



Nationalpark
Berchtesgaden



Geomorphologie der Berchtesgadener Alpen

Forschungsbericht 50



Nationalpark
Berchtesgaden

Geomorphologie der Berchtesgadener Alpen

mit einer Geomorphologischen
und einer Hangneigungskarte
1: 25.000
des Nationalparks Berchtesgaden

Klaus Fischer

Forschungsbericht 50

Impressum:

Nationalpark Berchtesgaden
Forschungsbericht 50/2005

Herausgeber:

Nationalparkverwaltung Berchtesgaden, Doktorberg 6,
D-83471 Berchtesgaden, Telefon 0 86 52/96 86-0, Telefax 0 86 52/96 86 40,
e-Mail: poststelle@npv-bgd.bayern.de

Internet: <http://www.nationalpark-berchtesgaden.de>

im Auftrag des Bayerischen Staatsministeriums für Umwelt, Gesundheit und Verbraucherschutz

Alle Rechte vorbehalten!

ISSN 0172-0023
ISBN 3-922325-53-X

Druck: Berchtesgadener Anzeiger, Berchtesgaden

Gedruckt auf chlorfrei gebleichtem Papier

Titelbild:

Steinernes Meer; Blick vom Südosten auf Großen Hundstod und Schneiber; im Hintergrund die Hochkaltergruppe
(Luftbild, K. Wagner, Archiv Nationalparkverwaltung)

Fotos:

Foto 9a und 9b: Claus Hensold
Fotos 11, 16, 18, 25, 28, 41, 44, 47, 48, 49, 51, 53, 55 Nationalparkverwaltung
alle weiteren Fotos: Klaus Fischer

Inhaltsverzeichnis

Geomorphologie der Berchtesgadener Alpen

1	Überblick über den Gebirgsraum und seine naturräumliche Gliederung	7
2	Bau und Baumaterial der Berchtesgadener Alpen in ihrem Bezug zur Geomorphologie	11
2.1	Das Baumaterial	11
2.2	Die tektonische Situation im Überblick	19
2.3	Tektonik der Einzelgebiete	26
2.4	Zeitlicher Ablauf tektonischer Ereignisse und die Reliefentwicklung ...	30
3	Reliefentwicklung im Tertiär	33
3.1	Die Augensteinlandschaft	33
3.2	Die Raxlandschaft	43
3.3	Die jungtertiäre Talentwicklung in den Berchtesgadener Alpen	46
4	Der Karst in den Berchtesgadener Alpen	50
4.1	Einführung	50
4.2	Formen im Exokarst	53
4.2.1	Karren	55
4.2.2	Zum Ausmaß flächenhafter Korrosion im Spät- und Postglazial	61
4.2.3	Dolinen	63
4.2.4	Buckelfluren	64
4.2.5	Gruben, Uvalas	65
4.2.6	Karstspalten, Karstgassen, Karsttalungen	67
4.2.7	Glaziodkarst, Karstsacktäler	69
4.3	Höhenstufen des Karstformenschatzes	69
4.4	Das Alter der Verkarstung	71
4.5	Unterirdischer Karst	72
4.6	Hydrologie des Karstes	75
4.7	Salz- und Gipskarst	78
5	Die eiszeitliche Vergletscherung der Berchtesgadener Alpen und der glaziale Formenschatz	81
5.1	Fern- und Lokalvergletscherung	81
5.2	Der glaziale Formenschatz	85
5.3	Das Riß-Würm-Interglazial	99
5.3.1	Interglaziale Konglomerate	99
5.3.2	Hangbrekzien	104
5.4	Die Stadialvergletscherung des Spätglazials	107
5.4.1	Das frühe Spätglazial	107
5.4.2	Das Gschnitzstadial	114
6	Spät- und postglaziale Formungsprozesse	117
6.1	Talterrassen- und Kegelbildung	117
6.2	Das Wimbachgries	128
6.3	Solifluktion als Formungsprozess	133
6.4	Formung durch Nivation	135
6.5	Die rezente Vergletscherung – erlöschender Formungsfaktor	142
6.6	Steinschlag, Fels- und Bergstürze	145
6.7	Rutschungen	152
6.8	Der Einfluss des Menschen auf Formungsprozesse und Oberflächenformen	153

7	Die Bewertung der Hangstabilität	156
8	Bemerkungen zur Geomorphologischen- und Hangneigungskarte des Nationalparks Berchtesgaden 1:25.000	159
9	Zusammenfassung	162
10	Literatur- und Kartenauswahl	164

Anlagen:

Geomorphologische Karte des Nationalparks Berchtesgaden 1: 25.000

Hangneigungskarte des Nationalparks Berchtesgaden 1: 25.000

Vorwort

Im Rahmen eines Schwerpunktprogrammes der Deutschen Forschungsgemeinschaft „Geomorphologische Detailkartierung der Bundesrepublik Deutschland“ wurde vom Verfasser das Blatt Königssee 1:25.000 aufgenommen. Es erschien 1984 mit Erläuterungen. Auf Wunsch und mit finanzieller Unterstützung der Nationalparkverwaltung Berchtesgaden wurde die geomorphologische Kartierung später auf den Nationalpark ausgedehnt. Da keine Insel-, sondern eine Rahmenkarte im Umfang der vom Bayerischen Landesvermessungsamt herausgegebenen Topographische Karte 1:25.000 Nationalpark Berchtesgaden geplant war, wurden die Geländebegehungen auch auf den österreichischen Anteil der Berchtesgadener Alpen ausgedehnt. Dank des Entgegenkommens der Forstbehörden in Berchtesgaden und Bad Reichenhall sowie des Bayerischen Saalforstamtes St. Martin bei Lofer und der Bergwacht Berchtesgaden konnten deren Diensthütten benützt werden, was eine wesentliche Erleichterung der Arbeiten bedeutete. Lediglich im Hagengebirge ergaben sich Schwierigkeiten, da Jagdhütten und Hütten der Verbundgesellschaft Wien nicht zur Verfügung standen.

Die Geländeaufnahme erfolgte im Maßstab 1:10.000. Dafür standen im bayerischen Gebiet ausgezeichnete Photogrammetrische Aufnahmen des Bayerischen Landesvermessungsamtes zur Verfügung. Für das österreichische Gebiet im Süden waren Kopien der Mutterpausen der Blätter Hochkönig-Hagengebirge und Steinernes Meer des Alpenvereins-Kartenwerkes äußerst hilfreich. Für deren Überlassung bin ich der Kartographie des Deutschen Alpenvereins in München zu Dank verpflichtet. Die Umzeichnung der Feldreinkarte in den Maßstab 1:25.000 besorgte mit gewohnter Sorgfalt der Kartograph des Lehrstuhls für Physische Geographie der Universität Augsburg, Herr Toni Richtmann. Er fertigte auch den größten Teil der Textabbildungen. Dafür bedanke ich mich sehr. Ein herzlicher Dank gilt auch Frau Wilma Hornung für die Reinschrift des Textes. Um ihn nicht übermäßig anschwellen zu lassen, bleiben viele Detailbeobachtungen, die im Laufe mehrerer Sommer zusammengetragen werden konnten, unberücksichtigt. Da aber mit Ausnahme von Untersberg und Hochkönig alle anderen Berggruppen der Berchtesgadener Alpen vollständig oder teilweise durch die Karte erfasst werden, wurde dieser Alpenteil als Ganzes berücksichtigt.

Für viele Hilfestellungen und Erleichterungen bei der Geländearbeit bedanke ich mich bei der Verwaltung des Nationalparks, dem damaligen Leiter des Nationalparks, Herrn Forstdirektor Dr. Hubert Zierl und allen seinen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern, insbesondere Herrn Regierungsdirektor Diplom-Ingenieur Peter Wörnle und Herrn Regierungsrat Diplom-Ingenieur Josef Seidenschwarz.

Augsburg, im Dezember 2003

Klaus Fischer

Geomorphologie der Berchtesgadener Alpen

Klaus Fischer

1 Überblick über den Gebirgsraum und seine naturräumliche Gliederung

Die Berchtesgadener Alpen sind als klar begrenzter und überaus massiger Teil der Nördlichen Kalkalpen eingespant zwischen die großen Quertäler der Saalach im Westen und der Salzach im Osten. Nach Norden treten sie in einen eindrucksvollen landschaftlichen Gegensatz zu den Ebenheiten des Salzburger Beckens als Teil des Alpenvorlandes. Im Süden leiten Wände und Steilabfälle zu den Dientener Bergen oder Taxenbacher Schieferalpen über, die mehr Mittelgebirgs- als Hochgebirgscharakter besitzen. Die Grenze zwischen den beiden naturräumlichen Haupteinheiten zieht vom Gainfeldtal im Osten über den Mitterbergsattel, den Dientener und Filzener Sattel und das Urschlautal zum Saalfeldener Becken im Westen.

Ein bestimmender geomorphologischer Grundzug der Berchtesgadener Alpen ist ihre Geschlossenheit. Die für große Abschnitte der Nordalpen charakteristische Gliederung in Randalpen – fälschlich immer wieder als Vor-alpen bezeichnet – und Kalkhochalpen ist in diesem Alpenteil nicht gegeben, vielmehr treten hier die Kalkhochalpen mit dem Untersberg bis an den Alpenrand heran, wodurch dieser besonders schroff und wuchtig aufsteigt. Maßgebend dafür ist das weite nordwärtige Vorrücken der tektonischen Einheit des Juvavikums im Rahmen des alpinen Deckenschubs.

Ein weiterer Charakterzug der Berchtesgadener Alpen ist, besonders im Vergleich mit den Gebirgen westwärts der Saalach, der andersartige Formentypus. Auf ihn wurde schon früh hingewiesen und treffend hat ihn bereits A. Schmidl erfasst, wenn er ausführt (1838, S. 9): „Sie bilden nicht einen ununterbrochenen Gebirgszug als vielmehr einzelne Gebirgsstöcke oder Gruppen, durch tief eingeschnittene Täler getrennt, welche den Durchbruch der Gewässer bezeichnen. In der Regel tragen diese Gruppen ein Plateau, über welches einzelne Rücken und Spitzen emporsteigen. Die meisten stürzen gegen Süden in Längstäler sehr schroff ab, gegen Norden aber entsenden sie scharfkantige Widerlagen. Öde Wildheit ist der Charakter dieser Gebirge, welche reich an grotesken Felskolossen und an pittoresken Seen sind [...]“ Den Formengegensatz zu den Gebirgsketten im Westen streicht auch H. v. Barth (1874, S. 4), einer der bedeutendsten alpinistischen Erschließer der

Berchtesgadener Alpen heraus, indem er die „...gliederlos prall aus der Ebene und aus den Thälern aufsteigenden Gebirge...“ mit Hochplateaubildung östlich der Saalach hervorhebt. Bereits 1868 macht E. v. Mojsisovics dafür einschneidende Unterschiede im Gebirgsbau zwischen den Alpen des Salzkammergutes und Salzburgs gegenüber den Kalkalpen Nordtirols verantwortlich und C. Diener (1903) spricht vom salzburgischen Strukturtypus des Gebirges. Während der Kettencharakter im Westen an den teilweise extremen Schuppen- und Faltenbau der tektonischen Decken (überkippte Faltenmulden, Sättel mit zerbrochenen und eingesunkenen Scheitelregionen u.a.), die zudem durch viele Brüche zerhackt sind, gebunden ist, werden die Berchtesgadener Alpen von schollenförmigen, durch tiefe reichende Bruchzonen, die zum Teil bereits bei Einschub der Decken entstanden, mehr oder weniger individualisierte Klötze, die auf bedeutende Strecken schwebende Lagerung der Gesteine aufweisen, charakterisiert. Beides hat die Ausbildung von Gebirgsstöcken mit Plateauentwicklung in den Hochlagen begünstigt, wobei die mächtige Ausbildung des obertriassischen Dachsteinkalkes, der zur Hauptsache die Plateaustöcke aufbaut, das Formenbild des Gebirges entscheidend beeinflusst.

Die Karbonatgesteinsstöcke oder Plateaugebirge schließen sich zu einer nördlichen, niedrigeren Gruppe, bestehend aus Reiter Alm, Lattengebirge und Untersberg, und einer südlichen Reihe mit Steinernem Meer, Hochkönig und Hagengebirge zusammen. Mit den südlichen Plateaus verbunden sind die stärker herausgehobenen und zu Gratgebirgen geformten Einheiten von Hochkalter, Watzmann und Hohem Göll (Abb. 1).

Die Plateaugebirge der südlichen Gruppe werden im Gegensatz zu denen der nördlichen Reihe nicht vollständig durch tiefeingeschnittene Täler oder Talungen voneinander isoliert. Doch greifen Täler mit zirkusartigem Talschluss tief zwischen sie ein und zwar von Osten das Bluntau- und das Blühnbachtal, von Norden das Wimbachtal und die Talung Königssee-Obersee-Fischunkel. Im Westen haben Dießbach- und Weißbach-Kematental zu einer Aufgliederung geführt.

Der am weitesten gegen Südosten vorgeschobene und zugleich höchste Gebirgsstock der südlichen Plateaugruppe ist der *Hochkönig*, der erst seit den dreißiger Jahren des vergangenen Jahrhunderts mit diesem Namen bezeichnet wird und früher wegen seines Glet-

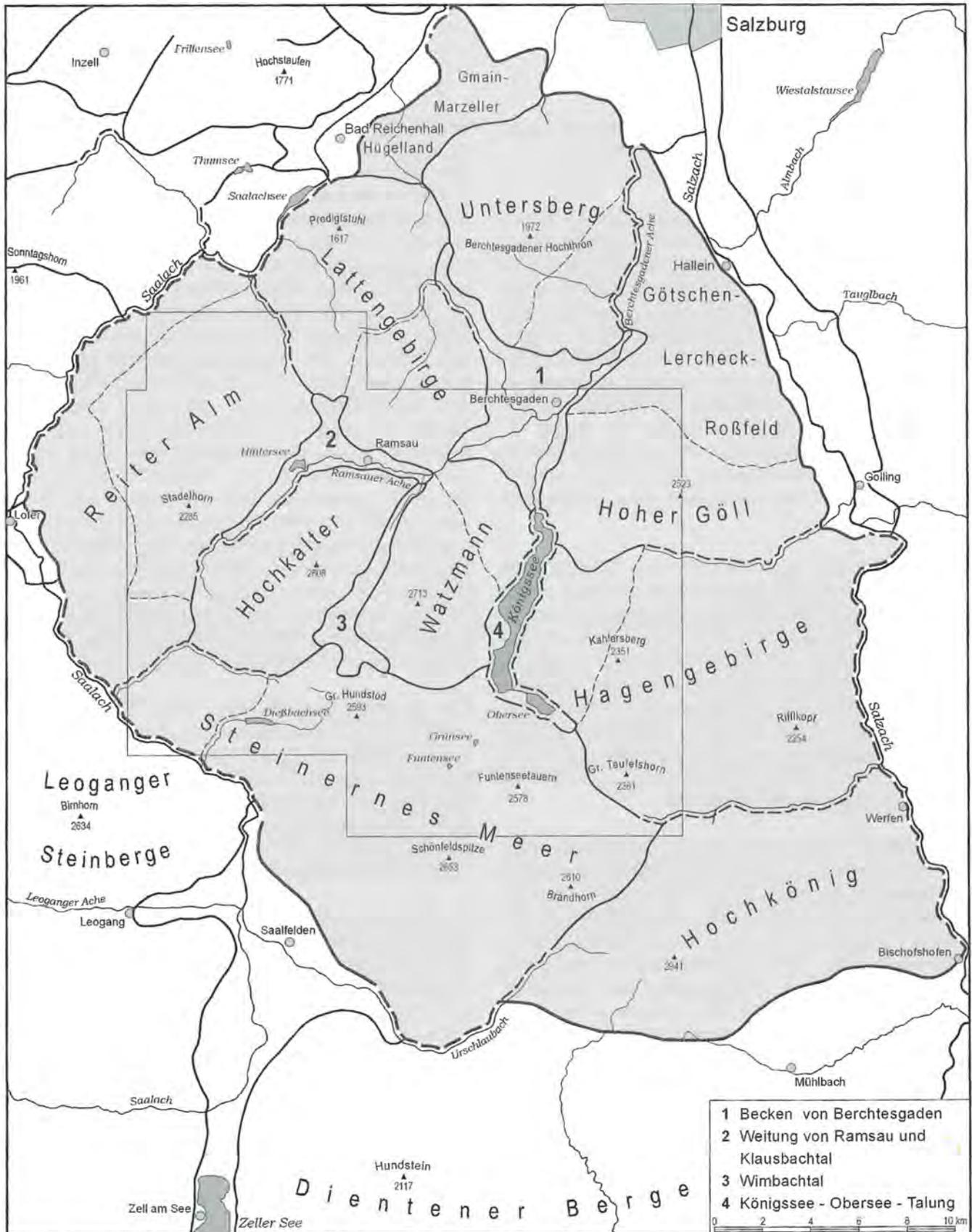


Abb. 1: Naturräumliche Gliederung der Berchtesgadener Alpen.

schers Übergossene Alm oder Ewigschneegebirge genannt wurde. Das Hochplateau in 2900 bis 2300 m Höhe neigt sich entsprechend dem Schichtfallen nach Norden, doch sind Abdachung und Schichtfallen nicht identisch. Vielmehr schneidet, wie auch bei allen anderen Plateaus, die Landoberfläche den Schichtenbau unter mehr oder weniger deutlichem Winkel. Die Kuppenlandschaft des Hochplateaus ist zwar verkarstet, aber ohne großartige Karstformengesellschaft. Noch bis in das frühe Postglazial lag fast das gesamte Plateau unter Eis, so dass die glaziale Überformung in den Vordergrund tritt. Wegen seiner Höhenlage trägt der Hochkönig aktuell die bedeutendste Vergletscherung der Berchtesgadener Alpen mit rund 1,7 km² Fläche. Der nahezu spaltenlose Plateaugletscher-Rest ist allerdings in starkem Rückschmelzen begriffen.

Nach Westen und Süden fallen Wandfluchten und Steilhänge des Hochkönigstockes, in die breite Kare eingearbeitet sind, bis über 1200 Höhenmeter ab. Der Abfall nach Norden gegen das Blühnbachtal wird durch die tiefeingreifenden Sacktäler der Seichen und des Wasserkars gegliedert. Gegen Osten zur Salzach ist dem Hochkönigsstock ein tiefer gelegenes Mittelgebirgsrelief vorgeschaltet, das durch Imlautal und Höllgraben in flache Kammrücken mit darunter folgenden steileren Hängen, die z.T. durch Wandstufen unterbrochen sind, gegliedert wird. Zwischen beiden orographisch so unterschiedlichen Teilgebieten vermitteln die mächtigen, zu Kartreppen umgestalteten Talschlüsse von Imlautal und Höllgraben.

Über das Gebiet der Niederen und Hohen Torscharte (2246 bzw. 2292 m) ist der Hochkönig mit dem *Steinerne Meer*, dem mit ca. 160 km² ausgedehntesten unter allen Plateaugebirgen des Gesamtgebietes verbunden. Im Süden wird dieser Plateaustock von Randerhebungen um bis zu 300 m überragt, von denen wiederum Wände und Steilhänge auf 2 km Horizontalstrecke um mehr als 1000 m zum Tal der Urslau abfallen. Durch den Grat Selbhorn (2643 m)-Grießkogel (2543 m)-Funtenseetauern (2578 m)-Halsköpfl (1719 m) ist das Steinerne Meer in einen kleineren östlichen Teil und einen ausgedehnteren westlichen gegliedert. Beide Teile sind stark verkarstet und weisen einen überaus reichen Karstformenschatz mit verschiedensten Karrentypen, Karrenfeldern, Karstgassen, Dolinen aller Größenordnungen bis hin zu den Gruben von mehreren hundert Metern Ausdehnung und Uvalas auf. In den Gebieten des nackten Karstes, also in Höhen über 2000 m, ähnelt das Gelände tatsächlich einer Mondlandschaft bzw. einem, wie der Name es vorzüglich ausdrückt, zu Stein erstarrten, wildbewegten Meer. Von Norden greifen gestufte Täler bzw. Talungen ein, die als Karstsacktalungen bezeichnet worden sind, obwohl der Verkarstungsprozess an ihrer Genese nur relativ bescheidenen Anteil hat. Glazialerosion war für ihre Ausgestaltung von dominanter Bedeutung, wie überhaupt das gesamte Steinerne Meer in den Kaltzeiten des Pleistozän glazial überformt wurde. Das Eisschild lieferte die Haupteismasse für die Speisung des Königsseegletschers, der dadurch zu kräftiger Tie-

fenerosion befähigt wurde. Teile des Eises bewegten sich auch zum Wimbachtal nach Norden und zum Saalachtal im Westen. Nur unbedeutende Eismassen gelangten über die Scharten der Südumrahmung zum sogenannten Pinzgauer Eissee. Deutliche Kare kamen mit Ausnahme der Ostabstürze lediglich an der dem Plateau zugewandten Seite der überragenden Gipfel, wie am Großen Hundstod (2594 m), der Schönfeldspitze (2653 m) und am Funtenseetauern zur Ausbildung. Ein orographisches Anhängsel im Nordwesten ist der Stock des Hochkranz, der aber auch mit der Gruppe des Gerhardstein, des Hundshornes und des Lenzenkogels zu einer eigenen naturräumlichen Einheit zusammengefasst werden kann, zumal er auch eine abweichende geologisch-tektonische Entwicklung aufweist.

Durch das Blühnbachtörl (2022 m) wird im Nordosten das *Hagengebirge* vom Steinernen Meer abgegrenzt. Die höchsten Erhebungen umgeben in ihm in Form eines Hufeisens, das sich nach Nordosten öffnet, den Südteil des Hochplateaus. Dieses wird in großen Teilen von einer wilden Karstlandschaft beherrscht. Nach Norden zum Bluntautal vollzieht sich ein treppenartiger Abstieg und ebenso erfolgt nach Westen ein staffelartiges Absinken auf tiefere Plateauteile, von denen der größte das der Gotzenalm ist. Mit bis zu 1000 m hohen, von Felsstufen durchsetzten Steilhängen fällt das Hagengebirge schließlich zur Königssee-Obersee-Talung ab. Im Süden und Osten führen Wände und fels- und schrofen durchsetzte Steilhänge zu den tiefeingeschnittenen Tälern des Blühnbaches und der Salzach hinab.

Der eiszeitliche Plateaugletscher des Hagengebirges schickte sein Eis überwiegend nach Norden zum Bluntautal; nur wenig gelangte direkt nach Süden und Osten. Von den tieferen Plateauteilen im Westen wurde der Königsseegletscher miternährt. Die glaziale Umgestaltung tritt allerdings insgesamt nicht allzu deutlich hervor, lediglich die Talungen Vorderschlummsee-Wassertal-Tiefenbach, Vorderschlummsee-Wassertal-Lengtaltörl-Roßfeld und Vorderschlummsee-Hinterschlumm-Gräfenschlüml verraten deutlicher die glaziale Überprägung. Die das Plateau überragenden Gipfel wurden durch schwache Karbildung oder glaziale Unterschneidung versteilt.

Mit der südlichen Gruppe der Plateaugebirge sind die Stöcke von Hochkalter, Watzmann und Hohem Göll verbunden. Sie vertreten allerdings den anderen Gebirgstypus in den Berchtesgadener Alpen, denn es fehlen ihnen größere Kalkplateaus. In ihrem Formencharakter ähneln sie den Gebirgsketten westlich der Saalach, etwa dem Karwendel- oder Wettersteingebirge. Begründet ist das in der starken Hebung dieser Gruppen und dem steileren Schichtfallen.

Entsprechend dem kräftigen Schichtfallen nach Nordwesten zeigt die *Hochkalter-Gruppe* eine asymmetrische Gestalt. Während die Nordwestflanke durch trogförmig ausgestaltete Täler und sie begleitende Grate, hier Schneiden genannt, gegliedert wird, fallen auf der

Ostseite Wandfluchten von bis zu 1400 m Höhe, die von Steinschlag- und Lawinenrinnen durchzogen sind, zum Wimbachtal ab. Die Abdachung nach Norden zum Tal der Ramsauer Ache ist insgesamt steil und entspricht in Annäherung dem Einfallwinkel der Schichten. Eingesenkt in diese Flanke sind Blaueistal und -kar mit dem nördlichsten Gletscher der Alpen.

Noch deutlicher tritt der Kettencharakter in der *Watzmann-Gruppe* hervor, die im Süden mit Schrainbachtal und Trischübel vom Steinernen Meer abgegrenzt wird. Von einem zentralen Grat ziehen steile Abfälle nach Osten und Westen hinab, wobei die Westseite mehr schrofige Ausbildung zeigt, während nach Osten hohe Wandfluchten zum Königssee abstürzen. Vorgelagert liegt im Nordosten, mit deutlich geringeren Höhen und waldbedeckt, das Roint-Grünstein-Gebiet. Durch den eiszeitlichen Königssee-Gletscher hat es eine kräftige Überformung erfahren, und Moränen überziehen großflächig das Gelände.

Ein ähnlicher Formengegensatz beherrscht auch die Gruppe des *Hohen Göll*, denn das Gebiet Roßfeld-Lercheck-Götschen, einschließlich des Salzberges im Norden, steht mit seinem Mittelgebirgscharakter in deutlichem Gegensatz zum Karbonatklotz des Hohen Göll im Süden. Auch in diesem „Mittelgebirge“ verhüllen über weite Strecken Moränen das anstehende Gestein und Wald- und Wiesenland steht in farbllichem Kontrast zu den hellen Felsmassen oberhalb der Waldgrenze im südlichen Teil. Mit wild zerfurchten Wänden und Steilhängen dacht die Göll-Gruppe im engeren Sinne um fast 2000 m zum breiten Talboden des Salzachtals im Osten ab. Eindrucksvoll sind auch die Wände des Rauchfangs und der Scharitzkehl im Norden bzw. Westen. In dem Flachrelief der Umgänge westlich des Hauptgipfels ist das Karstphänomen konzentriert; darüber hinaus zeichnet sich der Hohe Göll durch Massierung sehr tiefer Schachthöhlen aus.

