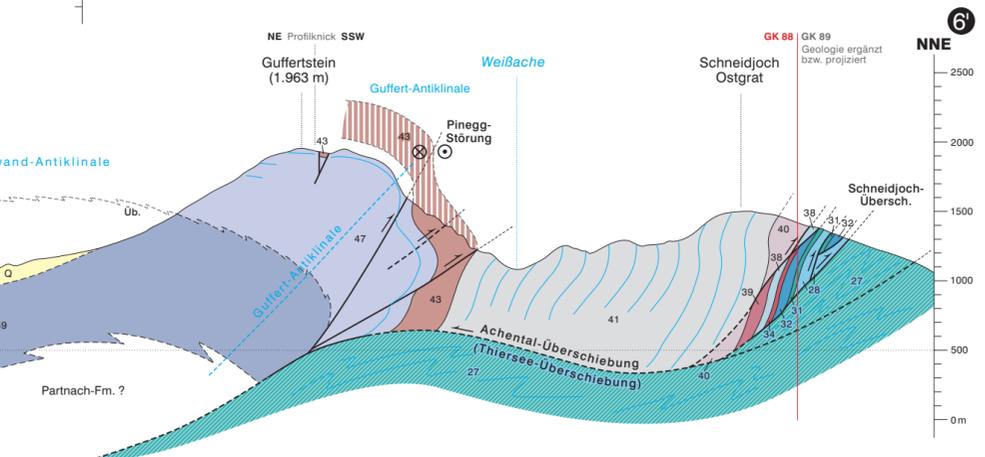
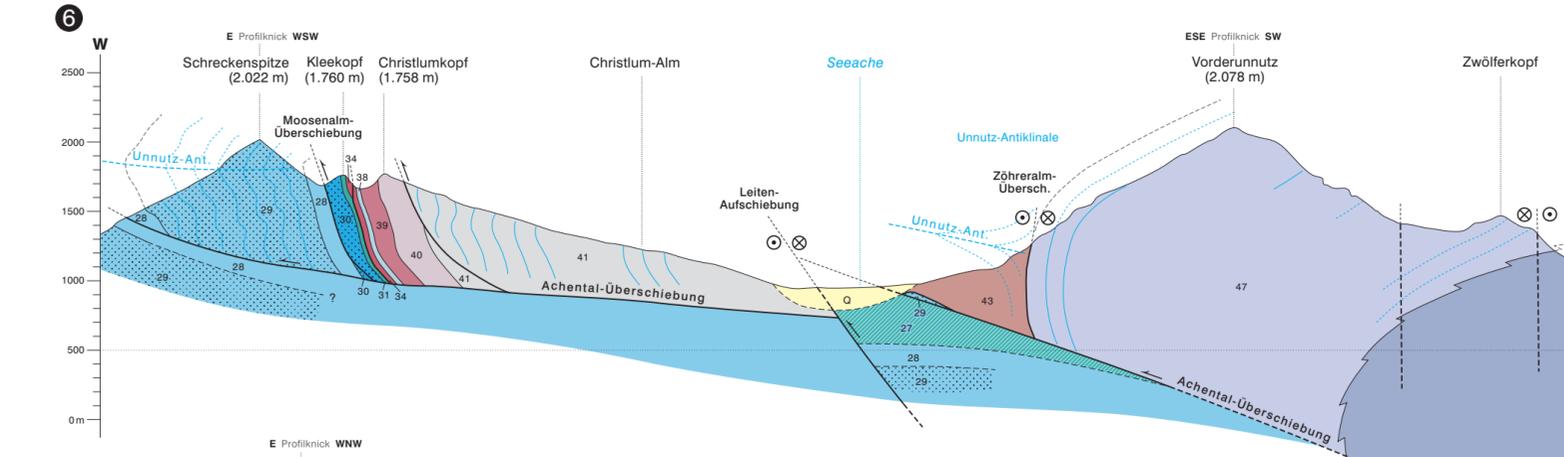
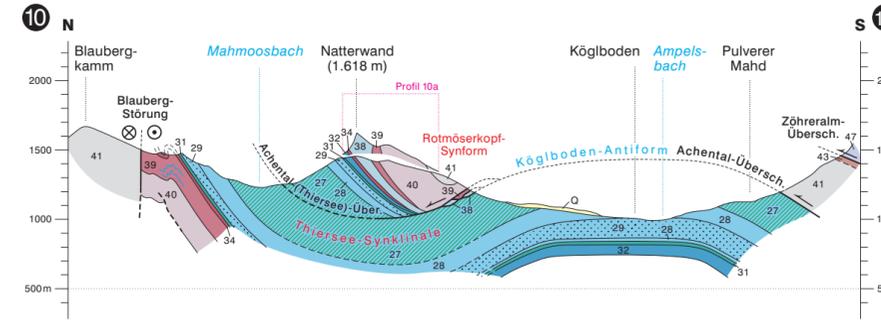
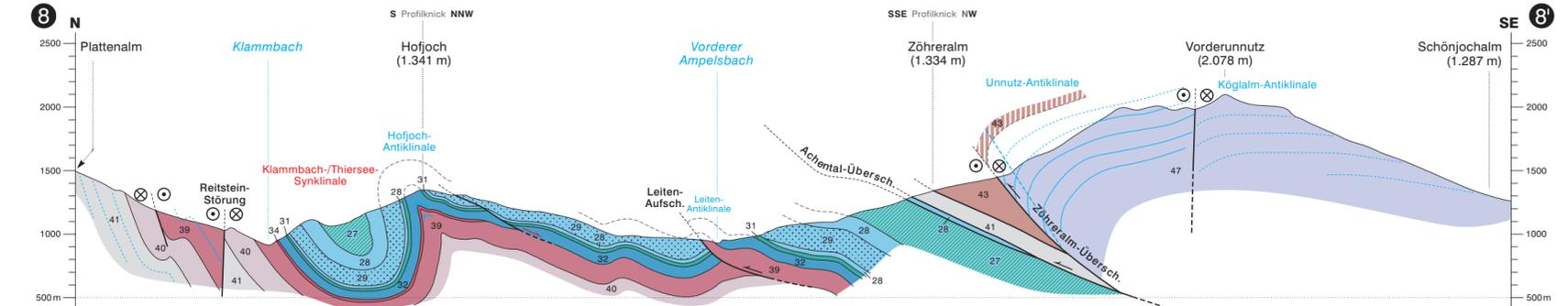
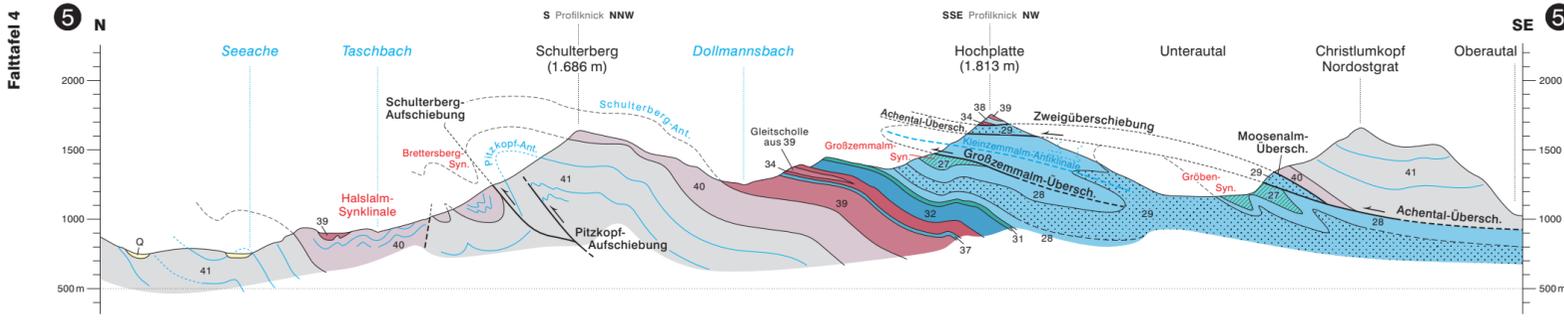
- OSTALPIN**
Tirolisch-Norisches Deckensystem
Inntal-Lechtal-Decke
- 27 Schrambach-Formation
 - 28 Ammergau-Formation
 - 29 Barmsteinkalk
 - 30-31 Ruhpolding-/Taugboden-Formation
 - 32 Allgäu-Formation (z. T. inkl. Kendlbach-Fm.)
 - 33 „Bächentaler Bitumenmergel“
 - 34-37 Unterjura in Schwellen- und Hangfazies (Scheibenberg-Fm., z.T. Mitteljura, Hierlitzkalk, Adnet-/Klaus-Fm., Resedimente, z.T. inkl. Kendlbach-Fm.)
 - 38 Oberrhätalk
 - 39 Kössen-Formation
 - 40 Plattenkalk
 - 41 Hauptdolomit
 - 43-46 Nordalpine Raibler Schichten
 - 47-48 Wettersteinkalk/-dolomit Lagunefazies
 - 49-50 Wettersteinkalk/-dolomit Riff- und Riffschuttfazies
- Strukturelemente**
- Störung nachgewiesen/vermutet
 - Achental-Überschiebung nachgewiesen/vermutet
 - Aufschiebung/Überschiebung nachgewiesen/vermutet
 - Abschiebung nachgewiesen/vermutet
 - Seitenverschiebung dextral nachgewiesen/vermutet
 - Seitenverschiebung sinistral nachgewiesen/vermutet
 - Spur der Achsenfläche/ebene (AE) einer Falte mit abtauchender Faltenachse
 - Symmetrische/asymmetrische Antiform/Antiklinale
 - Überkippte Antiform/Antiklinale
 - Symmetrische/asymmetrische Synform/Synklinale
 - Überkippte Synform/Synklinale
- 6 Profilspur (siehe Falttafel 3+4)
B Profilspur (siehe Tafel 1)