Die nördliche Karbonatstock- oder Reichenhaller Gruppe, die durch Täler und Talungen aufgegliedert ist, weist unterschiedliche Höhenlage auf und ragt nicht oder nur mit kleineren Arealen über die Waldgrenze auf.

Von dieser Plateaureihe ist der *Untersberg* am weitesten gegen den Alpenrand vorgeschoben. Er erhebt sich mit mehr als 1300 m relativer Höhe unvermittelt über die Aufschüttungsebene des Salzburger Beckens. Sein nördlicher Teil stellt ein relativ steil nach Norden bis Nordwesten geneigtes Plateau dar, von dem in gleichen Richtungen verlaufende, zu Troggassen umgestaltete, alte Talformen ihren Ausgang nehmen. Es zeichnet sich durch eine formenreiche oberirdische Verkarstung aus, der sich zahlreiche, teilweise schon lange bekannte und sagenumwobene Höhlensysteme im Inneren des Stockes an die Seite stellen. Im Osten und Süden leiten Wandfluchten zu dem stark zertalten, vorgelagerten Mittelgebirgsrelief von Ettenberg und Gern mit Höhenlagen zwischen 1200 und 520 bis 470 m (Berchtesgadener Ache) über. Im Nordwesten ist dem Untersberg

in der Fußregion das meist moränenbedeckte, walddreiche Hügelland von Marzoll-Gmain vorgelagert.

Die Talung Hallthurm-Bischofswiesener Ache trennt vom Untersberg das *Lattengebirge*, dessen Plateaucharakter durch das Eingreifen des Talsystems des Rötelsbaches weniger deutlich hervortritt. Zudem wird es von einem in Nord-Süd-Richtung verlaufenden Kamm durchzogen, dessen steiler Abfall nach Osten gerichtet ist, während sich der Übergang nach Westen allmählicher vollzieht. Deutliche und größere Karstformen sind auf den höheren Teil im Westen, das Lattengebirge im engeren Sinne, und hier wiederum auf den West- und Südsaum beschränkt. Im Inneren dieses Westteiles überlagern nichtverkarstungsfähige, grundwasserstauende Oberkreideablagerungen, die Voraussetzung für den perennierend fließenden Rötelsbach sind, die älteren Karbonatgesteine. Östlich der Linie Klausgraben-Mordaualm-Frechenbach ist dem waldbedeckten Plateaugebirge die Teilgruppe des Toten Mannes angeschlossen. Sie besitzt durchwegs Mittelgebirgscharakter und ist arm an Gewässern, weist aber, da Dolomit den Aufbau dominiert, kaum Karsterscheinungen auf.

Als letztes Plateau der Nordreihe besitzt die Reiter Alm, benannt nach dem Ort Reit nahe der Saalach, eine klare Abgrenzung: Im Westen und Norden ist es das Saalachtal, im Osten das Schwarzbachtal und die Ramsau und im Süden die Tiefenlinie Klausbachtal-Hirschbichl-Weißbachtal. Das Hochplateau, also der zentrale Teil der Reiter Alm, ähnelt einer ringsum steil abfallenden flachen Wanne oder Schüssel. Das Innere des Plateaus wird von Randbergen um 200 bis 800 m überragt. Während der pleistozänen Kaltzeiten war es von einem Plateaugletscher erfüllt, der über Schrecksattel, Alpaalm und Wachterl Eis in die benachbarten Täler entsandte. Insbesondere auf der Südseite kam es zur Ausbildung schöner Kare. Intensiv und vielgestaltig ist die Verkarstung des Gebirges; größere Höhlensysteme sind allerdings noch nicht bekannt geworden.

Unmittelbar südlich schließt sich an das Hochplateau die Gruppe des Gernhorns an, ein ausserordentlich dicht von steilen Rinnen und Runsen zerschnittenes Dolomitgebiet. Eine relative Eigenständigkeit gegenüber der Reiter Alm besitzen die Waldberge im Westen und Südwesten, unter denen der Gerhardstein wiederum ein verkarstetes Plateau trägt. Achberg und Kienberg im Nordwesten sind dagegen durch die Talung Innersbachtal - Aschauer Sattel-Aschauer Tal und Jettenberger Sattel von der Reiter Alm abgetrennt.

Von hochaufragenden Kalkstöcken nahezu umschlossen ist das *Becken von Berchtesgaden*, lediglich gegen Nordosten besteht eine breitere Öffnung Richtung Salzachtal. Das Formenbild des Beckens ist vielgestaltig und wird von eisüberschliffenen Kuppen und Rücken, ausgeräumten Weitungen sowie glazialen und fluvioglazialen Akkumulationsformen bestimmt. Zur Ausformung des Beckens haben Auslaugung, Glazialerosion, Fluvialerosion und Böschungsabtragung in

den meist wenig oder nur mäßig resistenten Gesteinen beigetragen und ein bewegtes Oberflächenbild geschaffen. Über das Tal der Ramsauer Ache steht es unmittelbar in Verbindung mit der *Ramsauer Weitung*, die einen ähnlichen Formenschatz aufweist und jenseits des Bergsturzgeländes des Zaubervaldes und des Hintersees in der Aufschüttungstalsohle des Klausbachtals gegen Südosten ausklingt. Das von der Ramsau gegen Südsüdwest ziehende *Wimbachtal* ist glazial stark ausgeweitet worden und enthält eine beeindruckende, ausgedehnte Schuttlandschaft, geschaffen durch die Akkumulation enormer Verwitterungsmassen aus den umgebenden Dolomitgebieten. Auch die *Königssee-Obersee-Talung* folgt wie das Wimbachtal zwei charakteristischen Störungsrichtungen. Glazialerosion hat aus einer alten Talanlage einen der schönsten Tröge der Nordalpen geformt und ihn um etwa 200 m übertieft.

Groß ist der landschaftliche Gegensatz der Steilabstürze am Südrand der Berchtesgadener Alpen zu den anschließenden *Dientener Bergen*. Das mächtige Paket mesozoischer Gesteine der Berchtesgadener Alpen lagert hier einem Sockel von paläozoischen Pinzgauer Phylliten und Wildschönauer Schiefen der Grauwackenzone auf, in der die mesozoischen Karbonatgesteine fehlen. Die Gesteine dieser Zone sind allgemein von geringer Resistenz, sie verwittern rasch und unterliegen kräftiger Abtragung. Deshalb sind die Berge stark erniedrigt und ragen nur an wenigen Lokalitäten über die Waldgrenze empord. Das sanft geformte Bergland mit

seinen almbedeckten Kuppen und Kämmen, den „Grasbergen“, wurde im Pleistozän zudem von der Fernvergletscherung überwältigt und zugerundet. Die Hänge der Kerbtäler sind von zahlreichen Gräben durchzogen, doch nur selten werden sie von Felspartien unterbrochen.

2 Bau und Baumaterial der Berchtesgadener Alpen in ihrem Bezug zur Geomorphologie

2.1 Das Baumaterial

In einem jungen Hochgebirgsrelief zeigen, wie bereits angedeutet, die geomorphologischen Grundzüge und das Formeninventar enge Bezüge zu den tektonischen Gegebenheiten und zur Lagerungsform der Gesteine. Das gilt auch für die stratigraphischen Verhältnisse, die faziellen Verschiedenheiten und die wechselnde Mächtigkeit des Baumaterials sowie für die petrographischen Eigenschaften der Gesteine in Relation zum Formenschatz. Die Berücksichtigung dieser Grundlagen hat daher nicht den Zweck, einem mehrfach verfolgten Gliederungsschema zu genügen, sondern führt speziell in den Berchtesgadener Alpen zu einem besseren, morphogenetisch begründeten Verständnis des gesamten Formenbestandes.



Rand des Steinernen Meeres im Südwesten (Schindlköpfe [rechts] bis Finstertalköpfe [links]) von der Wiechenthaler Hütte: dickbankiger Dachsteinkalk über Ramsaudolomit bis karnisch-norischem Dolomit. Rechts Hollermaisalm.

Das Baumaterial der Berchtesgadener Alpen besteht aus einer mächtigen Folge triassischer bis kretazischer Sedimentgesteine. Mit Ausnahme von Ablagerungen aus dem Jura handelt es sich fast durchwegs um Sedimente eines Flach- oder Schelfmeeres. Unter ihnen haben die bis zu über 2000 m mächtigen Karbonatserien der Mittel- und Obertrias besondere Bedeutung, denn vor allem sie prägen den Baustil und mit ihm oder über ihn den Formenstil dieses Alpentales. Resistenzunterschiede der Gesteine gegenüber Verwitterung und Abtragung, ihre verschiedene hydrologische Leitfähigkeit und Löslichkeit bedingen sowohl die Gestaltung des Großformenschatzes als auch die Herausarbeitung der Kleinskulptur.

Sehr wichtig für die Formengestalt der Gebirgsstöcke ist einmal die Verbreitung des gering resistenten Haselgebirges und von Werfener Schichten an der Basis der Triasgesteine und zum anderen für Formengegensätze der einzelnen Gebiete untereinander das Fehlen oder die Verbreitung der lithologisch sehr variablen jurassischen Gesteine. Die anisichen Gutensteiner Schichten sind, obwohl vielfach kalkig entwickelt, als Felsbildner wenig bedeutend. Meist treten sie nur durch Hangversteilungen hervor. Dagegen bewirken der Ramsaudolomit (Ladin) und der karnisch-norische Dolomit trotz ihrer Brüchigkeit Wandpartien und schrofendurchsetzte Steilhänge. Gebiete dieser Dolomite sind außerdem von zahllosen, sich hangauf verzweigenden Gräben und Rinnen zerfurcht, wobei phantasieanregende Felsfor-

men, „steinerne Schnitzereien“, wie es O. Ampferer (1935, S. 11) formulierte, isoliert wurden. Die enorme Schuttproduktion in diesen Dolomiten führt gleichzeitig zur Entstehung großer, blendend heller Schuttreisen unter Wänden und Schrofenhängen, die zu Verschüttungstalsohlen, den Griesen, überleiten, in denen selbst bei stärkerem Regen alles Wasser versetzt. Der Ramsaudolomit und der karnisch-norische Dolomit werden regional durch ein geomorphologisch hervortretendes, oft begrüntes Band wechselnder Breite und Deutlichkeit getrennt (Gamsangerl). Dieses Band ist bedingt durch den Ausbiss der wenig resistenten Raibler (Cardita) Schichten des Unterkarn.

Das wichtigste Gestein der Berchtesgadener Alpen mit Mächtigkeiten bis über 1200 m ist der obertriassische Dachsteinkalk bzw. seine zeitlichen Äquivalente. Die einzelnen Gebirgsgruppen bestehen zur Hauptsache aus ihm, weshalb sie häufig einfach als Kalkstöcke bezeichnet werden. Je nach der faziellen Ausbildung des Dachsteinkalkes als gebankter oder massiger Kalk erscheinen die Wände als pralle Wandfluchten mit vertikaler Klüftung, z.T. unter Auflösung in Türme und Hörner, wie z.B. an der Mannlwand am Hochkönig oder in der Gruberhorn-Gruppe des Hohen Göll, oder aber von Bändern durchzogen und gegliedert, wie etwa in der Watzmann-Ostwand. Andererseits bildet der Dachsteinkalk über weite Erstreckung die Hochflächen der Plateaus. Wegen seiner Reinheit unterlag er einer intensiven Verkarstung, die zur Ausbildung eines überaus abwechslungsreichen



Typische Formenbildung im Ramsaudolomit. Gruppe der Leimbichlhörner im Süden der Reiter Alm vom Hundshorn. Links im Hintergrund das Wagendröschelhorn (2251 m; Dachsteinkalk).

ober- und unterirdischen Karstformenschatzes geführt hat. Die Entwicklung des Karstphänomens zog entscheidende Konsequenzen für die Formungsdynamik auf den Kalkplateaus nach sich. Deutlich verlangsamte Abtragung hat nicht nur die orographische Vorzugsstellung der Kalkstöcke gegenüber Nichtkalkgebieten erhalten oder sogar zu deren Betonung geführt, sondern auch die Überlieferung alter Oberflächenformen bei relativ geringen Veränderungen garantiert.

Die auf den Dachsteinkalk folgenden jüngeren Sedimentgesteine sind mit Ausnahme der Liaskalke im allgemeinen wenig resistent und deshalb in höheren und hohen Lagen teilweise oder sogar vollständig abgetragen. In tieferen Lagen führen sie aus dem gleichen Grunde

zur Entwicklung eines Sanft- bis Mittelreliefs. Lediglich innerhalb der heteropischen Sedimentgesteine des Jura (u.a. Kiesel-, Knollen-, Fleckenkalke, Mergelsteine, Radiolarite) haben sich Differenzierungen bei den Formungsprozessen und den Oberflächenformen selbst ergeben. Im Einzelnen informieren Tabelle 1 und Abbildung 2 über die Abfolge der Sedimentgesteine und ihre zeitliche Einordnung. In der Tabelle sind charakteristische geomorphologische Merkmale und Formungsvorgänge den jeweiligen stratigraphischen Einheiten zugeordnet, ohne dabei ihre Zugehörigkeit zu bestimmten tektonischen Einheiten zu berücksichtigen. Diese kann der Abb. 2 entnommen werden. Die Abbildung 3 bietet einen Überblick über die Verbreitung der typischen Gesteine und Gesteinsfolgen der Berchtesgadener Alpen.

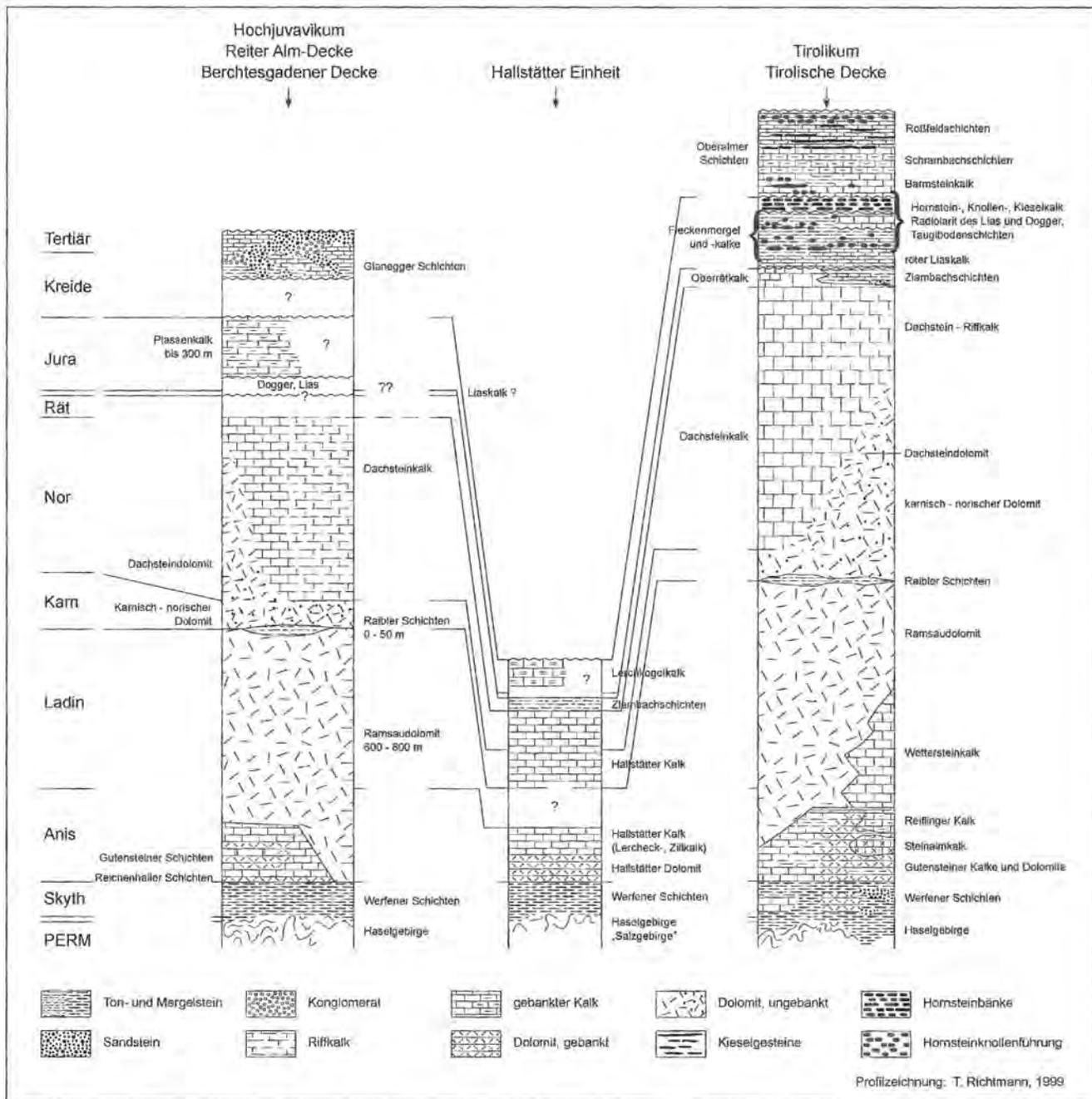


Abb. 2: Fazielle Gliederung der großtektonischen Einheiten der Berchtesgadener Alpen (nach H. Bögel und H. Zankl 1960, verändert).

Tab. 1: Baumaterial der Berchtesgadener Alpen

Stratigraphische Einheit (Zeitalter)	Lithologische Merkmale	Geomorpologische Wertigkeit	Geomorphologische Merkmale und aktuelle geomorphologische Prozesse
Haselgebirge (Oberperm)	Grauer bis schwarzer, auch bunter Ton bzw. Tonstein und Tonmergelstein, teilweise glimmerreich. Eingelagert Sandstein- und Kalkknollen, sowie unreiner Gips, Anhydrit und Steinsalz. Tektonisch extrem gestört (tektonische Brekzie); Gleithorizont an der Basis der kalkalpinen Decken. Oft tektonisch reduziert oder ausgequetscht. Nur auf dem weiten Transportweg von Süden nach Norden konnte aus einer Wechsellagerung von Tonstein, Anhydrit und Salz die chaotische Vermischung werden, wie sie heute vorliegt. Salzlagerstätten (Hallgebirge = Salzgebirge). Besonders mächtig in Hallstätter Decke.	sehr gering	Oberflächennah stark ausgelaugt; bunte, tonige Residualmassen, „Ausgelaugtes“ oder „Lebergebirge“. Grundwassernichtleiter, daher ständig vernässtes, auch anmooriges Gelände, selbst in Hanglage. Bei stärkerer Hangneigung wegen Plastizität des Materials Rutschungen. Quellhorizont, morastige Quellgründe. Vielzahl schwacher Quellen. Bei Bedeckung mit Lockergestein Erdfälle und flache geschlossene Hohlformen.
Wurfener Schichten (Skyth)	Folge von dünngeschichteten Ton- und Mergelsteinen, auch Schiefertönen, schiefrigen und glimmerhaltigen Sandsteinen, kalkigem Dolomit und knolliger, kalkreicher Sandsteine von violetter, roter, brauner, grüner oder brauner Farbe. Gelegentlich dünnbankige, spätige, dunkelgraue Kalke eingeschaltet (Untere Wurfener Schichten), teilweise mit Tonknollen, gelegentlich mit Gipslagen. In Oberen Wurfener Schichten vermehrt Kalke, sandige Kalkbänke und Kalkmergellagen von schwarzer, grauer, grünlicher oder rostroter Farbe. Gleithorizont bei Deckenbewegungen, z.T. stark gefaltet (Kleinfältelung) oder ausgequetscht. Mächtigkeit: bis 320 m.	gering (bis mäßig)	Bräunlich oder gelblich verwitternd. Wegen hohen Tongehaltes allgemein rasche und tiefreichende Verwitterung. Gerundete Oberflächenformen, flache Hänge. Kräftige Böschungsabtragung an steileren Hängen, tiefeingerissene Kerbtälchen. Zahlreiche kleine Quellen, dichtes Gewässernetz. Auf entwaldeten Steilhängen Rutschgefährdung. Grundwassernichtleiter (außer bei Sandsteinen).
Reichenhaller Schichten (Ober-skyth-Unteranis)	Serie von örtlich verschiedenfarbigen Rauhwacken, Sandsteinen, geringmächtigen und dünnbankigen, dunklen Kalken und dunklem, kieseligem, gebanktem Dolomit mit mergeligen und sandigen Zwischenlagen; Brekzien. Gesteinsserie insgesamt sehr wechselhaft. Oft rostfarbene Schichtoberflächen und durchsetzt mit Kalzitadern, sogenannte „Wurstelbänke“ bildend. Teilweise bituminös. Mächtigkeit: bis 100 m.	mäßig	Steilere Hänge bildend, die mit gröberem, scharfkantigem Verwitterungsschutt bedeckt sind. Gegenüber dem Hangenden Verwitterungsfarbe gelbgrau.
Gutensteiner Schichten = skytisch-anisische Karbonatserie (Oberskyth-Mittelanis)	Dunkle, braune bis graubraune, seltener rostrote, harte und spröde Dolomit- und Kalkbänke von cm- bis m-Stärke mit eingeschalteten, gelblichen Mergelsteinlagen. Teilweise bituminös oder kieselig. Zum Hangenden Zurücktreten der Bankung. Mächtigkeit: 80–300 m.	mäßig bis groß	Bei Lagerung über Wurfener Schichten Steilhänge oder sogar Wände bildend. Sonst bewaldete Steilhänge. Langsame Verwitterung zu relativ grobem, scharfkantigem Schutt.
Anisischer Dolomit des Tiefjuvavikum	Massiger, feinkristalliner, stellenweise etwas kieseliger Dolomit. Im Liegenden dunkel, im Hangenden hell, gelblich und bräunlich und brekziös; leicht bituminös. Nur selten Bankung erkennbar.	groß	Oberfläche bei Verwitterung zellig. Bildet im Gegensatz zum Ramsaudolomit Wände und Seilabfälle. Geringe Schuttproduktion bei Verwitterung.

Fortsetzung Tab. 1.

Stratigraphische Einheit (Zeitalter)	Lithologische Merkmale	Geomorphologische Wertigkeit	Geomorphologische Merkmale und aktuelle geomorphologische Prozesse
Steinalmkalk (Mittelanis)	Algen-Riffkalk von weißer bis grauer Farbe, ungebankt. Verzahnt sich mit anischem Dolomit.	groß	Bei Verwitterung und Abtragung werden die Riffstotzen aus dem umgebenden Dolomit als Vollformen herauspräpariert.
Reiflinger Kalk (Anis)	Hornsteinführende, dunkel- und hellgraue bis graubraune, dichte und dünnbankige Kalke mit eingeschalteten Mergelsteinen. Wulstige, unebene Schichtflächen mit dunklen Tonbestegen. Dunkle bis schwarze Mergelsteine und Kalke. Wenig mächtig.	groß	Gehalt an Kieselknollen führt zu rauen knorrigen Verwitterungsoberflächen, Bildungen von Steilhängen.
Wettersteinkalk (Anis-Ladin)	Massiger, selten undeutlich gebankter, zucker körniger, heller (weißer bis gelber) Kalk. Verzahnung mit Ramsaudolomit. Von weißen Kalzitadern durchsetzt. Zum Hangenden in Dolomit übergehend. Mächtigkeit: maximal 100–120 m.	sehr groß	Infolge massiger Entwicklung deutlich geomorphologisch hervortretend: Wände. Resistenter als Ramsaudolomit. Verkarstung, da Kalk von großer Reinheit.
Ramsaudolomit (Ladin)	Einförmiger, hellgrauer bis rein weißer, massiger bis schlecht gebankter Dolomit von kleinem, aber deutlichem Korn; zucker körniges bis feinkristallines Aussehen. Hartes und sprödes Gestein. Extrem bis in mm-Bereich geklüftet. Oft voller kleiner Hohlräume – kavernös bzw. zellig-porös („Mörtelstruktur“, „luckig“). Häufig brekziöse Struktur und von vielen Kalzitadern durchzogen. Bis 1000 m mächtig.	groß	Sandig-raue Verwitterungsoberfläche. Gestein unterliegt wegen extremer Klüftung starker mechanischer Aufbereitung, daher sehr brüchig; kleinstückig zerfallend. Lieferung großer Mengen von scharfkantigem, splittrigem Schutt von weißer, gelblichgrauer bis dunkelgrauer Farbe = Gries. Zusammen mit karnisch-norischem Dolomit stärkster Schuttlieferant der Berchtesgadener Alpen: z.T. riesige Halden bzw. Schuttmäntel bildend. Steinschlag. Nur schwache weitere Verwitterung des Schuttes, deshalb Dürtigkeit der Vegetation. Herd für Murgänge. Blaikenbildung. Kaum Entwicklung großer Wände. Steilhänge oft in Schrofen aufgelöst, durchzogen von tiefeingerissenen Kerben, Rinnen, Gräben mit leicht beweglichem Schutt. Bildung bizarrer Felsformen, wilder Felstürme, zackenbesetzter Grate und Schneiden, brüchiger Felsrippen und -erker. Große Wasserdurchlässigkeit infolge starker Klüftung, Oberfläche daher wasserarm.
Ralbler Schichten, Cardita-Schichten (Karn)	Rascher fazieller Wechsel von dunklen Mergel- und tonigen Sandsteinen, Karbonatgesteinen (teilweise bituminös oder mit Kohleresten) und Evaporiten. Auch schiefrige Kalkmergel- und Tonsteine von lebhafter grauer, gelber, brauner oder grüner Farbe mit wechselnden Sandgehalten. Deutliche Schichtung. Gleithorizont bei tektonischen Bewegungen, bisweilen tektonisch völlig unterdrückt. Mächtigkeit: 0-20 m, häufig ganz fehlend.	gering bis sehr gering	Bräunliche Verwitterungsfarbe. Bilden begrünte Bänder, Gesimse zwischen liegendem und hängendem Dolomit. Wegen Wasserhaltefähigkeit Bewuchs. „Gamsangerl“. Quellhorizont.
Hallstätter Dolomit (Unteranis-Ladin)	Massiger, dichter meist dunkelgrauer, feinkristalliner, oft bituminöser, kieseliger Dolomit. Nur gelegentlich geschichtet. Klüftung geringer als bei Ramsau- und karnisch-norischem Dolomit. Gegen das Hangende weißlichgrau bis rein weiß, mit z.T. löchriger, zelliger Textur. Mächtigkeit: bis zu 200 m.	groß (bis sehr groß)	Hellgraue bis braungraue Verwitterungsfarbe. Bildet kleine Berge (Kuppen), Steilabfälle und kompakte Wände. Wegen weitständiger Klüftung geringe Schuttproduktion bei Verwitterung; kaum Haldenbildung.

Fortsetzung Tab. 1.

Stratigraphische Einheit (Zeitalter)	Lithologische Merkmale	Geomorphologische Wertigkeit	Geomorphologische Merkmale und aktuelle geomorphologische Prozesse
Hallstätter Kalk (Ladin-Nor)	Basal weißer bis buntgefleckter, klotziger Riffkalk. Darüber dichter, dunkelroter, grauer, weißer oder andersfarbiger mikritischer, gebankter bzw. gut geschichteter Kalk (Bänke von 10 bis 20 cm); teilweise brekziös. In höheren Teilen mit kleinen Hornsteinknollen und tonig-mergeligen Zwischenlagen. Muscheliger oder muscheliger-splittiger Bruch. Häufig Kalzit-Kluftausheilungen. Mächtigkeit: 80 bis > 200 m.	sehr groß	Ungegliederte Wände. Allerdings wegen geringer Mächtigkeit und tektonischer Zerstückelung in Einzelschollen keine großen Wände oder Wandfluchten. Entwicklung kleiner Plateaus bei ruhiger Lagerung. Mäßige Verkarstung.
Karnisch-norischer Dolomit (früher Oberer Ramsaudolomit) (Karn-Nor)	Ähnlich dem Ramsaudolomit: heller bis mittelgrauer, sehr reiner, meist ungeschichteter Dolomit. Häufig zuckerkörniges Aussehen. Enge Klüftung. Im liegenden und hangenden Bereich undeutliche Bankung. Teilweise bituminös. Mächtigkeit: 150–900 m.	groß	Sandig-rauhe Verwitterungsoberfläche des Gesteins. Zerfällt infolge starker Klüftung in kleinstückigen Schutt. Bei Abtrag und folgender Akkumulation Griesbildung. An den Steilhängen Entwicklung von Rinnen und Runsen, die nur selten bzw. nur kurze Zeit Wasser führen.
Dachsteinkalk (Nor-Rät)	Dominierendes Gestein der Berchtesgadener Alpen. Heller, meist grauer oder weißer bis gelblicher, sehr reiner Kalk. In oberen Teilen oft Brekzien: unregelmäßig begrenzte, eckige, bunte Fragmente von rötlicher und gelblicher Farbe, die scharf gegen den hellen Kalk abstechen („schwimmende Scherben“). Im Allgemeinen weitständig geklüftet. Intensive Faltung selten. Ausgebildet als Massenkalk (Riffkalk und Riffschuttkalk) oder als gebankter Kalk mit bis zu 20 m mächtigen Bänken („Megalodonten-Bänken“), die mit dm-mächtigen Tonstein oder dolomitischen Stromatolithlagen wechseln („Loferite“). Mächtigkeit: bis über 1000/1200 m.	sehr groß	Bestimmend für den Hochgebirgscharakter der Berchtesgadener Alpen. Mächtige Wände und Wandfluchten, die mit deutlichem Gefällsknick über karnisch-norischem Dolomit ansetzen. Bei rhythmischen Wechseln von massigen Kalkbänken und Stromatolithen Bänderung der Felswände. Markante Gipfelpyramiden. Bei flacher Lagerung Plateaubildung; in Riffkalen oft Kuppenrelief entwickelt. Relativ geringe, grobblockige Schuttbildung bei Verwitterung. Wegen Reinheit des Kalkes stärkste Verkarstung unter allen Gesteinen der Berchtesgadener Alpen, führte zu extrem verarmtem Gewässernetz. Fluviale Abtragung und Erosion stark eingeschränkt. Erhaltung von Altreliefformen dadurch begünstigt. Nur bei starker tektonischer Beanspruchung kräftige mechanische Verwitterung; dann Bildung großer Sturzhalden. Grobblockige Berg- und Felssturzmassen.
Dachsteindolomit (Nor-Rät)	Hellgrauer, dichter, oft brekziöser Dolomit. Bankung oft fehlend oder nur undeutlich. Auch als grobblockige Rauhwacke ausgebildet. Aus karnisch-norischem Dolomit hervorgehend, dabei allgemein heller als dieser und höherer Kalkgehalt. Mächtigkeit bis 1000 m.	groß bis sehr groß	Graduelle Verkarstungsgrenze (gegenüber hangendem Dachsteinkalk).
Oberrätkalk	Hellgrauer, gelblichweißer bis weißer, oft oolithischer Kalk. Mächtigkeit: bis 200 m.	groß	Infolge dickbankiger bis massiger Entwicklung wandbildend. Unter Wänden grobblockige Sturzhalden. Verkarstung.
Zlambachschiehten (Rät bzw. Oberrät bis Lias)	Wechsellagerung von hell- bis gelblich-grauen Mergelkalken, dunklen (schwarzen bis graugrünen) Mergelsteinen, schiefrigen Mergelsteinen und schmutzig graugrünen Kalken, die plattig brechen. Auch als mergelige Sandsteine und kieselige Mergelsteine auftretend. Tektonisch z.T. stark beansprucht. Mächtigkeit: 50 m.	mäßig bis gering	Vorherrschend braune Verwitterungsfarben. Weiche Formen verbreitet. Grundwasserhemmer.

Fortsetzung Tab. 1.

Stratigraphische Einheit (Zeitalter)	Lithologische Merkmale	Geomorpologische Wertigkeit	Geomorphologische Merkmale und aktuelle geomorphologische Prozesse
Rote Liaskalke (Adneter-Hierlatz-, Crinoidenkalk)	Fleckenhaft über Dachsteinkalk, z.T. in Kanälen, Taschen oder Spalten (neptunian dykes) in ihn eingreifend. Dickbankiger bis massiger, in kleinen Partien auch gut gebankter, hell- bis tiefroter, seltener grauer und gelblicher Spatkalk oder auch Knollenkalk (lagig angeordnete Knollen von mehreren cm Größe). Meist etwas mergelig. Mächtigkeit: 20–180 m.	groß	Beachtliche Verwitterungsresistenz, aber intensive Verkarstung. Bei Verwitterung muscheliger Bruch und blockiger Schutt. Wechselnder Tongehalt ermöglicht stärkere Bodenentwicklung (Almstandorte).
Lias-Kieselkalk (Hornsteinknollenkalk)	Gut gebankter, dunkelgrauer, kiesel-säurereicher, sehr harter Kalk. In Kalkbänken Kieselknollen von cm- bis dm-Größe eingelagert. Zwischen den Bänken dünne Lagen von Mergelstein. In basalen Bereichen manganreiche kalkig-mergelige Horizonte. Mächtigkeit: 60–80 m.	mäßig	Bricht bei Verwitterung zu kleinen, scharfkantigen Scherben und Splintern. Führt zur Bildung mittelsteiler Hänge.
Fleckenmergel – Fleckenkalke (Allgäuschichten)	Abfolge geringmächtiger Kalkbänke mit eingeschalteten Lagen dunkelgrauer bis schwarzer Mergelsteine. Teilweise hornsteinführende Kalkbänke oder Hornsteinlagen zwischengeschaltet. Farbe: oliv- bis gelblichgrau. Regional stark gefaltet. Kennzeichnend: dunkelgraue Flecken und Schlieren die mehrere cm groß werden können. Mächtigkeit: stark schwankend; 100–300 m.	mäßig	Verwitterung zu tiefgründigem, lehmigem bis tonigem, braun bis gelblich gefärbtem Lockermaterial. Relativ mächtige Böden (Pelosol; „Almböden“) Weiche Geländeformen. An steileren Hängen Gefahr der Blaiken- und Grabenbildung. An Flachhängen oder in Geländemulden Vernässung, da Grundwassernichtleiter.
Dogger-Kieselkalk (Dogger)	Graue und schwarze, rote oder dunkelgrüne, gut gebankte (plattige), bräunlich rote und violettrote Kieselkalke und Hornsteine, aus Fleckenmergeln durch Zunahme von SiO ₂ hervorgehend. Hartes und sprödes Gestein, splittrig brechend. Im Hangenden von Radiolarit begrenzt. Mitunter deutlich gebankt. Mächtigkeit: ca. 60–100 m.	mäßig	Bei mechanischer Verwitterung Zerfall in braungefärbten, feinsplittrigen, scharfkantigen Schutt. Knirschendes Geräusch bei Begehung. Bildet mittel- bis stark geneigte Hänge.
Flaserkalke (Filamentkalke) (Dogger)	Kalke von knollig-flaserigem Gefüge und von grauer bis rötlicher Farbe; teilweise verkieselt. Geringmächtige Bänke (bis 10 cm) durch dunkelrote Tonbestege getrennt. Intensive Kleinfaltung. Kennzeichnend Häufung von Filamenten (feinste Schalenreste). Mächtigkeit: rasch wechselnd, bis 150 m.	mäßig	Relativ rasch verwitternd, bildet mittel- bis stark geneigte Hänge.
Radiolarit (Dogger)	Aus Fleckenkalcken hervorgehend, relativ reines Kieselgestein. Rote, grüne oder schwarze Farbe. Hartes und sprödes Gestein. Bankung in cm- bis dm-Bereich. Einzelne Mergelsteinlagen eingeschaltet. Wellige Schichtflächen.	mäßig	Zerfällt in feinsplittriges Substrat.
Tauglbodenschichten (Malm; Oxford-Kimmeridge)	Flyschartige Serien, Mergelstein, Radiolarite, z.T. mit hineingeglittenen Komplexen älterer Gesteine, Turbiditen und Brekzien. Radiolarite bestehen aus Abfolge von dünnplattigen Kiesel- und Mergelkalcken von grünlicher, grauer oder bunter Farbe.	mäßig	Wegen rasch wechselnder Resistenz des heterogenen Gesteins kleingegliedertes, hügeliges Relief.

Fortsetzung Tab. 1.

Stratigraphische Einheit (Zeitalter)	Lithologische Merkmale	Geomorpologische Wertigkeit	Geomorphologische Merkmale und aktuelle geomorphologische Prozesse
Oberalmer Schichten, Aptychenschichten, Barmsteinkalke (Kimmeridge - Tithon)	Bläulichgraue bis hellbräunliche, dichte mikritische Kalke, glatt- bis muschelförmig brechend. Hart. Häufig mit dunklen (braunen oder grauen) Hornsteinknollen und -zügen und eingeschalteten hellgrauen, schiefrigen Mergelsteinen, vereinzelt mit eingelagerten Olisthostromen und Turbiditen oder mit Mergelbestegen auf den Schichtflächen. Gut geschichtet. Bänke von 5 bis 50 cm. Regional eingelagert massige, meist feinkörnige, mächtige, hell- bis dunkelbraune Kalke = Barmsteinkalke. Mächtigkeit: bis 450 m.	mäßig bis hoch	Raue Anwitterungsfläche. Helle Verwitterungsfarben. Im Gelände Absätze, Stufen und Grasberge mit steileren Hängen bildend. Schichtköpfe, steilstehende Bänke bilden häufig kleine Abbrüche, speziell die mächtigeren Barmsteinkalke. Über Tiefjuvavikum ausgeprägter Steilaufschwung. Verkarstung im Formenschatz zurücktretend. Blaikenbildung bei Entwaldung.
Plassenkalk am Untersberg (Tithon)	Über Basalkonglomerat massige feinkörnige (mikritische) bis spätige (sparitische) Riffkalke, nahezu ungeschichtet. Rein weiß, gelblich oder rot gebändert. Vom Dachsteinkalk nur schwer zu unterscheiden. Mächtigkeit: bis etwa 300 m.	sehr groß	Ungegliederte Felswände bildend.
Lerchbergschichten (Lerchkogelkalk und Loferer Schichten) (Tithon)	Regional beschränkt auf Loferer Abschnitt der Hallstätter Einheit. Heller, lichtgelber, bräunlicher bis grauer, vorherrschend dickbankiger bis massiger, weißgeaderter sehr dichter, nicht selten oolithischer, mikritischer, selten sparitischer Kalk. Örtlich grobbrekziös. Mächtigkeit: 150-200 m.	sehr groß	Dunkelgraue Verwitterungsfarbe. Kalkplatten mit randlicher Wandbildung bei flacher Lagerung. Verkarstung.
Schrambachschichten (Valendis)	Grüngraue bis braungraue oder weinrote, dünnplattige (2-10 cm) Kalkmergelsteine mit zunehmendem Kalkgehalt zum Hangenden oder graugrüner bis blaugrauer, feinblättriger Mergelstein. Inkompetente Schichten, oft wirre Lagerung und tektonische Amputation. Wechsellagerung mit harten, sandigen Mergelsteinen und mit dünnplattigen Kalken. Auch dunkle Hornsteinbänder eingeschaltet. Von Kalzitadern durchzogen. Keine scharfe Abgrenzung zu Roßfeldschichten möglich. Mächtigkeit: etwa 200 m.	gering bis mäßig	Leicht verwitternd. Verwitterungsfarbe gelblich. Verwitterungsprodukt ist gelber Lehm („Almboden“). Durch hohen Mergelanteil Grundwasserhemmer, Quellenreichtum. Hohe Abtragungsanfälligkeit, sanftes Relief. Dichtes, dentritisches Tälchen- und Gewässernetz, Kerbtalbildung.
Roßfeldschichten (Hauterive)	Untere Roßfeldschichten: gut geschichtete, dunkelgraue, tonige Kalksandsteine bzw. sandhaltige Kalke in Wechsellagerung mit schiefrigem Mergelstein und Kalkmergelstein. Dünnbankung. Obere Roßfeldschichten: dunkle, meist kieselige und hornsteinführende Mergelkalke; Kieselkalke mit eingeschalteten Sandstein- und Konglomeratlagen. Grobbankung. Farben: braun, dunkelgrau, rötlich, grünlich. Synsedimentäre Gleitfaltungen. Gesamtmächtigkeit: bis 600 m.	gering bis mäßig	Formencharakter wie in Schrambachschichten; Sanftrelief. Deutliche Versatzdenudation bei stärkerer Hangneigung (Säbelwuchs der Bäume). Grundwasserstauend; oft anmooriges Gelände. Viele permanent schütten- de Quellen. Verwitterungsfarbe: dunkelbraun. Bildung von zähem, ockerfarbenem Verwitterungslehm.
Glanegger Schichten (Coniac-Untersanton) = Untere Gosau	Rötlichgraue bis grünliche, feinkörnige, glimmerige Sandsteine, Kalksandsteine, feinsandige oder sandfreie Mergelsteine und Mergelkalke. Farbe: dunkelgrau. Mächtigkeit: max. 110 m.	je nach lithologischen Eigenschaften gering bis groß	Sanfte Geländeformen - Hügelrelief, „Almböden“.

Fortsetzung Tab. 1.

Stratigraphische Einheit (Zeitalter)	Lithologische Merkmale	Geomorpologische Wertigkeit	Geomorphologische Merkmale und aktuelle geomorphologische Prozesse
Mittlere und Obere Gosau u. a. Nierentaler Schichten (Oberkreide = Untercampan-Maastricht)	Lithologisch bunte Serie: Schuttkalke = „Untersberger Marmor“ (max. 40 m mächtig) von roter, rosa, gelblicher oder weißer Farbe. Konglomerate und Brekzien; Riffkalk; dunkler, roter spätiger, knolliger Kalk, dünngebankte graugelbe Kalke und Mergelkalke, knollige Mergelkalke, Tonmergelsteine, Sandsteine. Gesamtmächtigkeit bis über 300 m im Lattengebirge.	mäßig bis gering	Infolge stärkerer Verwitterung nur mäßig steile Hänge. Kleingliederung des Reliefs je nach Gesteinsausbildung. Grundwasserstau. Neigung zu Rutschungen und Gleitungen. Tiefgründige, feuchte Böden.
Alttertiär (im Becken von Reichenhall und Untersbergvorland) (Paleozän-Eozän)	Konglomerate, rote und graugrüne sandige bis sandfreie Mergelsteine mit zwischengeschalteten Sandsteinbänken; Häufiger Fazieswechsel infolge tektonischer Bewegungen und wechselnder Meerestiefe. Riff- und Schuttkalke. Mächtigkeit: 200 bis > 1200 m!	mäßig bis gering	Wegen geringer bis mäßiger Verfestigung rasche Verwitterung und leichte Abtragbarkeit. Ausbildung von kuppigem Relief.

Von außerordentlicher Bedeutung sowohl in geologischer, als auch in geomorphologischer Hinsicht war das Verhalten der verschiedenen Gesteine gegenüber gerichtetem Druck im Rahmen tektonischer Vorgänge. Im mächtigen, dickbankigen oder massigen Dachsteinkalk als kompetentem Gestein ist nur in wenigen Fällen eine bruchlose Verformung, also reine Faltung zu beobachten. Bei Einengung oder Dehnung wurde die Karbonatplatte vielmehr in große Schollen zerschert, die intern meist eine einförmige Lagerung zeigen. Die ruhige Lagerung hat die Plateaubildung und -erhaltung gefördert. Bei deutlichem Einfallen der Schichten ist es dagegen im Zuge der geomorphologischen Entwicklung zur Ausbildung von Ketten mit Graten und zur Auflösung in Einzelgipfel anstelle von schwach pultförmig geneigten Kalkplateaus gekommen. Diese Beziehungen sind klar ersichtlich bei einem Vergleich von Hohem Göll, der insgesamt eine große Halbantiklinale bildet und Hagengebirge (Abb. 5 unten). Ganz ähnliche Verhältnisse können auch am aufgebogenen Südrand des Steinernen Meeres beobachtet werden, speziell um das Braghorn (2143 m), um Bersal- (2347 m) und Breithorn (2504 m) und von der Schönfeldspitze (2653 m) bis zum Selbhorn (2654 m).

Demgegenüber wurden inkompetente Gesteine, aus denen das Haselgebirge, die Werfener-, Reichenhaller-, Raibler- und Zlambachschichten, die Gesteinsfolgen des Jura, die Oberalmer-, Roßfeld- und Schrambachschichten bestehen, durch Krustenbewegungen mehr oder weniger intensiv verbogen. Insbesondere das Haselgebirge ist oft wie eine Teigmasse verknetet, ausgequetscht oder tektonisch reduziert. Ähnliches gilt für die Raibler Schichten. Speziell das Haselgebirge bildete wegen seiner Verformbarkeit und seiner Mächtigkeit den Gleithorizont für die Deckenbewegungen.

Eine Sonderstellung im Falle mechanischer Beanspruchung haben auch der Ramsau- und der karnisch-norische Dolomit eingenommen. Bei intensiver tektonischer

Deformation wurde die Druckfestigkeit des monomikten Dolomits überschritten und das spröde Gestein zerbrach an unzähligen Klüften. Hier setzte insbesondere die Frostverwitterung ein und führte zum Zerfall des kataklastischen Gesteins in kleinstückigen, eckigen Schutt. Über Massenschwerebewegungen gelangte der Schutt an den Fuß der von Rinnen und Gräben durchzogenen Wände bzw. Steilhänge und wurde von dort durch Muren weiterbewegt, um in den Griesen temporär oder definitiv abgelagert zu werden.

Insgesamt ist die Beteiligung inkompetenter Gesteine am Aufbau der Berchtesgadener Alpen geringer als in den Gebirgsketten weiter im Westen, woraus sich die Existenz von mächtigen Schichtserien ohne bedeutsame Faltung und weiter die Bedeutung von geologischer Struktur und Baumaterial für die Entwicklung des Reliefs erklären. Reine Strukturformen sind allerdings selten.

2.2 Die tektonische Situation im Überblick

Die skizzierte geomorphologische bzw. naturräumliche Großgliederung der Berchtesgadener Alpen in eine nördliche und eine südliche Reihe von Kalkstöcken mit einer zwischengeschalteten Ausräumungszone in der Ramsau und um Berchtesgaden ist durch die Anordnung großtektonischer Einheiten bedingt. Drei große, übereinander gestapelte tektonische Einheiten sind am Aufbau des Untersuchungsgebietes beteiligt: die Triolische Decke, die Tiefjuvavische oder Hallstätter Einheit und die Hochjuvavische oder Reiter Alm-Decke, die auch als Berchtesgadener Decke bezeichnet wird (Abb. 2 und 4).

Der größte Teil der Berchtesgadener Alpen, ihre höchsten und massigsten Gebirgsgruppen im Süden des Beckens von Berchtesgaden, wird, respektive werden vom Tirolikum oder der Staufener-Höllengebirgs-Decke gebildet. Diese Einheit stellt, generalisiert betrachtet,

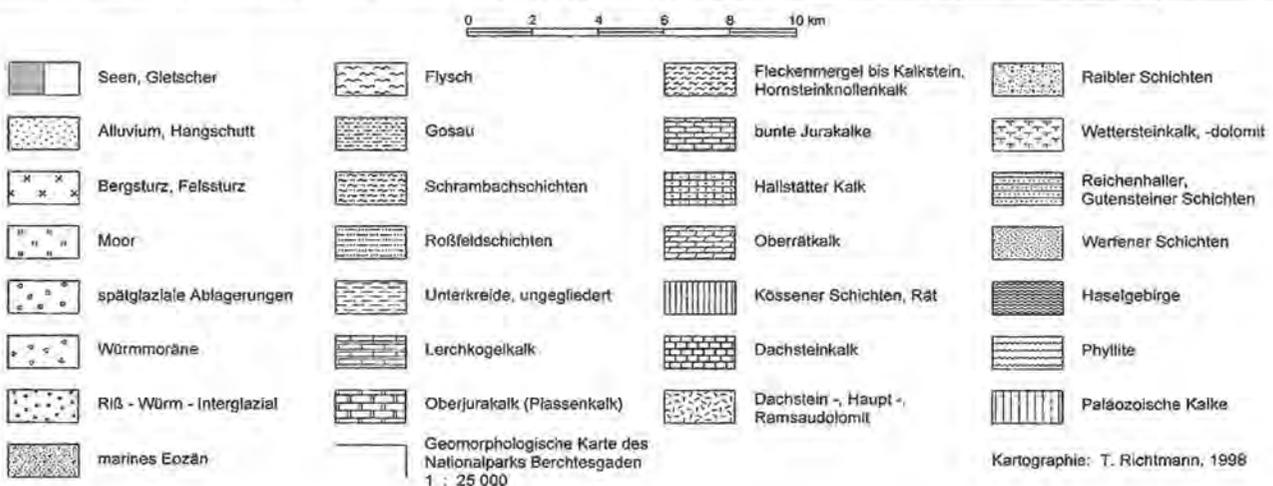
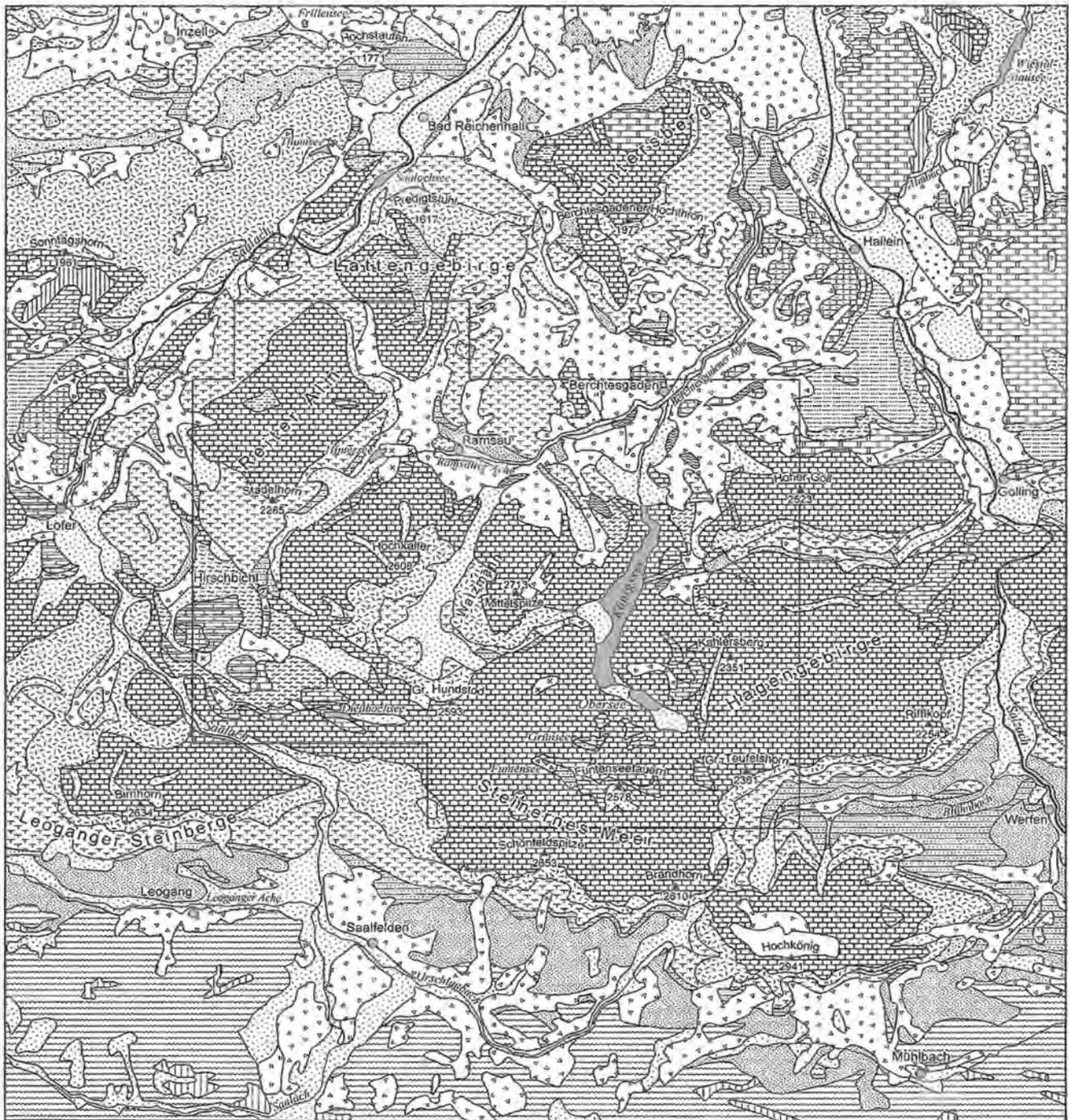
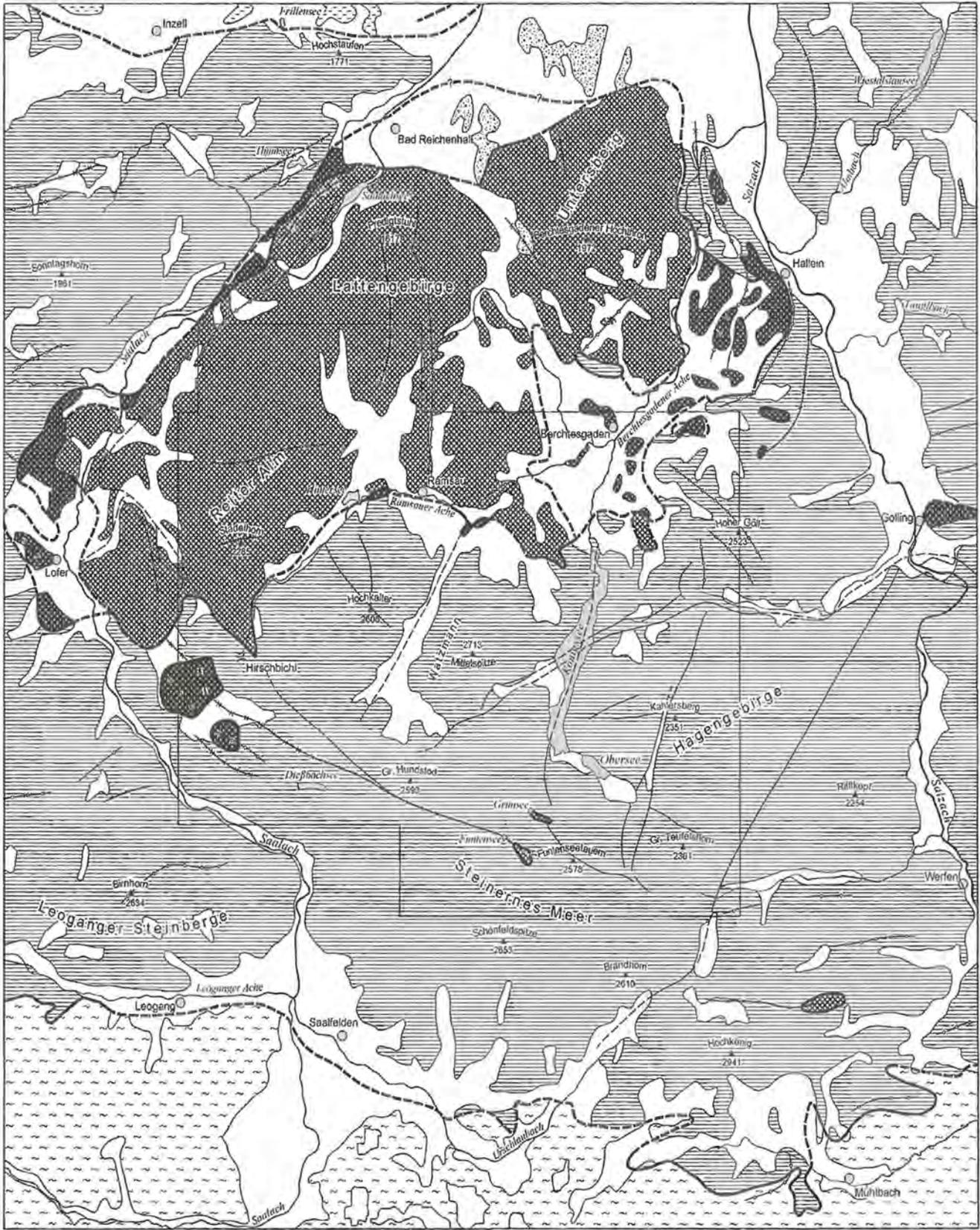