Abgedeckte geologisch-tektonische Karte mit Profilschnitten

Profilschnitte 5–12 und Profil-Legende siehe Falttafel 4
(Profile 8–10 verändert nach SAUSGRUBER, 1994a)

Die Farbgebung der Profile ist ident mit der in der Geologischen Karte. In der abgedeckten Karte sind nicht alle Details der Geologischen Karte wiedergegeben. Neu hingegen ist die Verbreitung der Kendlbach-Formation (in Gelb); in den Profilschnitten ist diese mit K gekennzeichnet.





Falttafel 4 Erläuterungen 88 Achenkirch

- Die Farbgebung der Profile ist ident mit der Geologischen Karte.
- Quartär**
- 10 Flachgründige Massenbewegung (Rutschmasse, Erdstrom, Schuttstrom), zumeist im Lockergestein
 - 11 Massenbewegung (Gleitung, Rutschung) im Fest- und Lockergestein
 - Q Pleistozäne und holozäne Ablagerungen im Allgemeinen

- Tirolisch-Norisches Deckensystem**
- Intal-Lechtal-Decke**
- 27 Schrambach-Formation (Siltiger Mergel, Kalkmergel; Berriasium-Aptium)
 - 28 Ammergau-Formation (Kalk, Kalkmergel; Kimmeridgium-Berriasium)
 - 29 Barmsteinkalk
 - 30 Taugboden-Formation (Kieselgestein mit Karbonatdetritus; Oberes Oxfordium-Unteres Kimmeridgium)
 - 31 Ruhpolding-Formation (Radiolarit; Callovium-Kimmeridgium)
 - 32 Allgäu-Formation (Mergel, Kalkmergel; Sinemurium-Callovium)
 - 33 Sachrang-Subformation („Bächentaler Bitumenmergel“ integriert in 32 bzw. 37, Toarcium)
 - K Kendlbach-Formation (Tonmergel, Siltsteine, Kalk; Oberstes Rhätium-Hettangium)
 - 34 Rotkalk-Gruppe ungliedert (Adnet-Formation, Klaus-Formation, Hierlatzkalk, Resedimente; Sinemurium-Callovium)
 - 37 Scheibenberg-Formation (Hornsteinkalk; Sinemurium-Toarcium)
 - 38 Oberrhätikalk (Kalk, massig-gebant; Oberes Rhätium)
 - 39 Kössen-Formation (dunkler Mergel bis Kalkmergel, Kalk; Rhätium)
 - 40 Plattenkalk (Norium-Rhätium)
 - 41 Hauptdolomit ungliedert (Oberes Karnium-Norium)
 - 43 Nordalpine Raibler Schichten im Allgemeinen
 - 47 Wettersteinkalk (Lagunenfazies; Oberes Ladinium-Karnium)
 - 49 Wettersteinkalk (Riff- und Riffrückseitenfazies; Oberes Ladinium)

- - - - - Störung gesichert / vermutet
- ⊗ ⊙ ⊖ ⊗ Seitenverschiebung gesichert / vermutet mit dextralem (links) und sinistralen Bewegungssinn
- ↔ Bewegungsrichtung des Hangendblocks einer Aufschiebung bzw. einer Abschiebung, gesichert / vermutet
- - - - - Achsenfläche / Achsenebene ausgesuchter Faltenstrukturen Synform / Antiform
- ~ ~ ~ ~ ~ Formationsinterne Bankung / Faltung, gesichert / vermutet



LAGE DER KARTE IN ÖSTERREICH

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