Abb. 3: Geologische Übersicht der Berchtesgadener Alpen.



Kartographie: T. Richtmann, 1998

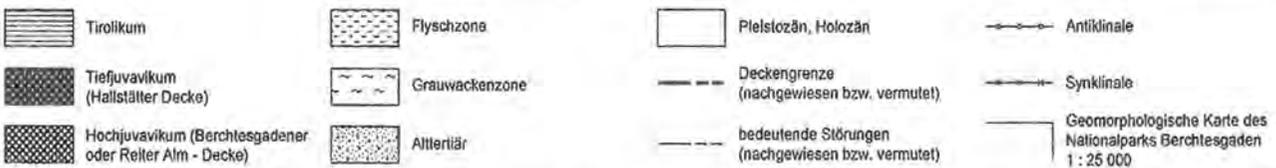


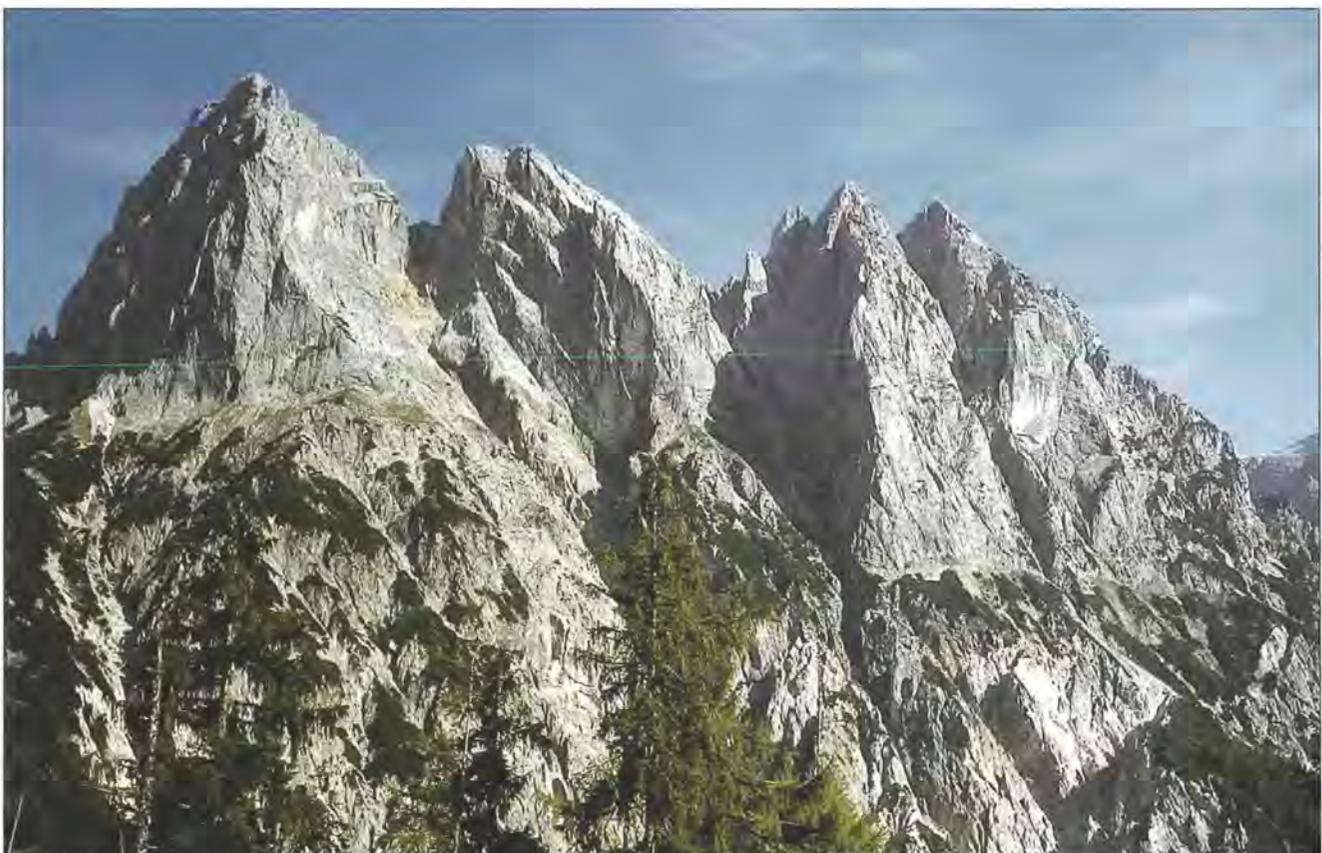
Abb. 4: Tektonische Übersicht der Berchtesgadener Alpen.

eine gewaltige tektonische Großmulde oder Schüssel dar. In Übereinstimmung mit der sehr mächtigen Entwicklung des Dachsteinkalkes ist der Bau ruhig und Faltenbilder treten zurück. Die Gliederung und Auflösung in Großschollen, die geomorphologisch mit den einzelnen Gebirgsgruppen identisch sind, wird von steil geneigten Schrägstörungen verursacht.

In der tektonischen Großmulde des Tirolikums als Trägerdecke lagert das Juvavikum, das in Tief- und Hochjuvavikum gegliedert wird. Das Tiefjuvavikum oder die Lofler-Halleiner-Hallstätter Decke bildet dabei einen unvollständigen Schollenkranz um die Reiter Alm-Decke. Diese ist sowohl geologisch wie auch geomorphologisch klar umgrenzt und stellt eine allseits durch Wandentwicklung charakterisierte große Deckscholle dar. Bereits bei ihrem Einschub in ihre heutige Position kam es zu ihrer Auflösung in einzelne Großschollen. Zwischen ihnen wurden Gesteine der Hallstätter Einheit emporgedrückt oder jüngere Sedimente aus der Oberkreide und dem Alttertiär abgelagert, die geomorphologisch weit weniger resistent als die mächtigen Kalkmassen sind. Nach der Hebung des Gesamtgebietes sorgten Ausräumung und Talbildung in diesen Gesteinen für eine räumliche Isolierung der einzelnen Kalkstöcke. Ähnlich dem Tirolikum weist das Hochjuvavikum trotz reduzierter Mächtigkeiten des Ramsau- und karnisch-norischen Dolomites sowie des Dachsteinkalkes intern ruhige Lagerungsverhältnisse auf, was die Bildung von Wandfluchten und schrofigen Steilhängen begünstigte (Abb. 6).

Die Reiter Alm-Decke lagerte vermutlich einst auch über Teilen der dem Tirolikum zugehörigen Plateaugebirge im Süden. Jedenfalls existieren im Steinernen Meer und am Hochkönig kleine Deckenreste dieser Einheit. Allerdings ist nicht in allen Fällen mit absoluter Sicherheit zu entscheiden, ob die Relikte zur Reiter Alm- oder Hallstätter Einheit gehören, da ihre Schichtenfolge stratigraphisch meist nur bis zum Ramsaudolomit hinaufreicht. Lediglich die von Heissel (1953) entdeckte Scholle der Riedlwand im östlichen Hochkönig führt noch karnisch-norischen Dolomit und Dachsteinkalk (Abb. 4). Sie muss demzufolge dem Hochjuvavikum zugerechnet werden. Der Deckenbau der Berchtesgadener Alpen wird nicht nur durch diese Deckenreste belegt, sondern auch durch ein tektonisches Fenster im Gebiet des Aschauer Weiher und des Etzerschloßs nördlich von Berchtesgaden (Abb. 4). In diesem Gschirrkopfenster durchstoßen Gesteine des Tirolikums das Hochjuvavikum.

Die Hallstätter Einheit ist teilweise bereits bei der Überschiebung durch die Reiter Alm-Decke unter der Auflast der mächtigen Gesteinspakete ausgequetscht und zerstückelt worden, wie die Vorkommen bei Bad Reichenhall, Berchtesgaden oder in der Ramsau zeigen. Wie aus Abb. 2 ersichtlich ist, weist sie darüber hinaus erhebliche lithologische bzw. fazielle Unterschiede gegenüber Tirolikum und Hochjuvavikum auf. So werden die Schrambach- und Roßfeldschichten dieser großtektonischen Einheiten in der Hallstätter Decke, zumindest in ihrem Westteil, durch die Lerchbergschichten, insbesondere



Markant ist der Gegensatz von Ramsaudolomit (unten) und Dachsteinkalk an den Mühlsturzhorn und Grundübelhörnern im Süden der Reiter Alm (vom unteren Sittersbachtal).

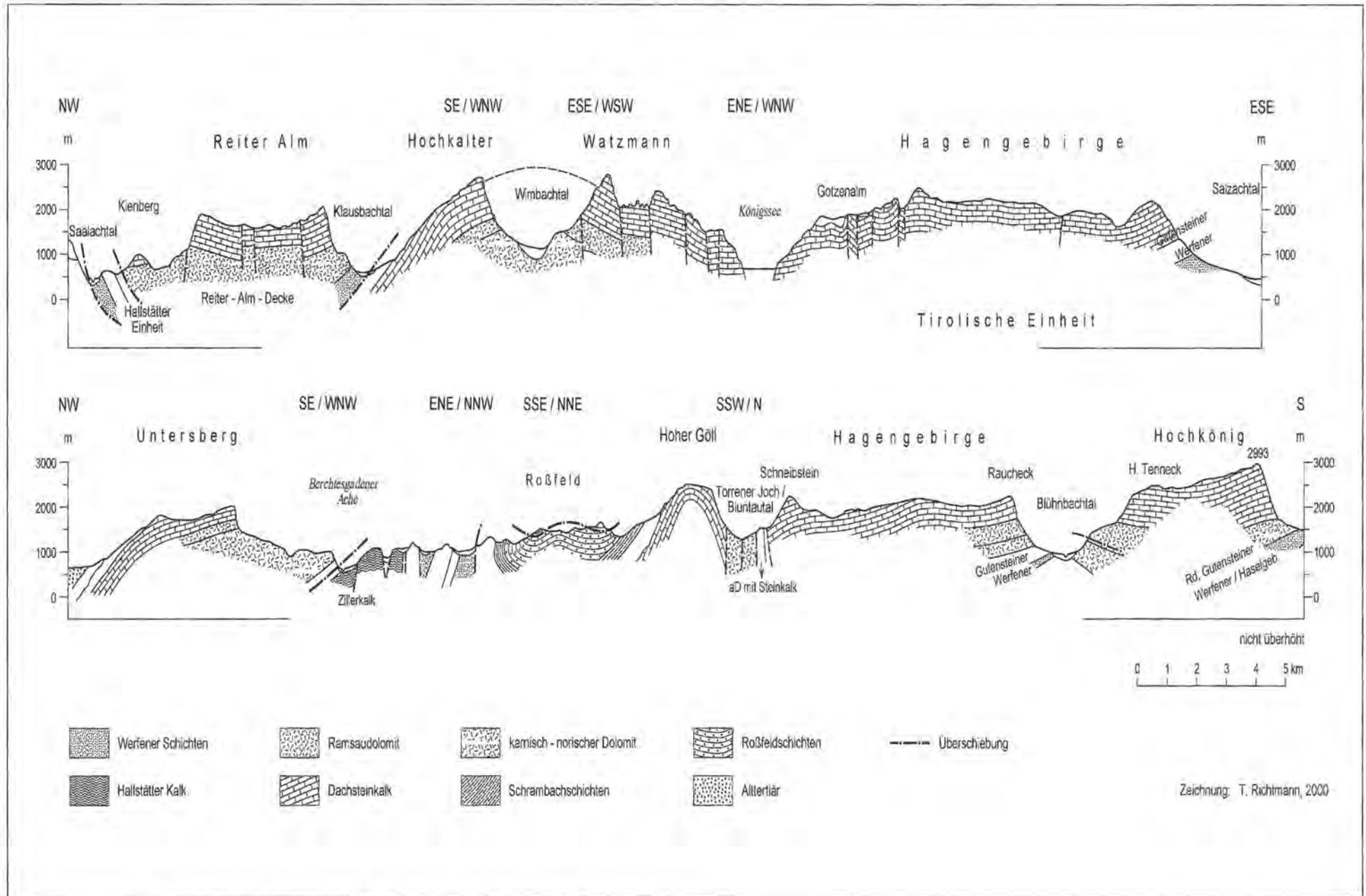


Abb. 5: Geologische Übersichtsprofile durch die Berchtesgadener Alpen (teilweise nach H. Pichler).

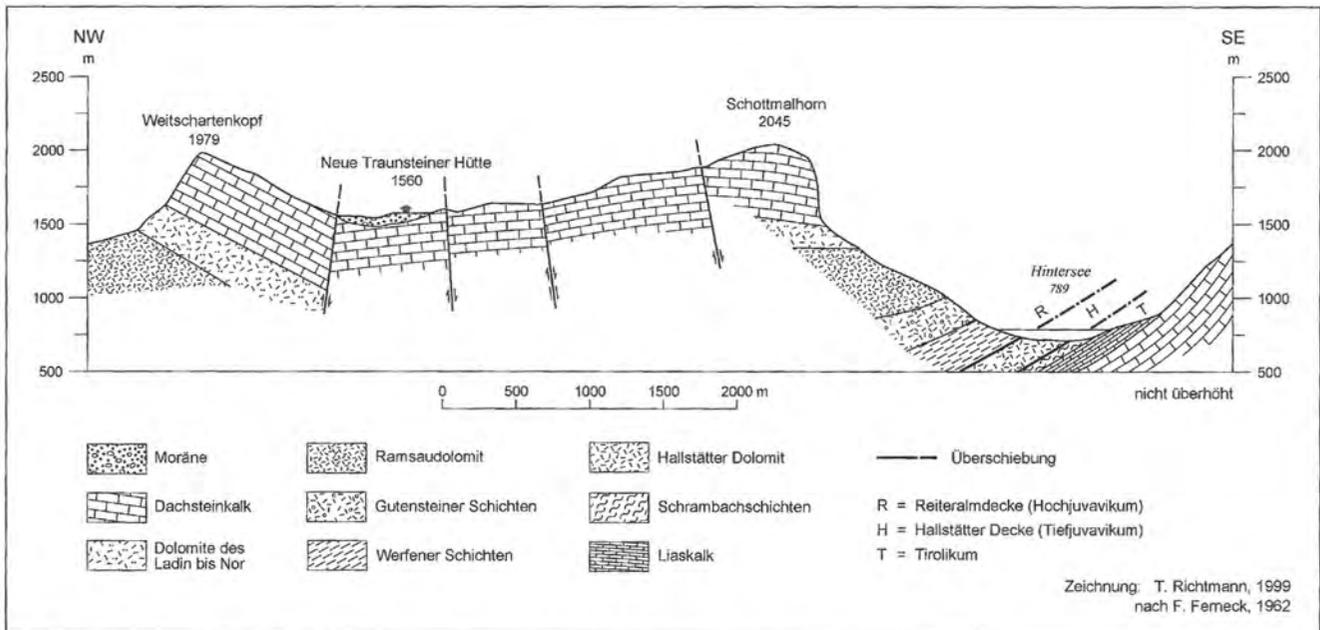
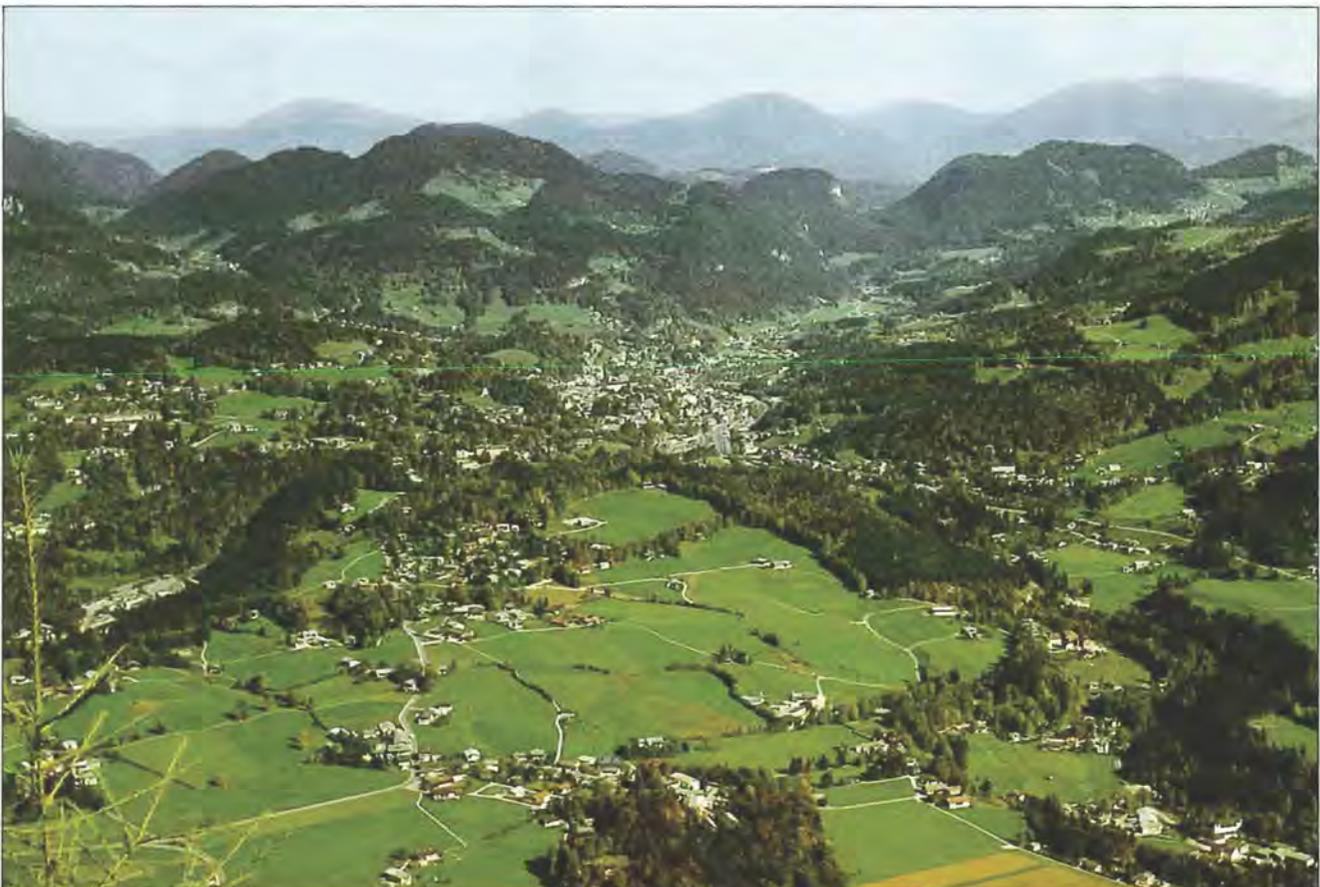


Abb. 6: Geologisches NW-SO-Profil durch die Reiter Alm (nach Ferneck 1962).

dem grobbankigen bis massigen Lerchkogelkalk, vertreten. Die Mittel- und Obertrias besteht aus einer bunten Folge von Gesteinen mannigfaltiger petrographischer Zusammensetzung, unter denen bunte Kalke und Dolomite von geringer Mächtigkeit dominieren. An der Basis der Trias erreicht das anhydrit- und salzführende Haselgebirge besondere Mächtigkeit. Das hat eine im

Einzelnen oft sehr komplizierte Tektonik zur Folge, denn auf dem hochplastischen Untergrund sind die geringmächtigen Karbonatgesteinsschollen (bis 800 m) häufig völlig durcheinanderbewegt worden. Aus diesem Grunde deckt sich das Verbreitungsgebiet des Tiefjuvavikums nicht mit einem geomorphologisch einheitlich gestalteten Raum, sondern ist insbesondere im Westen



Kleinräumig gegliedertes Relief in der Hallstätter Einheit. Blick vom Grünstein über Berchtesgaden nach Nordosten.

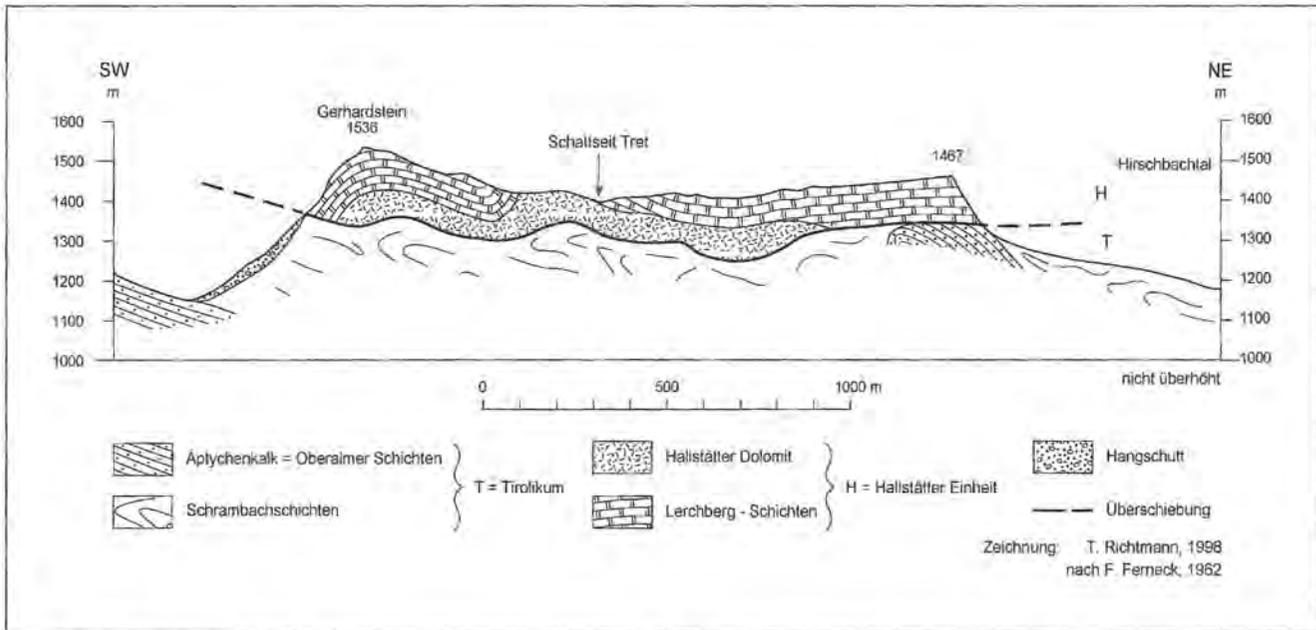


Abb. 7: Geologischer Aufbau des Gerhardsteines (nach Ferneck 1962).

durch ein wechselvolles Formenbild gekennzeichnet. Insgesamt ist es eine in Kuppen und Klippen aufgelöste, nur mäßig hohe Landschaft. Ausraumgebieten stehen kleine Karbonatgesteinsklötze mit Wandbildung gegenüber.

Zu den Kalkstöcken der Hallstätter Einheit zählen im Westen nahe der Saalach der gewölbartig gebaute Hochkranz und der aus einer weitgeschwungenen Platte aus Lerchkogelkalk bestehende Gerhardstein. Der unterschiedliche Bau der beiden Kalkklötze wird durch ihre Form klar widerspiegelt (Abb. 7 und 8). Im Osten gehören das Gebiet des Salzberges von Berchtesgaden und Hallein mit seinen Mittelgebirgsformen der Hallstätter Decke an. Südlich davon liegen in deutlich höherer topographischer Position drei kleine Deckschollen dieser Einheit aus anisischem Dolomit auf kretazischen Schichten des Tirolikum und bilden Vollformen: Klinger-eckkopf, Roßfeld, Ahornbüchsenkopf. Größere Berggruppen sind in der Hallstätter Decke nicht ausgebildet.

Insgesamt zeigt sich, dass das Formenbild der Berchtesgadener Alpen deutlich vom Baustil der tektonischen Einheiten geprägt wird. Dieser wiederum steht eng mit den faziell bedingten Unterschieden im Baumaterial dieser Einheiten in Zusammenhang, weshalb speziell für die Berchtesgadener Alpen von einer Faziestektonik gesprochen wird.

Nach neueren geologischen Untersuchungen wird die Stellung des Tiefjuvavikums als selbständiger Einheit im Rahmen des tektonischen Stockwerkbaus der Berchtesgadener Alpen allerdings in Zweifel gezogen. Demnach soll die Bildung der Gesteine der Hallstätter Einheit in unregelmäßigem Becken zwischen den Dachsteinriff-komplexen bzw. in Kanälen innerhalb der Plattformen mit Dachsteinkalkentwicklung erfolgt sein, wie es bereits 1892 E.v. Mojsisovics äußerte (Zankl 1962, Bögel

und Schmidt 1976). Eine kräftige Absenkung infolge Zerrung der triassischen Plattform im Jura soll darüber hinaus zur Bildung tiefer Meeresbecken geführt haben, die das Abgleiten von großen Gesteinsmassen in Hallstätter Fazies in Form von submarinen Schuttströmen (Olisthostrome) und Gleitschollen (Olistholithe) von Süden gegen Norden auslösten. Die starke Absenkung des Meeresbodens ist durch Tiefseesedimente des Jura (Radiolarit, Tauglbodenschichten) belegt und sowohl sedimentäre Unter- als auch Überlagerung des Salinars von Hallein-Berchtesgaden durch Oberalmer Schichten wird als intramalmisches Eingeleiten der Hallstätter Gesteinsmassen gedeutet (Plöching 1983). Im Zusammenhang mit geomorphologischen Untersuchungen sind diese in Diskussion stehenden Fragen jedoch von geringer Relevanz.

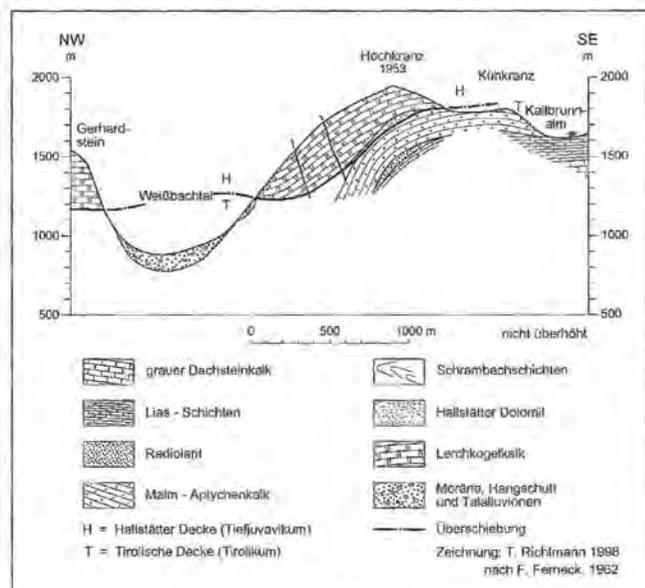


Abb. 8: Geologischer Aufbau des Hochkranz (nach Ferneck 1962).

Übereinstimmung besteht heute hinsichtlich der Allochthonie der Berchtesgadener Alpen in Bezug auf ihre Unterlage, ihrem Einschub von Süden her. Dabei haben die erwähnten tektonischen Einheiten die einstigen nördlicheren Zonen überwältigt. Der bereits von Termier (1903) vertretene Deckenbau und die vermuteten großen Überschiebungsbeträge der Nördlichen Kalkalpen über jüngere Gesteinsserien der Kreide und des Tertiärs konnten durch die Bohrungen Urmannsau 1 (bei Kienberg in Niederösterreich; Kröll und Wessely 1967, Küpper 1967) und Vorderriß 1 im Karwendel (Bayerisches Geologisches Landesamt, 1981) gegenüber einer autochthonen bzw. parautochthonen Stellung, wie sie insbesondere von Seiten deutscher Geologen lange verfochten wurde, endgültig abgesichert werden. In beiden Fällen lagern unter der kalkalpinen Zone allochthones Helvetikum und Flysch sowie inneralpine, autochthone Molasse. Unsicherheiten bestehen allerdings noch immer hinsichtlich der Beheimatung der Einheiten der Berchtesgadener Alpen: entweder von unmittelbar südlich des heutigen Kalkalpen-Südrandes, abgesichert vom Altkristallin der heutigen Zentralalpen oder aus einem Raum südlich des Tauernfensters.

Im Süden grenzen die Berchtesgadener Alpen – tektonisch gesehen – mit der sogenannten Hochalpenüberschiebung, einer flachen Überschiebungsbahn, an das Werfener Schuppenland. Die Annahme, dass die Gruppe des Hochkönig in postgosauischer Zeit im Zuge von sekundären Nachbewegungen im Zusammenhang mit den Deckentransporten nach Süden vorgeschoben werden soll, beruht auf mehreren Beobachtungen und zwar:

- der Hochkönig ist gegenüber dem Steinernen Meer einige Kilometer weiter im Süden gelegen und um einige hundert Meter höher emporgehoben worden
- zwischen der südwärts vorspringenden und ruhig lagernden Masse des Hochkönigs und der stark verschuppten Werfener Zone besteht eine große Diskrepanz im Baustil
- im Grenzbereich von Werfener Schichten und Gutensteiner Dolomit sind klastische Zwischenbildungen eingeschaltet, die als Mylonite gedeutet wurden.

Die Aufnahmen von W. Heissel (1955) ergaben jedoch, dass es sich bei den Zwischenbildungen um keine Tektonite, sondern um sedimentäre Ablagerungen handelt. Darüber hinaus ist keine Abscherung der Karbonatplatte von ihrer Werfener Schiefer-Unterlage an der Nordseite von Imlau- und Blühnbachtal zu beobachten, wie es z.B. W. Del Negro vertrat (1950, 118). Bewegungsflächen sind also lediglich örtliche Erscheinungen; eine allgemeine Südbewegung des südlichen Kalkalpenrandes von mehreren Kilometern lässt sich nicht beweisen.

Das Werfener Schuppenland ist besonders östlich des Hochkönigs breit entwickelt und setzt sich nach Westen, also südlich des Hochkönigs als schmaler Streifen fort. Als Hangendes der Grauwackenzone zeigt es intensive Verschuppungen, teilweise mit Nordvergenz, teilweise mit Südvergenz. Aufgebaut wird es vorwie-

gend aus Untertrias (Werfener Schichten) und Mitteltrias, während Haselgebirge und Obertrias nur wenig verbreitet sind. Gesteine geringer bis mäßiger geomorphologischer Resistenz dominieren.

2.3 Tektonik der Einzelgebiete

Wie erwähnt, weist die Tirolische Decke einen Großschollenbau auf, der weitgehend mit den kurz vorgestellten orographischen Einheiten übereinstimmt.

Der Karbonatstock des *Hochkönig* am Südsaum der Kalkalpen wird aus Werfener Schichten (Schiefer, Quarzit, Sandstein), Reichenhaller Rauhwacken, Gutensteiner Kalken und Dolomiten, Ramsaudolomit, Raibler Schichten (Reingrabener Schichten) und Dachsteinkalk aufgebaut. Der Dachsteinkalk ist überwiegend als Riffkalk ausgebildet und geht nach Norden in geschichteten Kalk über. Infolge des generellen Nordfallens der Schichten liegen beispielsweise auf der Südseite die Raibler Schichten deutlich höher als auf der Nordseite; sie bilden auffallende „Grasbänder“ in den Wänden und die Verflachungen um die Mitterfeldalm. Das Plateau des Hochkönig wird von einer flachen Mulde, der Hochkönig-Synklinale, beherrscht. Im Ostteil dieser Synklinale sind am Imlbergkamm noch Reste von Jurasedimenten erhalten und ihr lagert die hochjuvavische Riedlwand-Deckscholle auf. Nördlich der Synklinale schließt sich genau über dem Gebiet des Blühnbachtales eine West-Ost streichende Sattelzone an, deren Achse nach Osten heraushebt. Das Blühnbachtal ist also ein Antiklinaltal (Abb. 5 unten).

Bedeutende Verwerfungen durchziehen das Plateau des Hochkönigs. An einigen Stellen dieser Störungen scheinen nach den Untersuchungen von Schlager (1935) Reste einer jungtertiären Sedimentdecke (Augensteinsedimente) tektonisch eingeklemmt zu sein. Andererseits zieht eine Landoberfläche ohne Höhensprung über diese Verwerfungen hinweg. Diese wären demnach im Sinne von Seefeldner (1961) „vormorphologisch“, also älter als die Ausbildung der Oberfläche. Vor allem an ein NW-SO- und ein NO-SW-verlaufendes Kluftsystem sind die Dolinen und Karstschächte des Plateaus geknüpft.

Der von Golling im Salzachquertal über das Hagengebirge und die Hundsteingruppe der Dientener Berge bis zum Salzachlängstal zwischen Taxenbach und Bruck verlaufende Torschartenbruch trennt den Hochkönig vom Steinernen Meer (Abb. 4). An diesem, im Satellitenbild deutlich hervortretendem Bruch, ist die südöstliche Scholle um etwa 300 m abgesenkt. Der Dachsteinkalk des Hochkönigstockes grenzt an der Störung also an den karnisch-norischen Dolomit des Steinernen Meeres.

Auch an der steilen Südabdachung des *Steinernen Meeres* ist die gesamte Schichtenfolge der Trias abgeschlossen, von den Werfener Schichten bis zum Dachsteinkalk. Das Plateau selbst wird vorwiegend aus gebanktem Dachsteinkalk aufgebaut, lediglich im Süd-

osten (z.B. Bersal- oder Persailhorn, 2347 m) ist Riffkalk verbreitet. In der Röth und um den Funtenseetauern sind ausgedehntere Liasvorkommen erhalten geblieben. Noch jüngere Schichten stehen vor allem im Gebiet der Kallbrunnalm im nordwestlichen Steinernen Meer an. Sie gehören der Fortsetzung der Neokommulde Weißbachtal-Wildental an und auf ihnen lagern die ortsfremden Schollen des Tiefjuvavikums, der Hochkranz und der Gerhardstein.

Der aufgebogene Südrand des Steinernen Meeres mit teilweise sehr steil gestellten Schichten (u.a. am Wurmkopf, 2451 m) und gleichzeitig den höchsten Gipfeln deutet eine örtliche Aufschiebung gegen Süden an. Das gesamte Plateau wird von einem System von NW-SO und NO-SW verlaufenden Störungen durchzogen. Die durch diese Brüche getrennten Schollen sind im Norden des Plateaus stufenweise gegen die Königssee-Obersee-Talung abgesenkt. Versenkung und Einklemmung von Schollen hat in zahlreichen Fällen die Bedeckung mit Jura-Gesteinen vor der Abtragung bewahrt. Aus gleicher Ursache sind im Funten- und Grünseegebiet juvavische Deckenreste erhalten geblieben. Wo infolge Bruchtektonik unterschiedlich resistente Gesteine aneinandergrenzen, treten diese Grenzen im Gelände meist als Bruchlinienstufen hervor, so an der Stuhlwand, an der Scheibenwand oder auf der Südseite des Schneibers.

Im *Hagengebirge* liegt der gleiche Gesteinsbestand wie im Steinernen Meer vor; er reicht von Werfener Schichten im Blühnbachtal über eine dolomitreiche Mitteltrias und karnisch-norischen Dolomit bis zum Dachsteinkalk, der vorwiegend die Hochfläche des Karbonatstockes bildet. Im Süden ist er als Riffkalk, im Norden als gebankter Kalk ausgebildet und erreicht eine Gesamtmächtigkeit von über 1000 m. Im Norden taucht die Dachsteinkalkplatte an einer stirnartigen Flexur ab, so dass ihre Untergrenze gegen das Blühnbachtal bei 1800 m liegt, im Norden bei Golling dagegen den Talboden erreicht.

Große Bedeutung hat im Hagengebirge die bruchtektonische Verformung, die zu einer weitestgehenden Zerstückelung durch Längs-, Quer- und Schrägbrüche geführt hat. Besonders deutlich tritt parallel zum Königsseebruch das Landtal-Grabenbruchsystem hervor. Von geomorphologischer Wirksamkeit sind weiter die Staffelbrüche zwischen Landtal und Königssee, auf die schon Böse (1898) und Diener (1903) hinwiesen. Durch sie ist ein treppenartiges Absteigen des Hagengebirgsplateaus zum Königssee bedingt (Abb. 9). In jeder Blockstufe treten die gleichen oder ähnlichen Sedimentfolgen wieder auf und hier konnten sich in teilweise beträchtlichem Umfange Reste von Jura erhalten: rote Liaskalke, Fleckenmergel und -kalke, Radiolarite usw. Daneben kommen Überschiebungen und übereinander-



Flachlagernder Lerchkogelkalk (Hallstätter Einheit) am Gerhardstein über Roßfeldschichten (Tirolische Einheit). Blick von der Kammerlingalm im Südosten.

lagernde Schuppen vor, die einen Ost-West-Schub dokumentieren, so am Fagstein, an der Rotspielscheibe, am Mitterlaafeld oder oberhalb der Talwand nördlich des Obersees.

Zwischen dem Hagengebirge im Süden und der Gruppe des Hohen Göll im Norden schaltet sich die *Torrener Joch-Zone* ein. Sie ist im Norden und Süden von Störungen begrenzt. In ihr ist die Schichtenfolge der Trias vom Skyth bis zum Nor in meist steilstehender Lagerung aufgeschlossen. Die Gesteine dieser Zone zeigen starke tektonische Beanspruchung; teilweise wurden sie kompliziert geschuppt, zerruschelt oder sogar ausgequetscht.

Die tektonische Stellung der Torrener Joch-Zone ist noch immer in Diskussion. Zum einen werden in ihr Deckenreste gesehen, die von der tief- oder hochjuvavischen Einheit im Verlaufe der Deckenüberschiebung in einer tiefen Bruchzone des tirolischen Untergrundes zurückgeblieben sind. Dafür scheint die deutlich geringere Mächtigkeit der Triasgesteine in der Torrener Joch-Zone gegenüber den benachbarten Stöcken des Tirolikums im Süden und Norden und eine fazielle und faunistische Annäherung an die Hallstätter Einheit zu sprechen. Andererseits wird die Zone als Basis der Göll-Masse gedeutet und als Teil der hochjuvavischen Decke angesehen. Nach einer dritten Interpretation, die durch neuere Untersuchungen von H. Zankl (1962, 1968) an Wahrscheinlichkeit gewonnen hat, sind in ihr Gesteine der Tirolischen Einheit in einer Antiklinalstruktur emporgepresst worden. Demnach nimmt sie eine autochthone Position innerhalb des Tirolikums ein.

Geomorphologisch ist die Torrener Joch-Zone wegen der starken Beanspruchung der Gesteine ein Ausräumungsgebiet und bildet eine klar erkennbare, W-O-verlaufende Tiefenzone vom Kesselgraben über das Torrener Joch in das Bluntautal. Über ihre westliche Fortsetzung in der Watzmann-Gruppe bestehen Unklarheiten. Teilweise wird sie in der geomorphologisch hervortretenden Flucht Eisgraben-Hocheis-Banngraben gesehen. Andererseits wird diese Tiefenlinie als antiklinal gebaute, die normale Basis der Watzmann-Gruppe bildende Tieftriaszone, die zusätzlich bruchtektonisch gestört ist, gedeutet (Tollmann, 1976).

Der Dachsteinkalkklotz des *Hohen Göll* wird allseits von tektonischen Linien begrenzt, die seine Steilhänge und Wände bedingen. Im Süden ist die große W-O-streichende Antiklinale des Göll an einem Längsbruch entlang des Bluntautales gegenüber dem Hagengebirge herausgehoben worden. Nach Osten gegen das Salztal hat die Scholle eine kräftige Abbeugung infolge einer jüngeren (postgosauischen) Einengung erfahren. Wegen dieser Einengung ist es im Westen zu einer eindrucksvollen Überschiebung des Dachsteinkalkes über Jurakalke der Scharitzkehl gekommen (Dürreckberg). Hier liegen dem Dachsteinkalk Liasgesteine senkrecht an. Das westliche Vorgelände des Hohen Göll ist tektonisch stufenartig tiefer geschaltet. Deshalb sind hier Schichten des Jura in beachtlicher Ausdehnung erhalten und haben zur Ausbildung eines Sanftreliefs geführt. Dieses wird überragt von der Deckscholle der Brandköpfe, einem Rest der Hallstätter Einheit, die aus Ramsaudolomit besteht. Auch im Nordwesten (Manngrat-Kehlstien) bewirkt das Bruchstaffelsystem ein stu-

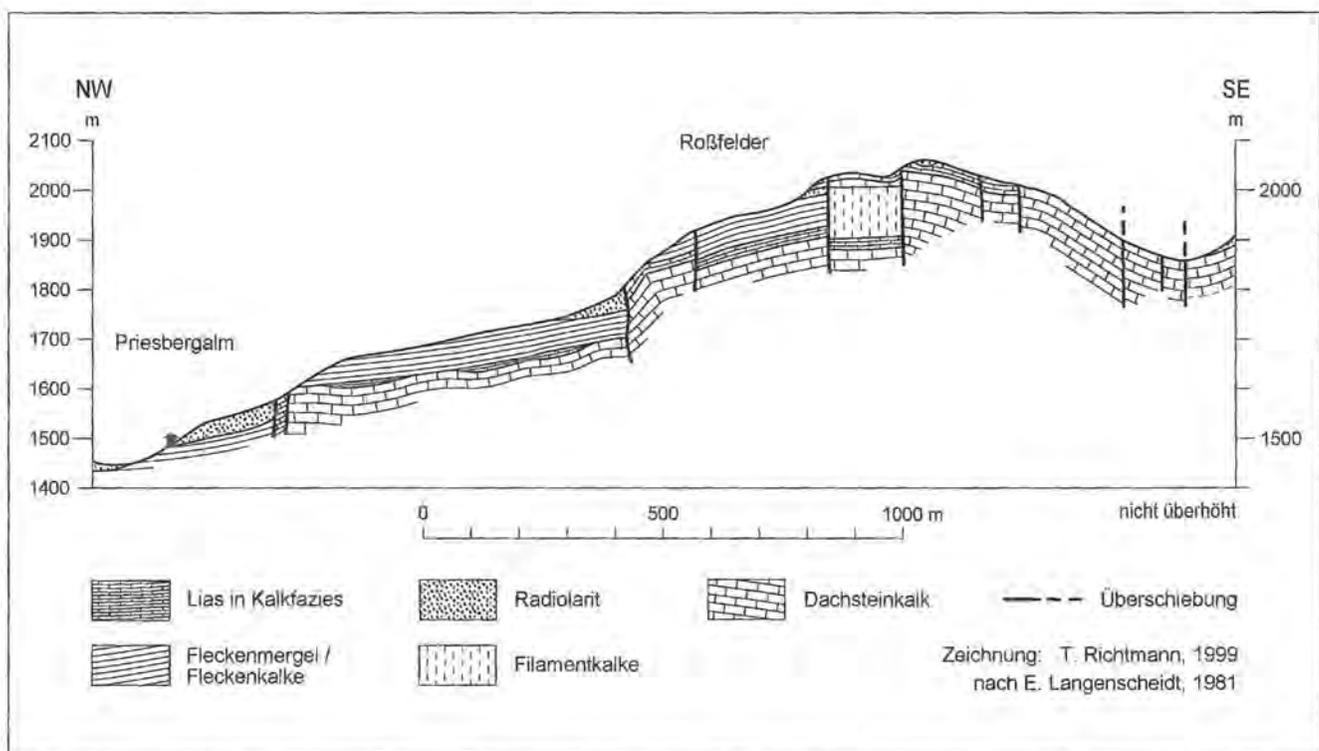


Abb. 9: Geologisches Profil durch das westliche Hagengebirge vom Landtal-Grabenbruch nahe des Seeleinsees im SO zur Priesberg-Alm im NW (nach Langenscheidt 1981).

fenartiges Absteigen des Geländes. Nach Norden sinkt das Dachsteinkalkgewölbe rasch ab und wird von einer Muldenzone, der Roßfeldmulde, abgelöst, deren schmale Fortsetzung am Rande des Salzachtales bis St. Leonhard an der Berchtesgadener Ache (Hohe Götschen) reicht. In ihr sind Oberalmer-, Schrambach- und Roßfeldschichten weiträumig erhalten. Sie bedingen die sanften Mittelgebirgsformen, die durch Deckschollen mit Hallstätter Gesteinen (Roßfeldalm, Ahornbüschsenkopf, Klingereck) etwas akzentuiert werden. Diese Deckschollen aus Haselgebirge, Hallstätter Dolomit und -Kalk (Klingereck) oder Haselgebirge, Werfener und Reichenhaller Schichten und Hallstätter Kalk (Ahornbüschsenkopf) oder nur Hallstätter Dolomit (Roßfeldalm) werden neuerdings als Olistholithe, das heißt als Eingleitungen zur Zeit der Bildung der Roßfeldschichten und nicht als tektonische Deckschollen gedeutet (G. Tichy in Salzburger Höhlenbuch, Bd. 3, 362).

Eingebettet zwischen die Kreidegebiete des Roßfeldes und des Götschenzuges, geomorphologisch aber kaum abgehoben, liegt die Zone des *Berchtesgadener und Halleiner Salzberges*. Auf einer plastischen Unterlage „schwimmen“ in ihr isolierte Kalk- und Dolomitklötze der Hallstätter Einheit, die durch das Salz des Haselgebirges emporgedrückt wurden (Diapirtektonik). Das Haselgebirge hat oberflächennah seinen Salzgehalt durch Lösung verloren und der Anhydrit wurde durch Wasseraufnahme in Gips umgewandelt. Die Klötze aus Kalk und Dolomit heben sich durch schroffere Formen vom Sanftrelief des Haselgebirges und der Werfener Schichten ab.

Hagengebirge und Watzmann-Gruppe werden durch die Talung Königssee-Obersee voneinander getrennt.

Diese ist durch homothetische Staffelbrüche tektonisch angelegt, wodurch Fluss- und Eisarbeit begünstigt wurden. Nahe des Königssees ist der Dachsteinkalk an Abschiebungen um 600–800 m gegenüber dem Watzmann abgesenkt.

Hochkalter- und Watzmann-Gruppe zeichnen zusammen ein hohes Gewölbe aus einer mächtigen Folge von Triasschichten nach: beginnend mit Gutensteiner Schichten über Ramsaudolomit, Raibler Schichten, karisch-norischen Dolomit bis Dachsteinkalk und an einzelnen Stellen buntes Rät. Die Antiklinale ist im zentralen Teil, offenbar entlang von Brüchen, vom Wimbachtal tief zerschnitten, weshalb Hochkalter und Watzmann als ehemalige Einheit zur Wimbachgruppe zusammengefasst werden. Im Nordteil dieses Gebietes taucht der Dachsteinkalk steil nach NW, N und NO ab und wird in größerer Ausdehnung von Gesteinen des Jura überlagert (längs des Klausbaches, um den Kitzkartauern, Kühroint, Herrenroint). Außerdem sind entlang von O-W bis SO-NW verlaufenden Störungen, die Versatzhöhen bis über 500 m aufweisen, Bruchschollen staffelförmig nach NO und N abgesunken, wie es besonders deutlich im Westen des Wimbachtales vom Schottmalhorn über Stanglahnerkopf zum Kitzkartauern sichtbar wird.

Im NO ist dem Watzmann mit Schapbachriedel und Grünstein ein Gebiet angegliedert, das der Reiter Alm-Decke angehört und aus Reichenhaller Schichten und Ramsaudolomit aufgebaut wird. Nach den Untersuchungen von Bodechtel et al. (1984) ist hier die Berchtesgadener Decke auf einem Gleithorizont von Haselgebirge, das der Hallstätter Einheit zugerechnet wird, über das Tirolikum nach Norden gegliedert (Abb. 10).

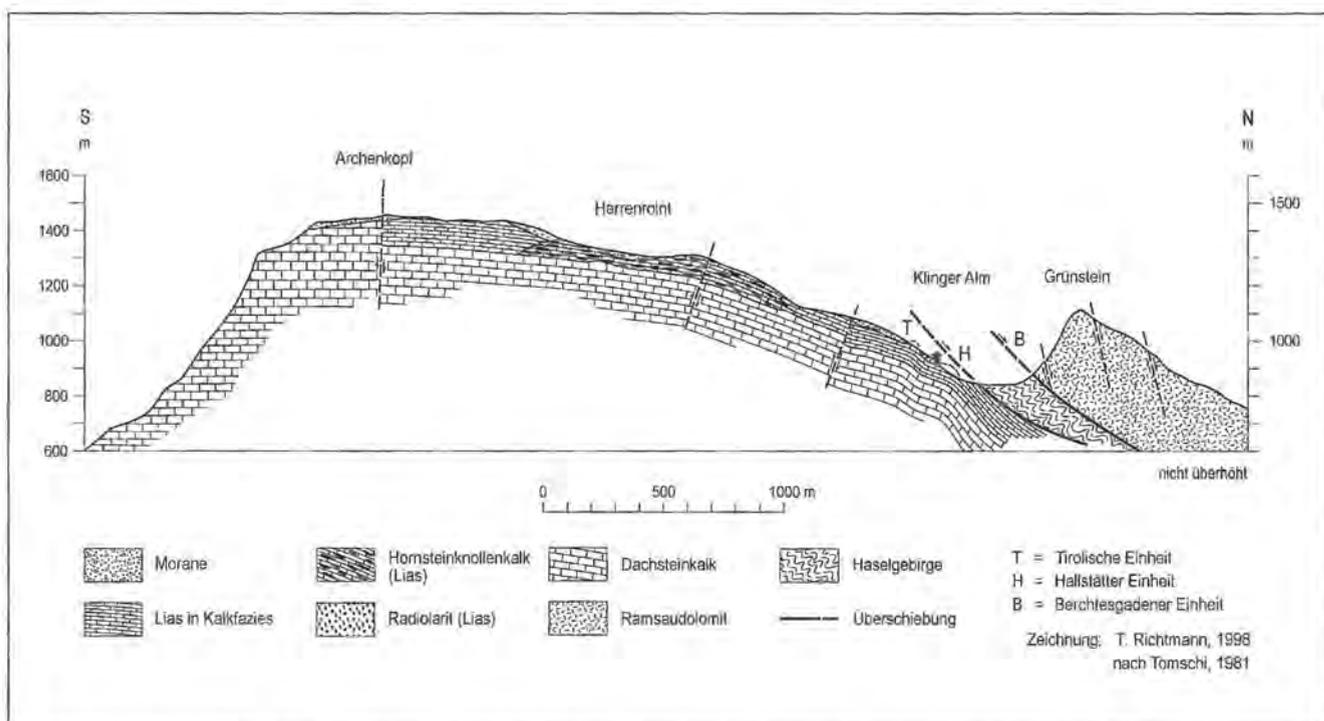


Abb. 10: Geologisches Profil Archenkopf-Grünstein (nach Tomschi 1981).

Die große Kuppel der Wimbachgruppe wird durch eine Vielzahl bruchtektonischer Störungen zerhackt, unter denen die NW-SO-Richtung dominiert. Weiterhin durchsetzen Brüche, die annähernd parallel zur Längsachse des Königssees oder des Wimbachtales verlaufen, den nordwärts geneigten Schichtstapel. Dadurch ist beispielsweise die Flucht der Grauen Wand im Norden des Watzmannes oder die Anlage des Watzmannkares bedingt.

Die Gruppe des Hochkalter wird im SW und W von der Kematen-Weißbach-Wildental-Tiefenzone, einer geologischen und geomorphologischen Mulde begrenzt. In ihr sind mächtige, aber wenig resistente Jura- und Unterkreideschichten anstehend. Durch O-W-Bewegungen wurde die Hochkalter-Gruppe über diese Jura-Kreide-Mulde teilweise überschoben. Steil einfallende Plattenschüsse im Dachsteinkalk, mächtige Mylonitzonen und Harnischflächen markieren die Hundstod-Hirschbichl-Aufschubung im Südwesten. An ihr ist die Hochkalter-Gruppe um 1500 m und mehr gehoben worden.

Die Berchtesgadener- oder Reiter Alm-Decke ist, wie erwähnt, bereits bei ihrem Einschub in einzelne Komplexe, die die heutige Reichenhaller Plateaugruppe bilden, zerbrochen. Die *Reiter Alm* im SW der Plateaureihe besitzt einen sehr regelmäßigen Aufbau mit einem mächtigen Sockel aus Ramsaudolomit und einer darüber lagernden Dachsteinkalkplatte, die mit Ausnahme im Norden und Nordosten an den Rändern entlang von Störungen etwas abgesunken ist. Die für die Oberflächengestaltung des Plateaus wichtigste Struktur ist die zentrale, W-O-ziehende Eisberg-Flexur. Südlich von ihr, das heißt etwa ab der Linie Guggenbühl (1716 m)-Markkopf (1654 m)-Eisberg (1800 m), ist das Plateau bis zu 600 m herausgehoben. Kleinwellige, schwache Faltung mit SW-NO-streichenden Achsen kennzeichnet diesen Plateauteil. Nördlich der Flexur fällt der gebankte Dachsteinkalk allgemein gegen Osten ein und ist von einer großen Zahl von Staffelbrüchen durchsetzt, an denen er immer wieder in der Ostrichtung emporgeschleppt wurde. Nahezu senkrecht dazu schneidet ein Querbruchsystem diese Staffelbrüche. Insbesondere der zentrale Teil des Plateaus ist von diesen Bruchsystemen zerhackt. Über abgesunkenen Schollen sind geringe Reste von roten Liaskalken, vor allem aber Glanegger Schichten (tiefere Gosau) erhalten geblieben.

Durch die Mayrberg- und Auerweißbach- sowie die Hundsalz-Antiklinale, die zugleich in Reliefumkehr durch eine Tiefenlinie nachgezeichnet sind, wird im SW die Hundshorn-Perhorn-Gruppe als eine Stirmschuppe der Berchtesgadener Einheit von der Reiter Alm i.e.S. isoliert. Die Schichtenfolge dieses Teilbereiches der Reiter Alm reicht von den Werfener Schichten bis zum Dachsteinkalk, zur Hauptsache ist jedoch der Ramsaudolomit am Aufbau beteiligt. Auch Achberg und Kienberg im NW sind durch Verwerfungen von der Hauptmasse der Reiter Alm abgesetzt. Sie bilden eine SW-NO-streichende Antiklinale aus Dachsteinkalk, die beim Übersetzen über die Saalach nach Westen die Talenge des Kniepasses bedingt.

Auch das *Lattengebirge* wurde beim Einschub der Großschollen und der späteren Hebung großräumig verbogen und zerbrochen. Gegen Westen (Müllnerberg), Süden und Südwesten (Reiter Alm) sowie gegen Osten (Untersberg) ist es durch annähernd senkrechte Störungen abgesetzt. Am Nordrand gegen die Hallstätter Einheit zerbrach es in einzelne, stark verstellte Schollenteile, zwischen denen Haselgebirge emporgepresst wurde. Das Plateagebirge im Westen oder Lattengebirge im engeren Sinne wird in Nord-Südrichtung von einer großen Störung durchzogen, an der wiederum die westliche Teilscholle relativ gesenkt und nach Osten geneigt wurde. Diese ist außerdem in drei W-O-verlaufende Zonen zerbrochen (Moosen-, Dalsen- und Anthauptenalm-scholle). Das hat insgesamt die Erhaltung weitläufiger Reste von wenig resistenten Gosaugesteinen ermöglicht. Die östliche Teilscholle ist im Gebiet der Törlschneid zu einem Gewölbe deformiert, das ostwärts flach ausläuft. Weiter nach Osten schließt sich das aus Ramsaudolomit bestehende Mittelgebirge des Toten Mannes an. Im Ganzen bestimmt ein kleingegliedertes Schollenmosaik den Baustil des Lattengebirges.

Der östlichste Gebirgsstock der Reichenhaller Gruppe mit Plateaumentwicklung ist der *Untersberg*. Sein westlicher Hochgebirgstheil wird aus Werfener und Gutensteiner Schichten, Ramsaudolomit, Raibler Schichten, karnisch-norischem Dolomit, Dachstein- und Plassenkalk aufgebaut, der östliche Teil mit Mittelgebirgscharakter besteht dagegen aus Ramsaudolomit.

Der Nordteil des Plateaus von der Fadererschneid im W bis zum Geiereck im O ist flexurartig nach Norden bzw. NW abgebogen. Gleiches gilt auch für die gesamte Westseite zwischen dem Hirschangerkopf und dem Rauhenkopfkamm, die mittleres bis steiles Westfallen aufweist. Der gesamte Karbonatklötz wird von einer Reihe größerer und kleinerer Störungen durchsetzt, die teilweise geomorphologisch hervortreten und die Anlage der gefällsstarke Täler der Nordseite gefördert haben. Zu ihnen gehören mit nordwestlicher Streichrichtung die Brunntalstörung, der Stuhlwandbruch, an dem die Stuhlwand südwärts abgesunken ist, die Roßlanderstörung und der Leiterwand-Leiterl-Bruch. An NW-SO-streichende Störungen und ein senkrecht dazu stehendes Kluftsystem sind die zahlreichen Dolinen geknüpft.

Dem Nordfuß des Untersberges sind oberkretazisch-eozäne Gesteine transgressiv aufgelagert, womit der vorgosauische Einschub der Reiter Alm-Decke dokumentiert ist. Gleichzeitig wird durch sie eine kräftige Hebung des Stockes im Tertiär belegt, denn die Gosau-Basalbildungen fallen mit 45° nach Norden ein.

2.4 Zeitlicher Ablauf tektonischer Ereignisse und die Reliefentwicklung

Die geomorphologischen Leitlinien der Berchtesgadener Alpen, ihre Gliederung in Karbonatgesteinsstöcke und große Hohlformen wurden mit dem Einschub, dem Zerbrechen und der Platznahme der tektonischen Ein-

heiten bzw. ihrer Teilschollen fixiert. Diese Vorgänge fanden bereits in prägosauischer Zeit statt, denn nirgendwo im Gebiet von Berchtesgaden lagern die Einheiten über jüngeren Gesteinen als Neokom. Gosauschichten überdecken wiederum die Grenze des Tirolikums zum Tief- und Hochjuvavikum. Aus diesem Grunde muss die Überschiebung des Juvavikums auf die Tirolische Einheit, also der tektonische Stockwerkbau, vor der Sedimentation der Gosauschichten stattgefunden haben, die transgressiv über die älteren Gesteine der tektonischen Einheiten hinweggreifen.

Die drei Großeinheiten der Reichenhaller Plateaugruppe, Reiter Alm, Lattengebirge und Untersberg hatten zur Zeit der Gosautransgression bereits weitgehend ihre heutige Lage zueinander. Das ergibt sich nach den Untersuchungen von Herm (1962) aus dem Sedimentationsablauf der Gosau, die sowohl auf dem Plateau der Reiter Alm und des Lattengebirges als auch am Nordfuß des Lattengebirges, im Nierental an der Untersberg-Westseite und am Nordwest- und Nordostfuß des Untersberges erhalten ist.

Vorgosauisch fand auch eine Einengung in meridionaler Richtung statt. Sie führte zu einer randlichen Aufschiebung der Tirolischen Einheit auf die Flyschzone im Norden und zu leichten Faltungen mit O-W-verlaufenden Faltenachsen, wie sie beispielsweise die Roßfeldmulde zeigt. Die tiefe Absenkung der Dürrnbergmulde bzw. des Hallein-Berchtesgadener Salzberges machte die Erhaltung einer mächtigen Muldenfüllung mit Gesteinen der Hallstätter Einheit möglich.

Im Alttertiär (posteoazän) kam es im Rahmen eines Ost-West-Schubes zur Kompression und daraus resultierenden Scherbewegungen. Störungen in den Richtungen 40° und 130° sind das Ergebnis dieser Bewegungen. Zu ihnen gehört die Aufschiebungszone im südwestlichen Teil der Hochkalter-Gruppe, an der diese Gruppe um 1500 m herausgehoben wurde. Auch die Untersbergmasse führte an ihrer Westseite eine leichte Westbewegung aus, die mit Hebungen verbunden war. Bei diesen Bewegungen wurden die oberkretazisch-eozänen Gesteine des Nierentales eingequetscht und emporgeschleppt. Auch die Reiter Alm und die Nordwestecke der Berchtesgadener Einheit, der bereits westlich der Saalach gelegene Müllnerberg, drängten nach Westen. Dabei wurde die Hallstätter Zone, die wegen der geringmächtigen Gesteine der Trias bereits als Schwächezone vorgezeichnet war, eingeengt, und die Schichten steil aufgerichtet, aufgeschuppt oder entlang von Störungen in ihrer Mächtigkeit reduziert. Das wiederum hatte ihre spätere Ausräumung und die Ausbildung einer Tiefenlinie zur Folge (Kuglbach-Talung).

Aus der photogeologischen Interpretation von Kluft- und Lineamentspuren und aus kleintektonischen Arbeiten (Bodechtel et al. 1984) wurden weitere Einengungen in 20° , die zur Ausbildung von Lineamenten in 110° führten, und in 140° , die eine Reaktivierung der 110° -Lineamente als sinistrale Blattverschiebungen bewirkten, postuliert.

Jedoch sind die posteoazänen Bewegungen zeitlich nicht genau einzustufen, da weder das Oligozän noch das Jungtertiär vorhanden sind. Auf jeden Fall aber führte die posteoazäne Tektonik zu großen Vertikalbewegungen und zur Herausbildung großer relativer Höhenunterschiede zwischen den Einzelgebieten, wobei die größten Bewegungsbeträge meist an alten, prägosauisch vorgezeichneten Linien auftraten. Wegen der Gosauvorkommen im Plateauinneren und am Nordfuß lassen sich für das niedrigste Plateaugebirge, das Lattengebirge i.e.S., Relativbeträge von 800 bis über 1000 m in der Vertikalen ermitteln. Für die anderen Gebirgsgruppen sind sie z.T. wesentlich höher zu veranschlagen.

Im Zusammenhang mit der Hebung des Gebirges und Dehnung in 110° – 130° und nachfolgend in 100° bis 30° vollzog sich eine letzte bruchtektonische Phase, die zur Anlage bzw. zum Wiederaufleben der Königssee- und der Obersee-Richtung führten. Die Störungen stehen im allgemeinen sehr steil, z.T. sogar saiger. Die Relativbewegungen lassen sich oft nur schwer bestimmen. An Stuhl- und Scheibenwand im Gebiet des Funtenseetauern betragen sie 250 m, wobei die Nordwestscholle abgesenkt ist, zwischen Grünseegraben und Glunkerer liegt der Versatzbetrag bei mindestens 300 m und an der Südgrenze des Funtenseegrabens ebenfalls bei mindestens 300 m. Für Abschiebungen direkt am Königssee nahe St. Bartholomä wurde quartäres bis rezentes Alter angenommen, da sie trotz tiefer topographischer Lage keinerlei Anzeichen glazialer Erosion zeigen (Bodechtel et al. 1984). Diese Folgerung erscheint jedoch nicht zwingend, da die Abschiebungsflächen bei erheblich älterer Anlage erst im Gefolge von Detraktion durch Eis freigelegt worden sein können. Damit soll die Möglichkeit recht junger Bruchtektonik nicht in Abrede gestellt werden, denn es lassen sich beispielsweise nach Menne (1988) in Höhlensystemen der Hagengebirgs-Westflanke vertikale Versatzbeträge bis zu 15 m feststellen. Doch ist eine zeitliche Einordnung der Bewegungen auch hier nicht möglich, da das Alter der Höhlensysteme oder ihr Bildungszeitraum derzeit noch nicht bestimmt werden können.

Auch ältere, präkretazische, synsedimentäre Gleitungen als Ausdruck tektonischer Bewegung sind von geomorphologischer Relevanz. So haben im Gebiet der Büchsenalm östlich des Königssees intramalmische Gleitvorgänge zu einem Nebeneinander von Dachsteinkalk und Tauglbodenschichten, also zu einem abrupten Gesteinswechsel und damit zu einer kleinräumigen geomorphologischen Gliederung geführt. Gleiches gilt bei Akzeptanz der Deckschollen der Hallstätter Einheit im Bereich der Roßfeldmulde als Olistholithe für die Geomorphologie dieses Gebietes um Klingereck, Roßfeldalm und Ahornbüchsenkopf.

Insgesamt erweist sich bei Analyse der tektonischen Verhältnisse, dass das Makro- und Mesorelief der Berchtesgadener Alpen in starkem Umfang strukturell und lithologisch gestützt ist, wie bereits die enge Bindung der geomorphologischen Gliederung an die groß-



Klausbachtal mit Hintersee an der Grenze von abtauchender Tirolischer Einheit (rechts) und Reiter Alm-Decke (links) von Südsosten. Im Hintergrund der Untersberg.

tektonischen Einheiten oder die Anlehnung des steil und hoch aufsteigenden Nordrandes der Berchtesgadener Alpen zwischen Saalach und Salzach an den flexurartig niedergebogenen Saum der hochjuvavischen Decke verdeutlichen.

Die in den Berchtesgadener Alpen vorherrschenden Störungsrichtungen treten, wie es in einem jungen Gebirgsrelief auch nicht anders zu erwarten ist, geomorphologisch deutlich hervor. Das gilt insbesondere für die beiden großen regionalen Störungssysteme in der Königssee- und der Oberseerichtung. Erstere tritt neben der Königssee-Talung besonders durch Wimbachtal, Watzmannkar und Landtal hervor. Die Obersee-Richtung wird außer durch die Obersee-Fischunkel-Talung beispielsweise durch Stier- und Abwärtsgraben, das hintere Wimbachtal (-gries) oder Sittersbach-, Stein- und Ofental in der Hochkalter-Gruppe verdeutlicht. Im inneren Wimbachtal überschneiden sich beide Störungssysteme, weshalb hier das Gesteinsgefüge besonders zerrüttet ist und zu extremer Schuttbildung geführt hat. Auch kleinere Talanlagen folgen den beiden Bruchliniensystemen, wie die des Almbaches im Untersberggebiet und des unteren Rötelbaches im westlichen Lattengebirge oder des Frechen- und Schwarzeckbaches im östlichen Lattengebirge. Das Viehkogeltal im Steinernen Meer, genau genommen eine Talung, folgt der gleichnamigen Störungzone. An dieser ist das höhere Gelände der Äulhöhe-Schnittlauchköpfe im Westen gegen das tiefere Ramseider Birg im Osten abgesetzt.

In der Watzmann-Ostwand sind Risse, Verschneidungen und Kamine entlang der Bruchlinien angelegt. Ihnen entsprechen Rinnen und Gräben in der schrofigeren Westflanke des Watzmanns und am Gipfelgrat sind Einschaltungen jeweils an eine Verwerfung gebunden. Die zahllosen Rinnen, Runsen und Gräben, die die Gebiete des Ramsau- und des karnisch-norischen Dolomits durchziehen, sind in ihrer initialen Anlage überwiegend an tektonische Schwächezonen gebunden. Leitlinien für die Verkarstung stellen meist die im Gebiet vorherrschenden Kluftrichtungen dar. Das gilt von den Großformen des Karstes, den Gruben und Uvalas sowie den Karstgassen bis herab zur Anordnung der Karren. Aber auch die Formen des unterirdischen Karstes, also die Entwicklung von größeren Höhlensystemen, die Raumlage der Höhlengänge und der Schächte ist vom Verlauf von Bruchlinien und Verwerfungen abhängig.

Bei tektonischem Kontakt von Gesteinen mit unterschiedlichen Eigenschaften (geomorphologisch resistent – geringeresistent, geschichtet – massig, löslich – unlöslich, Grundwasserleiter – Grundwasserhemmer) als Resultat von Vertikalbewegungen sind, wie speziell östlich des Königssees, durch Abtragung Höhenunterschiede als Bruchlinienstufen herauspräpariert worden. Doch über das Alter der Brüche bzw. ihrer möglichen Reaktivierung in jüngerer Zeit sind bisher kaum konkrete Aussagen möglich.

3 Reliefentwicklung im Tertiär

Die Reliefentwicklung bis zur Mitte des Tertiärs (Unteroligozän) liegt weitgehend im Dunkeln. Im Paleozän und teilweise wohl bis in das Untereozän war das Gebiet der Berchtesgadener Alpen noch von Meer bedeckt. Marine, überwiegend mergelige „Gosau“-Sedimente liegen über dem kalkalpinen Mesozoikum. Wie allerdings die reiche horizontale und vertikale Faziesdifferenzierung des Eozäns in den Becken von Reichenhall und Salzburg zeigt (Hillenbrandt 1962), müssen sich im alpinen Hinterland bereits gewisse, wenn auch keine großen Reliefunterschiede herausgebildet haben. Während des mesoalpidischen Gebirgsbildungszyklus im oberen Eozän und im Unteroligozän stieg das Gebiet langsam auf, doch mit regional recht unterschiedlichen Hebungsraten. Die Bewegungen ab dem Eozän sind aber für das Untersuchungsgebiet weder in ihrem Ausmaß noch in ihrer zeitlichen Stellung genauer fassbar, denn es fehlen, wie betont, oligozäne und jungtertiäre Sedimente sowohl im Gebirge als auch unmittelbar am Gebirgsrand. Die flexurartige Verbiegung der Gosau und des Alttertiärs am Nordrand des Untersberges mit Einfallswinkeln bis zu 45° belegt jedenfalls die kräftige, junge Heraushebung des Gebirges.

Mächtige, marine Sedimente des Lattorf und Rupel im Molassetrog des östlichen Oberbayern und des anschließenden Oberösterreich zeigen zwar eine gewaltige Einschüttung alpinen Abtragungsmaterials in das synsedimentär einsinkende Vorland an. Jedoch lassen die Sedimente der Unteren Meeresmolasse (UMM) kein Hochgebirge im Süden erkennen, denn die Materialzufuhr aus dem alpinen Raum ist durchwegs feinkörnig (u.a. Globigerinenmergel, Fischschiefer, Tonmergelschichten). So kann allenfalls auf ein Hügelland oder niedriges Bergland geschlossen werden. Soweit äquivalente Sedimente der UMM im Gebiet der Berchtesgadener Alpen und ihrer Nachbarschaft überhaupt zur Ablagerung gelangt sein sollten, sind sie nachfolgend wieder restlos abgetragen worden.

3.1 Die Augensteinlandschaft

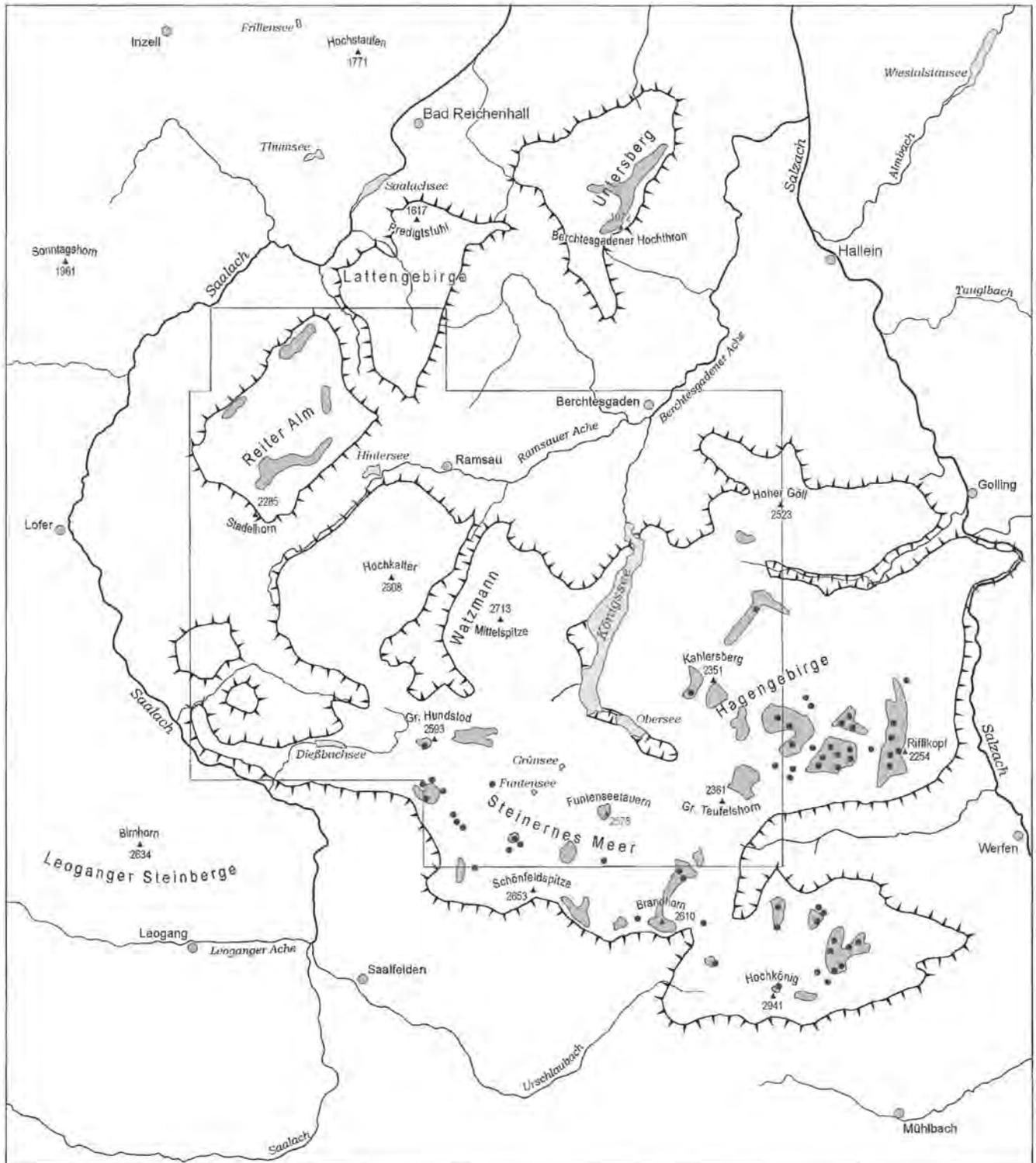
Älteste sedimentäre Dokumente einer festländischen Formungsdynamik im Gebirge selbst sind ortsfremde Sande, Kiese und größere Gerölle auf einem Flach- und Mittelrelief in den Hochlagen der Nördlichen Kalkalpen östlich des Innquertales, die insgesamt als Augensteinsedimente bezeichnet werden. Die Psephite bestehen zur Hauptsache aus Quarz (< 60 %). Daneben treten Glimmerschiefer, Hornsteine, Granite, Pegmatite, Gneise, Phyllite, Lydite und Sandsteine auf. Damit schälen sich als Liefergebiete die kristalline Zentralzone der Alpen, vor allem aber die Grauwacken- und Phyllitzone mit ihren paläozoischen Schieferen bzw. Phylliten heraus. Das bestätigen auch eine Reihe der noch nicht sehr zahlreichen Schwermineralanalysen. Die meist vorzügliche Zurundung aller Komponenten und ihre petrographische Zusammensetzung weisen sie als Ablagerungen von

Flüssen aus, die konsequent aus den Zentralalpen und der Grauwackenzone nach Norden zum damaligen Alpenrand entwässerten. Sowohl der Relieftypus in den Hochlagen der nordöstlichen Kalkalpen als auch die Augensteinsedimente sind Hinweise auf alte, von den heutigen Verhältnissen völlig abweichende Zustände der Landschaft und des Gewässernetzes. Die überlieferten Sedimentvorkommen sind allerdings nur sehr bescheidene Reste einer einst mächtigen und räumlich ausgedehnten Aufschüttung in bzw. über den Kalkalpen.

Die Augensteine wurden erstmals 1851 von F. Simony als „Urgebirgs geschiebe“ aus dem Dachsteingebiet geschildert und in der Folgezeit in einer Reihe von Gebirgsgruppen gefunden und beschrieben. Allein ihre weite Verbreitung vom Kaisergebirge im Westen bis zur Hohen Wand im Osten beweist, dass sie einst ein ausgedehntes Abtragungsrelief bedeckt haben müssen.

Die wichtigsten Vorkommen in den Berchtesgadener Alpen (ohne Einzelfunde oder sehr lockere Überstreunungen) sind in Abbildung 11 eingetragen. Insgesamt ist die Zahl der Lagerstätten hier nicht sehr groß. Bemerkenswert ist allerdings die Tatsache, dass subaerische Vorkommen bisher nur von den südlichen Karbonatstöcken, dem Steinernen Meer, dem Hochkönig und dem Hagengebirge bekannt geworden sind. Von den nördlichen Gebirgsgruppen sind lediglich kleine Lager in einzelnen Höhlen notiert worden. Zur Bewertung der Augensteinsedimente und zu ihrer Ausdeutung in Bezug auf die Reliefentwicklung müssen deshalb die Befunde aus weiteren Teilen der Nördlichen Kalkalpen, insbesondere der mit zahlreichen Lagerstätten hervortretenden Dachstein-Gruppe berücksichtigt werden.

Die Frage des Zusammenhanges von Flach- und Mittelrelief auf den Karbonatstöcken, das dem jüngeren Tälerrelief fremd gegenübersteht, und den Augensteinsedimenten ist noch immer eines der größten geomorphologischen Probleme der Alpen. Hinsichtlich der Deutung der „Hochplateaus“ als alte Landoberflächen, wie es erstmals von E. Brückner 1907 für die Rax ausgesprochen wurde (vgl. E. Rotter 1909), besteht Übereinstimmung. Umstritten ist dagegen die Beziehung der Augensteinvorkommen zu den überlieferten Reliefformen in der Höhe. Aus geologischen und geomorphologischen Erwägungen wird ein direkter Zusammenhang von den meisten Autoren in Zweifel gezogen und einer Augensteinlandschaft nur hypothetischer Charakter zugebilligt. Als Begründung werden einmal die tektonischen Bewegungen (Hebungen, Verstärkungen unterschiedlichsten Umfangs) in der jungsavischen Gebirgsbildungsphase während des Obereger und Eggenburg (Aquitane und Burdigal), die die Zerstörung älterer Landoberflächen zur Folge gehabt haben sollen, verantwortlich gemacht. Weiter wird das Mitvorkommen oder der enge räumliche Bezug von meist kantigen Radiolariten aus dem Jura, die heute nicht mehr anstehend anzutreffen sind, in bzw. zu Augensteinsedimenten als entscheidendes Argument für eine mehrere hundert Meter umfassende postaugensteinzeitliche Abtragung gedeutet,



Augensteinsedimente
 älteste Formenanlagen
 Geomorphologische Karte des Nationalparks Berchtesgaden 1 : 25000
 Kartographie: T. Richtmann, 1999

Abb. 11: Augensteinvorkommen und alte Reliefreste in den Berchtesgadener Alpen.



Altrelief des Steinernen Meeres von der Dießbachscharte im Westen gegen den Hochkönig.



Glazial überprägtes Altrelief im Steinernen Meer gegen das Rotwandl (2231 m). Im Hintergrund der Watzmann.



Augensteinlager am Hundsschädel im östlichen Steinernen Meer (ca. 2355 m).



Augensteinlager am Hundsschädel im östlichen Steinernen Meer (ca. 2355 m).

der die Gesteine des Jura und der oberen Trias anheim gefallen seien.

Soweit sich trotz dieser Abtragung Augensteinsedimente bis heute erhalten haben, befinden sie sich entsprechend dieser Annahme nach mehrfacher Umlagerung oder dem Einsickern in die als weitaus jünger angesehene Karsthohlformen (Dolinen, Karren, Höhlen) auf tertiärer Lagerstätte in sehr verschiedener Höhenlage, aber jedenfalls tief unter ihrer ursprünglichen Ablagerungsstätte, der „in der Luft hängenden“ Augensteinlandschaft (Winkler-Hermaden 1957, 577). Außerdem wird aus der weitgestreuten Verteilung von mehr oder weniger gleichartigen Relikten einer Augensteindecke in den Nördlichen Kalkalpen auf eine flächenhafte Verbreitung dieser Sedimente geschlossen, wie es entsprechend der theoretischen Vorstellungen bis in die siebziger Jahre nur in einem Sanftrelief, einer Rumpffläche, Fastebene oder allenfalls einem Kuppenrelief möglich erschien. Die Kalkalpen wären demnach zur Augensteinzeit geomorphologisch noch nicht als Gebirgsraum hervorgetreten, an dessen Stelle habe ein weites Flachrelief bestanden. Die heutige große vertikale Streuung von Augensteinvorkommen über mehrere hundert Meter, widerspräche daher einem engen Bezug zum existenten Relief. Das Flachrelief in dem die Augensteinsedimente abgelagert wurden, wäre – so die weitere Folgerung – verschwunden und nicht mehr rekonstruierbar.

Nach Auffassung von N. Lichtenecker (1938) steht dem engen Zusammenhang von überliefertem Relief und Augensteinsedimenten auch die Tatsache entgegen, dass sich nirgendwo auf den Kalkplateaus eine durchlaufende Talung feststellen lässt, die mit aus den Zentralalpen kommenden Flüssen der Augensteinzeit in genetische Verbindung zu bringen wäre. Dieses Argument kann allerdings nicht überzeugen, da sich Talbildung und Reliefverschüttung als gleichzeitig ablaufende Prozesse nicht vereinbaren lassen. Weil Augensteine auch auf den Kuppen des Altreliefs vorkommen, hält es Lichtenecker überdies für erwiesen, dass die Augensteine ihrerseits von Flüssen transportiert worden sind, die der Kuppenlandschaft nicht angehörten, sondern einer Landschaft, die deren Vorläuferin war und von der nichts erhalten ist. Das Fehlen von Taltorsen, die als Reste der konsequenten Täler der Augensteinzeit gedeutet werden könnten, ist für ihn ebenfalls ein Hinweis auf die Zerstörung der Augensteinlandschaft und auf die Schaffung eines neuen, jüngeren Reliefs.

Diese Interpretationen bedürfen nach dem heutigen Kenntnisstand einer kritischen Bewertung. Einige gewichtige Einwände äußert bereits H. Louis (1968). Sie können durch weitere Überlegungen ergänzt werden. So bleibt die Annahme einer gänzlichen Zerstörung der Augensteinlandschaft durch tektonische Vorgänge ohne Beweisführung reine Hypothese. Die weiträumig ruhige Gesteinslagerung in den Plateaugebirgen, und eine fehlende bzw. nicht nachweisbare großräumige Verformung während des jüngeren Tertiärs in der ansonsten durch Mobilität gekennzeichneten Hallein-Berchtes-

gadener Salinarmulde, lässt erhebliche Zweifel an dieser Aussage der Zerstörung durch tektonische Prozesse aufkommen und weist viel stärker auf besonders günstige Erhaltungsbedingungen für ein Altrelief hin.

Wichtig ist in diesem Zusammenhang, dass nur in wenigen Augensteinvorkommen tatsächlich auch Hornsteine bzw. Radiolarite aus dem Jura enthalten sind. Damit wird aber die Annahme einer generellen Überdeckung des heutigen Reliefs durch mehrere hundert Meter (300–500 m) mächtige Gesteinspakete der oberen Trias und des Jura noch zur Zeit der Einschüttung der Augensteine hinfällig. Dessen ungeachtet hat es lokal sicher noch eine Überdeckung zu diesem Zeitpunkt gegeben, aber eben nur in sehr begrenzter Ausdehnung und Mächtigkeit, wie aus den wenigen Vorkommen unter den Augensteinlagerstätten mit Juraanteilen hervorgeht.

Die Feststellung, es gäbe auf den Kalkplateaus keine von Süd nach Nord ziehenden Talungen, trifft für die Gesamtheit der Karbonatstöcke nicht zu. Hierfür sei nur auf das Hagengebirge oder das Tote Gebirge verwiesen. Speziell aber die Tatsache einer weiten Horizontal- und beachtlichen Vertikalverbreitung von mehreren hundert Höhenmetern der Augensteinsedimente, die immer wieder Deutungsprobleme verursachte, ist weiterführend. Sie kann als Ergebnis einer umfassenden Reliefverschüttung angesehen werden, wie es von H. Louis (1968) dargelegt wurde. Bereits früher hatte Winkler (1926) betont, dass es sich bei den Augensteinsedimenten nicht nur um Bildungen in einzelnen schmalen Fließrinnen handelt, sondern um eine einheitliche und mächtige „Molassedecke, über die freilich größere Gebiete als Hügelwellen aufgeragt haben dürften“. (1926, 394). Auch F.X. Schaffer (1951) und E. Seefeldner (1952) gehen von ähnlichen Vorstellungen aus.

Von größter Bedeutung ist die Frage, ob sich die heutigen Augensteinsediment-Relikte in primärer Lagerung, also am Ort ihrer ersten Deposition befinden oder ob sie ein- oder sogar mehrfach umgelagert wurden. Bereits H. Louis (1968) hat diese Frage diskutiert und wichtige Argumente für die Ansprache als Lagerstätten in situ geliefert. Grundsätzlich darf angenommen werden, dass die Augensteinsedimente entsprechend dem Aufbau ihres Herkunftsgebietes im Süden frei von Karbonatkomponenten sind und allenfalls im engsten räumlichen Kontakt mit den Karbonatgesteinen gelegentlich Fragmente von Kalk oder Dolomit aufweisen. Bei Umlagerungen ist durch Aufnahme von kalkalpinen Verwitterungsmaterialien von einer Beteiligung karbonatischer Komponenten auszugehen, eventuell auch eine Verkittung der Sedimente durch eine karbonatische Matrix gegeben.

Einen nächsten Hinweis liefert die Vergesellschaftung mit oder das Fehlen von sogenannten Bohnerzen in den Augensteinablagerungen. Normalerweise enthalten die Augensteinsedimente nur sehr sporadisch primäre Eisenerze, das heißt Kristallinerze, die als Rückstands-erze der Augensteinverwitterung, somit als Erze aus den

metamorphen Gesteinen der Zentralalpen oder der Grauwackenzone (Glimmerschiefer, Phyllite, Quarzite) anzusprechen sind. Wesentliche häufiger und teilweise in beachtlichen Anteilen treten in den Augensteinvorkommen Bohnerze auf, worunter in diesem Falle nicht nur konzentrischschalige Limonitooide, sondern auch Pseudobohnerze, also durch Transport gerundete Derberze (Brucherze, „Dolinenerze“), verstanden werden. Nach den Untersuchungen von Seemann (1979) handelt es sich um typische limonitische Folge- oder sekundäre Erze, die durch Abscheidung von im Wasser kolloidal gelösten Eisenoxiden und -hydroxiden an den Grenzflächen von Karsthohlräumen als bis zu mehrere Zentimeter mächtige Überzüge oder als Kluft- oder Spaltenfüllung entstehen. Durch Verbrauch dieser Hohlformen im Bereich der Oberflächenverkarstung (Dolinen usw.) sowie aus dem Versturz von unterirdischen Hohlräumen und Transport der Bruchstücke gehen Bohnerze hervor. Ihre oftmals gute Zurundung und die polierte, glänzende Oberfläche unterstreichen einen fluvialen Transport. Daher muss aus ihrer reichlichen Beteiligung oder Anreicherung in Augensteinsedimenten auf Umlagerung dieser Sedimente geschlossen werden, auch dann, wenn berücksichtigt wird, dass Derberz-Bruchstücke bereits nach relativ kurzem Transportweg eine recht gute Zurundung aufweisen. Mit diesem Vorgang der Beimischung von Bohnerzen ist zudem kaum im Zuge der Verschüttung zu rechnen, wohl aber im Verlaufe der Wiederausräumung der Augensteinablagerungen.

Bei Untersuchungen in der Dachsteingruppe konnte F. Bauer bereits 1954 feststellen, dass die nach seinen Befunden ältesten und damit wohl auf primärer Lagerstätte befindlichen Augensteinkonglomerate und -sandsteine frei von Bohnerzen und pseudomorphisierten Pyriten sind, aber oft massenhaft Granat führen. Aus dem gemeinsamen Auftreten von Pseudomorphosen nach Pyrit und Markasit und von Bohnerzen mit Augensteinen ist also zu schließen, dass es sich um teilweise sogar mehrfach umgelagertes Material handelt. Hier ist auch eine Feststellung Seemanns bedeutungsvoll, nämlich, dass in der Nähe zu den Kristallingebieten, also im Süden der Karbonatstöcke nur relativ wenig, in den zu ihnen ferneren, also nördlicheren Teilen der Kalkalpen dagegen häufiger Bohnerze vorkommen.

Mit zunehmender Beteiligung von Bohnerzen geht in den Augensteinablagerungen eine Verminderung der verwitterungsanfälligen Gesteins- und Mineralkomponenten einher, so dass diese mehr und mehr den Charakter von Restschottern bzw. Restsedimenten annehmen. Auch das ist als Hinweis auf Umlagerungs- bzw. Transportprozesse zu werten. Mehrfache Umlagerung führt schließlich zu nahezu reinen Quarzsedimenten. An Quarzgeröllen noch anhaftende Reste von wenig verwitterungsresistenten Mineralparagenesen dürfen dagegen als ein weiteres Indiz für primäre Lagerung gewertet werden.

Mit der Komponentenverarmung erfolgt auch eine Veränderung der Korngrößenverteilungskurve. Neben einer

allgemeinen Korngrößenminderung stellt sich bei fluvialen Transport die bekannte Fraktionierung nach Korngrößen ein, insbesondere ein Verlust der feinsten Fraktionen durch Austrag als Schwebfracht. Augensteinablagerungen auf primärer Lagerstätte weisen dagegen infolge ihrer zwischenzeitlichen Verwitterung ein breites Korngrößenspektrum auf und der Anteil von dabei entstandenem Ton und Schluff ist beachtlich. Nicht selten ist eine völlige Zersetzung der Nichtquarzgerölle eingetreten. Wenn Quarz-Augensteine eingebettet in kalkfreie Braun- und Rotlehme vorkommen, so spricht dies gegen eine Umlagerung, da dieser Prozess eine Ausspülung des Feinmaterials bewirkt hätte.

Auf dem Zersatz des silikatischen Augensteinmaterials sind regional Rotlehme entwickelt, wie sie besonders von der Rax beschrieben wurden (Solar 1964, Riedl 1966). Mit den rezenten klimatischen Bedingungen der Bodenbildung in dieser Höhenlage stehen sie nicht im Einklang. Sie können auch nicht als Ergebnis der Verwitterung und Pedogenese aus den nahezu reinen Kalken interpretiert werden. Diese Relikte von Paläoböden finden sich auf der Rax in Kuppen-, Hang- und Muldenlagen und werden daher als Beweis für eine einstige geschlossene Verbreitung und damit auch für eine generelle Reliefverschüttung durch Augensteinmaterial gewertet. Aus den Berchtesgadener Alpen sind derartige autochthone Paläobodenrelikte bisher nicht bekannt und konnten auch bei den ausgedehnten Geländebegehungen nicht gefunden werden. Wohl treten über roten Liaskalken örtlich intensiv rot gefärbte, tonige Verwitterungsmassen mit Kaolinitgehalten auf („Bolus“). Sie sind leicht mit den Rotlehmen wie sie aus der Rax beschrieben wurden, zu verwechseln, haben aber mit Verwitterungsprodukten aus Augensteinsedimenten nichts zu tun.

Viele und oft größere Augensteinvorkommen oder kalkfreie Augensteinkonglomerate sitzen in Karstschloten, -spalten und -höhlen an den Bergflanken oder in kleinen Dolinen auf räumlich wenig ausgedehnten Flachreliefresten der Kämmе, ja der Gipfel des Altreliefs, hunderte von Metern über den benachbarten Talzügen bzw. Tiefenlinien. In diese extreme Position können die Sedimente unter den heutigen Reliefverhältnissen durch Umlagerung von oben nicht gelangt sein oder aber es müsste angenommen werden, dass diese Extrempositionen ursprünglich tiefergelegene Partien im Relief waren und erst eine völlige Reliefumkehr zu ihrer heutigen exponierten Situation geführt hat. Für eine derartige radikale Umgestaltung des Reliefs gibt es aber keinerlei Belege und sie ist in einem verkarsteten Kalkgebirge mit überaus langsamer Veränderung der größeren Formen in höchstem Grade unwahrscheinlich. Von autochthoner oder wenigstens parautochthoner Lagerung der Augensteinsedimente in diesen Positionen ist daher auszugehen. Dabei dürfte es sich wegen der exponierten hohen Lage um Relikte aus der Spätphase der mächtigen Verschüttung eines Reliefs handeln, die sich in Karsthohlförmigkeiten gegenüber der Abtragung zu halten vermochten. Wie weit dazu auch von Höhlenforschern als primäre Ablage-

rungen klassifizierte Augensteinsedimente in hochgelegenen Höhlen gehören, lässt sich mangels exakter Beschreibung und fehlender Analysen nicht beurteilen. Als Beispiel seien nur die bemerkenswerten Vorkommen im Kolkbläser-Monsterhöhlensystem und in der Rotwandhöhle im Steinernen Meer erwähnt.

Nach den genannten Kriterien für eine primäre Lagerung von Augensteinen existieren in den Berchtesgadener Alpen wohl nur umgelagerte Vorkommen, denn sie enthalten zumeist gerundete Bohnerze. Deshalb und wegen der relativ wenigen Fundplätze lässt sich die Mächtigkeit der ehemaligen Verschüttung lediglich in grober Annäherung nach höchsten und tiefsten Relikten schätzen. Insgesamt ergibt sich eine mutmaßliche Mächtigkeit von bis 400 m für die Decke aus Augensteinsedimenten.

Damit ist eine weitere wichtige Frage angeschnitten, der auch bezüglich der Weiter- bzw. Umbildung des Reliefs in der Nachaugensteinzeit große Bedeutung zukommt, nämlich: War das Relief tatsächlich bereits vor Beginn der Augensteinschüttung verkarstet? In erstaunlicher Übereinstimmung wird von der Mehrzahl der bisherigen Bearbeiter des Themas Augensteinlandschaft ein unverkarstetes Ausgangsrelief angenommen, womit meist auch die Vorstellung, die Augensteinlandschaft habe mehr oder weniger den Charakter einer fluvial geprägten Flachlandschaft nahe dem Meeresniveau besessen, verbunden ist. Stichhaltige Belege für diese beiden Annahmen wurden allerdings nicht beigebracht.

Nach den heutigen Kenntnissen über die Molassesedimentation, insbesondere über die Faziesverhältnisse in der Faltenmolasse, ist diese Vorstellung von einem Flachrelief nicht haltbar. Es muss vielmehr mit einem Relief von zumindest mäßigem Mittelgebirgscharakter gerechnet werden, das der Verschüttung unterlag.

Bereits H. Lehmann (1956) und Roglić (1956, 1960) haben entschieden darauf hingewiesen, dass die fluviale Erosion einschließlich der Böschungsabtragung und die Verkarstung in einem Kalkgebiet, sofern es nicht nur wenige Meter (< 25 m) über dem Meeresspiegel oder einem großen Vorfluter liegt, keine zeitlich aufeinander folgende Prozesse sind, sondern Hand in Hand gehen. Dabei kann nach jeweils bestehenden klimatischen Verhältnissen und dem Ausmaß tektonischer Heraushebung einmal mehr die fluviale Gestaltung, das andere Mal der Verkarstungsprozess stärker in Erscheinung treten. Die Annahme eines zeitlichen Nacheinanders stützt sich dabei lediglich auf die Tatsache, dass Formen, die der fluvialen Erosion zugeschrieben werden, wie die Talungen auf den Hochplateaus der Nördlichen Kalkalpen, vorkommen.

Zweifellos ist mit einer langen Initialphase der Verkarstung in einem Karbonatkomplex mit reinen Kalken, der allmählich über die Vorflut hinauswächst, wegen des geringen und sehr langsamen Wasserdurchsatzes durch die primären Porenräume, feinkapillaren Klüfte oder

Trenn- und Schichtfugen des Gesteins mit ihren geringen Öffnungsweiten von unter 0,1 mm, zu rechnen. Derartige Trennflächen oder Trennfugen sind infolge der tektonischen Beanspruchung der Karbonatstöcke im Zuge der Orogenese in großer Zahl entstanden und bildeten neben der Reinheit der Kalke die Grundlage für die Entwicklung einer hydraulischen Wegsamkeit der Gesteinsskomplexe. Sobald sich durch Korrosion aus den Klüften und Fugen karsthydrographisch wirksame Karsthohlräume gebildet haben, schreitet die Verkarstung von der Oberfläche zur Tiefe rasch fort. Selbst bei geringen Höhendifferenzen von wenigen Zehnermetern zwischen der Oberfläche des Kalkgebietes und der Vorflut wird sich also Verkarstung einstellen und weiterentwickeln, auch wenn sie zunächst nur relativ flachgründig bleibt, also ein oberirdischer Karstformenschatz, und nur kleine Höhlensysteme in einer vadosen Zone zur Ausbildung kommen. Über Mischungskorrosion im sich entwickelnden phreatischen Bereich erfolgt allmählich ihre räumliche Erweiterung zur Tiefe hin und der Halbkarst (Fluviokarst) wandelt sich zum Vollkarst um. Diese Prozesse haben sich mit Sicherheit bereits in der Präaugensteinzeit vollzogen.

Das Relief der Kalkhochplateaus muss aufgrund dieser Erwägung zu Beginn der Augensteinschüttung bereits ein Karstrelief gewesen sein, da es schon lange Zeit der Verwitterung und Abtragung unterlag. Gerade der oftmals hohe Anteil von Karsterzen, insbesondere Bohnerze und Pseudobohnerzen in umgelagerten Augensteinsedimenten ist ein wichtiges Indiz dafür. Entsprechend der Bildungsbedingungen dieser limonitischen Folgeerze durch die physikalisch-chemischen Wirkungen der Karstwässer ist ebenfalls von einer präaugensteinzeitlichen Verkarstung auszugehen. Nach den Untersuchungen von Seemann (1979) im Dachsteingebiet treten außerdem als Reliktsedimente einer alten Karstverwitterung grünliche Pyrittone und Pyritmergel auf, die noch vor der Augensteinverschüttung der Nördlichen Kalkalpen entstanden sind. Ebenso muss die Auffüllung alter Höhlensysteme mit diesen Sedimenten bereits vor der Lieferung und Ablagerung der Augensteinsedimente erfolgt sein. Das höhere Alter dieser Tone und Mergel ist aus ihrem höheren Zirkongehalt gegenüber den jüngeren Augensteinablagerungen und Höhlensedimenten zu folgern.

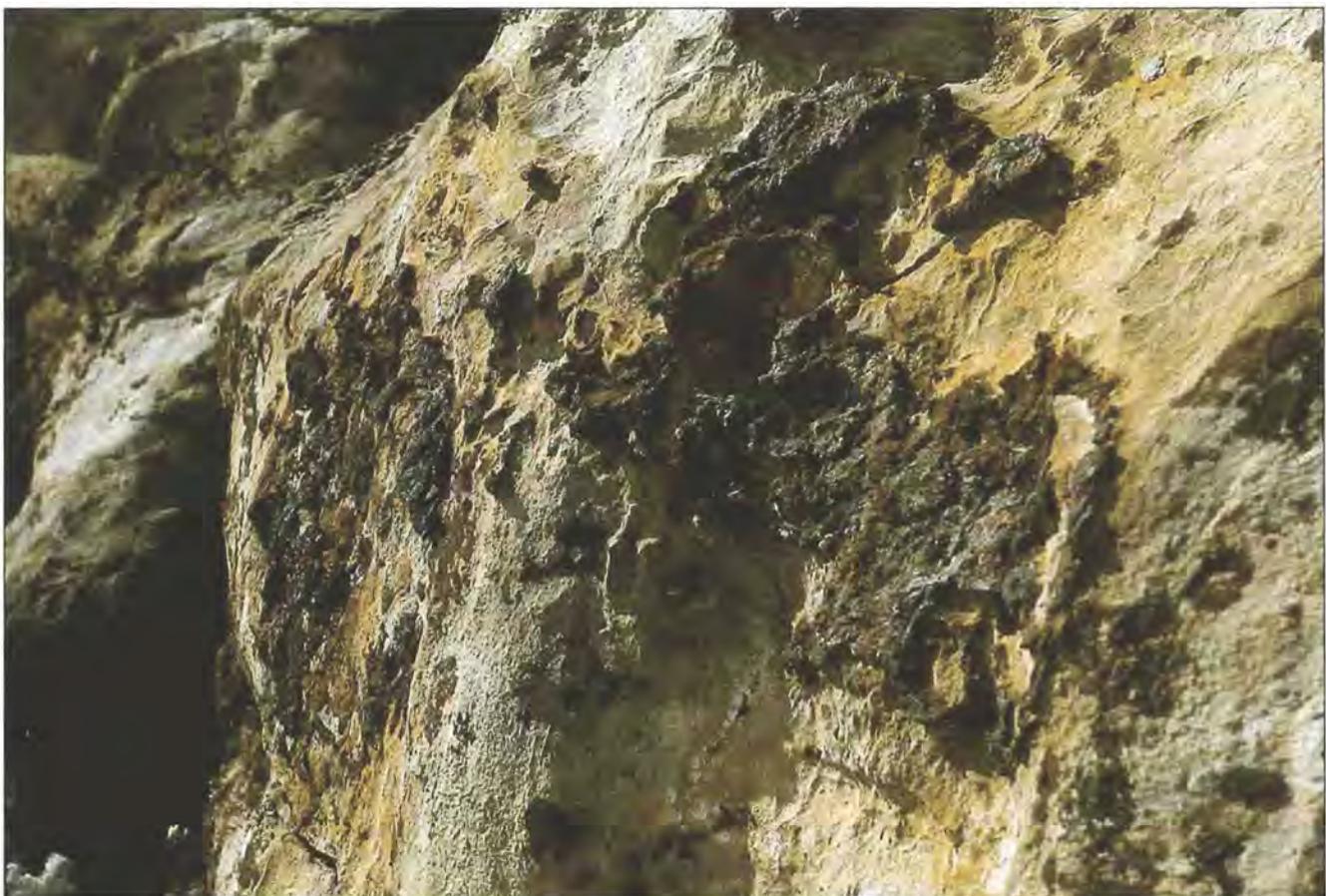
Soweit Augensteinsedimente heute noch in Karsthohlformen bzw. an deren Rändern auftreten oder aus hochgelegenen Höhlen „aussickern“, wird angenommen, daß sie lange nach ihrer ursprünglichen deckenartigen Ablagerung an der Oberfläche in die später entstandenen Karstformen „ingesackt“ seien. Dieser Annahme widerspricht zunächst die Beteiligung von Bohnerzen in den Augensteinsedimenten. Damit nämlich in diesen Sedimenten Bohnerze enthalten sein können, war eine vorausgehende Bildung von Karsteisenerzen in Karsthohlformen, insbesondere in Kluffkarren, Spalten und Höhlen notwendig, das bei Verbruch der Hohlformen und Umlagerung der Sedimente diesen integriert wurde. Andererseits ist das Vorkommen von reinen Quarzsand-

steinen bzw. Scherben solcher Sandsteine, die keinerlei Anteile von Karsterz aufweisen, aber aus Karsthohlformen heraustreten, ebenso wie Bruchstücke von Karsterzen, die wenig oder gar nicht abgerollt sind, Hinweis auf alte Verkarstung. Aber auch Bruchstücke von „Eisenschwarten“ mit eingeschlossenen kleinen Augensteinen, die teilweise noch die Anpassungsformen an die ehemalige Gesteinsoberfläche des Karsthohlräumens zeigen, auf der sie gebildet wurden, und die Auffüllung von Spalten mit kalkfreien Feinkonglomeraten, die heute fest mit den Spaltenwänden aus Dachsteinkalk „verklebt“ sind, wie z.B. am Niederbrunnsulzen im Steinernen Meer oder in den Stollen der ehemaligen Bergbaue am Königsberg beobachtet werden konnte (frdl. Mitteilung von Herrn Prof. Zankl, Marburg), müssen als Belege alter Verkarstung gewertet werden.

Wie erwähnt, befinden sich Vorkommen von Augensteinsedimenten in Karsthohlformen, die in Relieftteilen in isolierter Hochlage eingebettet sind und fallweise durch solifluidale und gravitative Abtragungsprozesse nach außen geöffnet wurden, wodurch die Augensteinablagerungen austreten. Solche Karsthohlformen, etwa Gipfelgroßdolinen (z.B. Lengtalschneid im Hagengebirge oder Rotwandl im Steinernen Meer), können nicht das Ergebnis von Lösungsprozessen aus junger Zeit sein. Somit haben die Sedimente seit ihrer Einlagerung in die Dolinen keine nennenswerte Umlagerung erfah-

ren, ansonsten wäre mit den Umlagerungsprozessen zwangsläufig die Zerstörung der Hohlformen verbunden gewesen.

Mit der Frage nach Möglichkeiten einer zumindest partiellen Überlieferung der Augensteinlandschaft, respektive der Beurteilung des annähernden Ausmaßes ihrer jüngeren Umgestaltung kommt der Altersstellung eine erhöhte Bedeutung zu. Jedoch bestehen auch diesbezüglich recht unterschiedliche zeitliche Zuordnungen, die vom Rupel bis zum Ottnang (Helvet) reichen. Von Winkler-Hermaden wurde mehrfach (1928, 1950, 1957) die zeitliche und genetische Zusammengehörigkeit des Ennstalertiärs und der Augensteinablagerungen der Nördlichen Kalkalpen hervorgehoben und mit dem engen räumlichen Verband, der ähnlichen Geröllzusammensetzung, dem Auftreten polierter Quarzgerölle und einer analogen Geröllgröße begründet. Diese Parallelisierung bedarf trotz der allgemeinen Akzeptanz, die sie erfahren hat, einer Relativierung. Im Allgemeinen ist die Zurundung der Gerölle im Tertiär von Wagrein, Radstadt, Tipschern, St. Martin und Stainach-Wörschach deutlich geringer als die in den Augensteinsedimenten. In den tiefliegenden Vorkommen des Ennstales sind zudem die jeweils in den südlich benachbarten Niederen Tauern anstehenden Gesteinen vertreten; sie tragen also den Charakter lokaler Schüttungen. Bereits F. Heritsch (1921, 60) und F. Trauth (1926, 110/111) haben



Brauneisensteinkruste mit eingelagerten Augensteinen in freigelegter Karsthohlform am Niederbrunnsulzen (2369 m), Steinernes Meer.

die Augensteinsedimente und das braunkohleführende Ennstalertiär als altersverschieden angesehen und Trauth ordnete die Entwicklung des Längstales der Enns in die Nachaugensteinzeit ein. Darüber hinaus gelang bisher nur eine grobe Alterseinstufung des kohleführenden Tertiärs vom Stoderzinken in annähernd 1700 m NN in der südöstlichen Dachsteingruppe, das mit dem des Ennstales gleichgesetzt wird. Dieses aus Sand-, Mergel-, Ton- und Kalkstein bestehende und damit faziell von den Augensteinablagerungen abweichende Tertiär wird mit Oligozän bis Altmiozän, nach dem Inkohlungsgrad als präaquitän (F. Sachsenhofer 1988/89) eingestuft. Anhand eines Vergleiches mit der Sedimentabfolge in der Vorlandmolasse hält dagegen Winkler-Hermaden (1950: 273) eine Einordnung der Augensteinablagerungen in das Burdigal für wahrscheinlich.

Das Eintreffen der Augensteinschüttung in der Molasse aufgrund fazieller Gegenüberstellungen versuchte auch Tollmann zu fixieren (1964, 1966, 1968). Allerdings ist die vorgenommene Gleichsetzung mit den Weißbach-, Steigbach- und Kojenschichten aus dem Chatt und Aquitan in der Faltenmolasse des Allgäu wegen der großen räumlichen Distanz und dem völligen Fehlen von Augensteinablagerungen im zugehörigen alpinen Hinterland in Zweifel zu ziehen. Auch die Ansprache der Oberangerberg-Schichten im Unterinntal als Äquivalente der Augensteinschüttung bleibt Vermutung, denn es besteht hier ebenfalls eine Diskrepanz in den Geröllgesellschaften. Die oberoligozänen Oberangerberg-Schichten weisen einen hohen Anteil von Triaskarbonaten, von Alttertiär, von dunklen Karbonaten, dagegen wenig Quarz- und Quarzitzerölle auf und wurden durch ein Flusssystem von SW geschüttet. Eine Identifizierung mit den sehr kleinen und sicher umgelagerten Augensteinvorkommen des Kaisergebirges (Leuchs 1924, Mutschlechner 1953, Pichler 1962) ist nicht möglich.

Widersprüche und Unsicherheiten ergeben sich auch bei Parallelisierungsversuchen mit der östlichen Vorlandmolasse von Oberbayern bis Oberösterreich. Vom Chiemsee bis zur Enns treten im Chatt und Aquitan (Eger) die turbiditischen Puchkirchner Serien (Thalbergschichten in der Molasse des Chiemgaus) als mächtige Schlammstrom-Schüttungen auf. Sie enthalten eine Abfolge von Konglomeraten, Kiesen, Sanden und Mergeln. Der Anteil an Karbonatgeröllen am Gesamtgeröllbestand ist beachtlich, was weitaus mehr auf kräftige Abtragungsprozesse als auf lediglich reinen Durchtransport durch das Gebirge und noch weniger auf Verschüttungsvorgänge im Gebirge selbst hinweist. Auf jeden Fall bestätigen die Karbonatgerölle auch die Existenz eines Reliefs von Mittelgebirgscharakter im Bereich des Kalkalpins und keinesfalls ein Flachrelief mit geringfügigen Höhenunterschieden, das zunehmender Verschüttung unterlag. Die altersgleichen, mächtigen, fluviomarin „Chatt“-Sande zentralalpiner Herkunft im östlich Oberbayern könnten nach Ansicht von Lembke (1988) vielleicht die feinkörnigen Ausläufer der inneralpinen Augensteinschüttung sein. Am Ende des Aquitans (Obereger) verringerte sich allmählich die Materialzufuhr aus

den Alpen. Dies könnte wiederum nach Lembke (1988,25) mit einem Nachlassen der Subsidenz im Vorland zusammenhängen. Denkbar wäre auch eine abgeschwächte Hebung des Gebirges und Sedimentation im Gebirge selbst.

Während A. Tollmann (1986) von einer Zerstörung der Augenstein(verschüttungs)landschaft durch tektonische Vorgänge bereits im Verlaufe der „savischen Phase“ an der Wende Oligozän-Miozän ausgeht, wird eine Ausräumung der Augensteinsedimente im Gebirge auch in erheblich jüngere Zeit eingeordnet. Mit der Oberen Süßwassermolasse (OSM) stellt sich nämlich eine mächtige fluviale Schüttung ein, die als sedimentäres Korrelat der sich nun kräftig hebenden Alpen gedeutet werden kann. Den hohen Anteil von Quarzgeröllen und die starke zentralalpine Komponenten-Führung im Nördlichen und Südlichen Vollschocher (Mittelmiozän) der Vorlandmolasse Oberbayerns (Munderfinger Schotter in Oberösterreich) bringt Blissenbach (1957) mit der Ausräumung der Augensteinverschüttung auf der Nordabdachung der Ostalpen (sogenannte Sand-Schottergruppe mit dem Wachtbergkonglomerat) in Zusammenhang. Auch Füchtbauer (1967, 286) vermutet in dieser Geröllschüttung aus östlicher Richtung (Ur-Enns-, Ur-Salzach-Schüttung) großenteils eine Herkunft aus den Augensteinsedimenten der kalkalpinen Zone. Das Auftreten der Karbonatgerölle in den Schottern des Ottang, die in den Geröllagen der Geröllmergelgruppe des Eggenburg weitgehend fehlen, deutet wieder auflebende Formungsprozesse in der kalkalpinen Zone an. Nach den Untersuchungen von Herbst (1985) besteht darüber hinaus eine außerordentlich enge Beziehung der Schwermineralspektren der Molasseschüttung mit dem inneralpinen Tertiär von Wagrein und des Weberlandes im Pongau, woraus zumindest auf Abtragungs- und Transportvorgänge auch in diesem Gebiet geschlossen werden kann.

Eine weitere Schwierigkeit der Verknüpfung der Augensteinschüttung und einer Augensteinlandschaft mit korrelaten Sedimenten in der Molasse resultiert aus der Subduktion (oder Überschiebung) von beträchtlichen Teilen dieser Zone, speziell der ehemals alpenrandnahen, durch Einheiten (Decken) des Helvetikums, Flyschs und Kalkalpins. Über die Petrographie oder Sedimentologie dieses subduzierten Materials ist daher kaum etwas bekannt.

Insgesamt ist also eine gesicherte zeitliche Einbindung der Augensteinsedimentation und der weitgehenden Beseitigung der Ablagerungen in den Nördlinger Kalkalpen noch nicht erreicht worden. Folgt man den Vorstellungen über die mögliche Verschüttungszeit und der postulierten Wiederausräumung, dann kann die Augenstein(verschüttungs)landschaft dem Oberoligozän bis Untermiozän zugeordnet werden, wie es schon Götzinger (1913) äußerte. Der Zeitraum einer bestehenden Reliefverschüttung wäre demnach in das Burdigal/ Eggenburg bis Helvet/Ottang zu stellen, würde also rund 5 Millionen Jahre umfassen. Mit dieser Zeitspanne fällt

in der Molassezone bemerkenswerter Weise ein Abschnitt lückenhafter und überwiegend feinkörniger mariner Sedimentation zusammen (Haller Schlier in Oberösterreich sowie Tonmergel des Eggenburg; Feinsandmergel, Glaukonitsande und Blättermergel, Oncophora-schichten in Form von Glimmersanden mit Feinkieslagen des Ottnang). Nur geringmächtige Konglomeratlagen und -linsen von Schüttungen aus Süden in der Aufgerichteten Molasse deuten ein regional stärker gegliedertes Relief an (Prien- und Traungebiet).

Ausgehend von dieser Alterseinstufung ist die Frage der Erhaltung und Überlieferung von Reliefformen aus der Zeit der Verschüttung zu prüfen. Unter einer mächtigen Verschüttungsmasse darf mit Sicherheit von einer weitgehenden Konservierung des Formeninventars ausgegangen werden, auch wenn im Kontakt von Augensteinsedimenten mit Karbonatgesteinen eine gewisse flächenhafte Korrosion stattgefunden haben mag. Wesentlich höhere Werte flächenhafter Korrosion sind für jene, allerdings nur relativ kleinen Kalkgebiete, die über die Aufschüttungsfläche der Augensteinzeit emporragten, anzunehmen. Ausgehend von postglazialen Lösungsraten, die nach Befunden in den Berchtesgadener Alpen, in der Dachstein-Gruppe und im Toten Gebirge übereinstimmend bei 1 cm im Jahrtausend liegt, ist mit mehreren Zehnermetern, auch mit bis 200 m zu rechnen. Altangelegte Höhlensysteme wurden dadurch ihres Daches beraubt und zu Höhlenruinen, wie die Beispiele am Wildalmriedl-Wildpalfen (Hagengebirge) oder am Schneiber (Steinernes Meer) demonstrieren.

Von stärkeren, teilweise wohl auch erheblichen Umgestaltungen des Reliefs ist im Zuge der Wiederausräumung der Augensteinsedimente auszugehen. Über die bloße Exhumierung des voraugensteinzeitlichen Reliefs hinaus kam es zur Neuschaffung von Formen im Festgestein, wie aus der Beteiligung kalkalpiner Materials in der OSM gefolgert werden muss. Im Einzelnen ist aus diesem Grunde eine Trennung von altüberlieferten und neugeschaffenen Formen im ehemaligen Verschüttungsraum nicht möglich.

Ähnlichen Schwierigkeiten begegnet auch die Bewertung tektonischer Einflüsse, etwa die mögliche Verstellung von Teilen der Augensteinlandschaft gegeneinander. Die Subduktion von Krustenmaterial während der neoalpidischen „Gebirgsbildungsphasen“ (ab Burdigal) führte zu isostatischen, also vertikalen Ausgleichsbewegungen, die von regional und zeitlich unterschiedlicher Intensität waren. Die nachgewiesene Unterschiebung des Vorlandes unter alpine Decken und die durch Kompression verursachten Strukturen der Faltenmolasse, die auch noch Ablagerungen des jüngeren Miozän einschließen, sind hinreichende Zeugnisse für diese Vorgänge. Während aber die unterschiedliche Hebung der einzelnen Gebirgsblöcke aus der Höhenlage der Gesteinsgrenzen in grober Annäherung noch abgeschätzt werden kann, ist dies im Detail für die Herausbildung von topographischen Höhenunterschieden auf den Plateaus durch Störungen überaus schwierig oder nicht

fassbar. Wegen der Gleichförmigkeit des Dachsteinkalkes im Bereich der Kalkplateaus sind die Versatzbeträge an größeren Störungen nur selten oder überhaupt nicht zu ermitteln. Demzufolge ist das Postulat gewaltiger Versatzbeträge im Relief der Augensteinzeit und der Bildung von jungen Horsten oder Gräben kaum zu belegen. Auch die Überformung der Spaltenränder im Kalk durch Karstprozesse oder noch allgemeiner die korrosive Überprägung des Reliefs trugen zur Verschleierung tektonischer Bewegungen bei, so dass der Richtungssinn der Verschiebung (beispielsweise Auf- oder Abschiebung) meist nicht zu ermitteln ist. Die von Holzer (1964) für das Dachsteingebiet herausgestellte gute Übereinstimmung des Verlaufes von Störungen an der Oberfläche mit den Hauptrichtungen von Höhlensystemen lassen nicht nur darauf schließen, dass sich diese an der Oberfläche verfolgbaren Brüche zumindest teilweise in größerer Tiefe, also mehrere hundert Meter tief fortsetzen, sondern dass sich an ihnen auch entsprechende Bewegungen vollzogen haben.

Erst eine genaue Auswertung großmaßstäbiger Luftbilder enthüllt die intensive mosaikartige Zerlegung der Kalkplateaus durch ein dichtes Störungsnetz. Eine Überprüfung im Gelände zeigt allerdings, dass ein großer Teil dieser Störungen „vormorphologisch“ ist, das heißt bereits vor Ausbildung der Reliefformen angelegt worden sein muss, da diese ungestört über die Dislokationen hinweg greifen. Ihre Bildung und Wirkung kann nur sehr summarisch als voraugensteinzeitlich eingeordnet werden.

Für tektonische Bewegungen auch während und nach der Augensteinzeit konnte bereits 1935 M. Schlager Nachweise vom nordöstlichen Hochkönigstock erbringen. In der Steingrube (Steinkar) in rund 2000 m Höhe und nahe der Biwakhöhle rund 300 m südlich des Boluskopfes (2423 m) am Aufstiegsweg von der Ostpreußenhütte zum Hochköniggipfel existieren Spaltenfüllungen. Sie bestehen aus Quarz-, Quarzit-, Kieselschiefergeröllen, Bohnerzen und mehr oder weniger kantigen bis kantengerundeten Kalk- bzw. Dolomitstücken in einer roten bis rötlichgelben, tonig-sandigen Matrix. Nach diesem Gesteinsbestand handelt es sich um umgelagerte Augensteinsedimente, in die bei Umlagerung Lokalmaterial aus der näheren Umgebung gelangte. Die tektonische Beanspruchung der Füllmassen in dieser W-O-gerichteten, steil nach Süden einfallenden Störung sind eindeutig: u.a. Einregelung der Komponenten parallel zu den Kluft- oder Harnischflächen, kreuzende Klüfte in den geschichteten Spaltenfüllungen, partiellweise starke Verfestigung. Ergänzende Beobachtungen insbesondere für die Ostseite des Steinkares teilt Goldberger (1955, 150) mit. Dort sind in 2080 m NN zwischen Dachsteinkalkbrekzien Quarzsande und Rotlehm in eine Spalte eingefüllt und verfestigt, an anderen Stellen wittern Sandstein-, Quarz- und Bohnerzgerölle sowie Fragmente von Werfener Schichten aus roten Spaltenfüllungen aus. Im Gegensatz zu Schlager betont aber Goldberger die geomorphologischen Konsequenzen dieser tektonischen Elemente, denn sie wirken sich auf die Reliefgestaltung aus.

Auch am Niederbrunnsulzen (2369 m) im östlichen Steirner Meer werden in den Augenstein-Feinkonglomeraten durch zerscherte Gerölle Bewegungen angedeutet (ähnlich in der Augensteindlgrube am Dachstein), ohne dass deren Größenordnung fassbar ist.

Schließlich ist der glazialen Umgestaltung der Formen Rechnung zu tragen, auf die noch eingegangen wird. Sie hat mit Sicherheit auf den höchstgelegenen Flachformen wegen der geringen Eisüberdeckung nur ein bescheidenes Ausmaß erlangt, jedoch die größeren Hohlformen umgestaltet, in der Regel erweitert und eingetieft. Niedrigere Teile der Plateaus wurden zu Rundhöcker- und Schichttreppenlandschaften geformt.

Bei Würdigung aller genannten Aspekte ist die Überlieferung von Resten des augensteinzeitlichen Reliefs nur insofern gegeben, als diese mehr oder weniger umgestaltet, im Vergleich zu ihrer ehemaligen Oberfläche erniedrigt sind und ihren selbständigen Charakter im Verbund mit jüngeren Formenbildungen oftmals verloren haben. Sie aus dem Relief der Kalkhochplateaus herauszulösen, stößt auf große Schwierigkeiten. Immerhin muss von der Beteiligung dieser Formenanlagen an der Gestaltung des höchstgelegenen Kuppenreliefs ausgegangen werden, wie es bereits O. Ganns (1939) für das Dachsteingebiet vertrat. Die von H. Riedl (1966,85) für das Gebiet der Rax angenommene Identität von heutigen höchstgelegenen Formenelementen und Relikten der Augensteinlandschaft sollte allerdings für die Berchtesgadener Alpen nicht zu eng in absoluter Formenkongruenz ausgelegt werden.

Jedenfalls sind Reste des Altreliefs aus der Augensteinzeit nur noch inselhaft und nur in Andeutung und, wie es Goldberger (1955, 189) für den Hochkönig herausstellte, meist am Rande der Plateaugruppen erhalten geblieben. In Abb. 11 ist ihre Verbreitung dargestellt. Am Hochkönig zählen dazu die Gebiete um das Tennegg, Floßkogel-Alblegg und Nixriedl-Schoberköpfe, im Steirner Meer der Höhenzug Brandhorn-Albriedelhorn, Mannköpfe, Rotwandl und Schneiber. Im Hagengebirge sind die Reste verhältnismäßig ausgedehnt: die Höhen zwischen Klobnen Kopf-Riffelkopf-Hochschottwies im Osten und Tantalköpfen-Hochwieskopf im Westen. Auch Längtalschneid, Bühnbachkopf, Kragenköpfe, Kahlersberg sowie der Höhenzug Schlumkopf bis Schneibstein gehören zu dieser Reliefgeneration. In der Göllgruppe kann ihr nur das Hohe Brett zugeordnet werden. In der Reiter Alm sind die südlichen Randberge von den Plattelköpfen bis zum Schottmalhorn hinzuzuzählen und im Norden vielleicht das Gebiet um Hirscheck-Wartsteinkopf-Alphorn. Am Untersberg sind die Höhen zwischen den beiden Hochthron-Gipfeln wohl als Relikte anzusprechen, während im Lattengebirge kaum mit solchen zu rechnen ist.

3.2 Die Raxlandschaft

Im Zuge der Wiederausräumung der Augensteinsedimente (vermutlich ab dem Ottnang = Helvet) wurden die

altangelegten Formen exhumiert (aufgedeckter Karst). Gleichzeitig unterlagen sie aber bei diesem Prozess einer Umgestaltung. Darüber hinaus bewirkten vertikale Lageveränderungen infolge tektonischer Bewegungen und eine zumindest teilweise Plombierung des verkarsiteten Untergrundes durch Augensteinablagerungen oder deren Verwitterungsprodukte die Neuanlage von Formen. Bei einer Abdichtung von Karstwasserwegen durch Sedimente kam es für begrenzte Zeiträume neben lateraler Korrosion zu einer fluvial-denudativ gesteuerten Reliefentwicklung bis durch Wiedereröffnung alter und Schaffung neuer Verbindungen in die Tiefe der Karbonatkomplexe die Karstdynamik das Prozessgeschehen erneut dominierte. Diese Veränderungen führten zur Ausbildung altersverschiedener Hangleisten, Gesimse, Verflachungen, von Voll- und Hohlformen in unterschiedlichen Höhenlagen. Alte exhumierte, mehr oder weniger veränderte und neu geschaffene Formen durchdringen und verschachteln sich infolgedessen zu Formengemeinschaften. Dabei lassen sich heute die Einzelformen nach ihrer Entwicklung kaum mehr voneinander trennen. Dieses jüngere, gegenüber der Augensteinlandschaft in unterschiedlichstem Ausmaß umgestaltete Relief wird nach einem Vorschlag von N. Lichtenegger (1924, 1938) als Raxlandschaft bezeichnet.

Bereits aus dem Vorhandensein einer Vielzahl von Verflachungen verschiedenster Dimension und in unterschiedlichster Höhenlage leiten sich für den Versuch einer scharfen zeitlichen Auflösung, Abgrenzung und Parallelisierung der im Detail formenreichen Raxlandschaft in altersverschiedene Landoberflächen oder sogenannte Niveaus von größerer Ausdehnung erhebliche Schwierigkeiten und subjektives Vorgehen ab. Aus diesem Grunde kann es kaum überraschen, wenn für die einzelnen Plateaugebirge sehr unterschiedliche Interpretationen vorliegen.

Von der Mehrzahl der Autoren wird eine Aufgliederung des Formeninventars in mehrere Niveaus oder sogar in eine vielgliedrige Flurentreppe postuliert. Um diese unterschiedlichen Deutungsansätze ist heftig diskutiert worden bis hin zu ihrer kategorischen Ablehnung. Tatsächlich ist, wie betont, die genetische Zusammengehörigkeit der Einzelformen oder die Verwandtschaft der Formengesellschaften ungeklärt und die Subjektivität bei der Zuordnung von Verflachungen zu Flurensystemen unvermeidbar.

Die vertikale Abfolge von Niveaus bzw. die Flurentreppe ist allgemein mit tektonischen Phasen, also mit Hebungen, Senkungen und tektonisch inaktiven Zeiträumen in Verbindung gebracht und als deren Ergebnis interpretiert worden. Auf diese Phasen oder Zyklen wurde wiederum aus den randalpinen synorogenen Sedimentfolgen geschlossen. So brachte insbesondere A. Winkler-Hermaden über gewaltige Luftbrücken hinweg die von ihm ausgegliederten Flurensysteme der Dachsteingruppe und des Tennengebirges mit dem Jungtertiär der Steirischen Bucht oder den Ablagerungen des Hausrucks und des Kobernauser Waldes in

„präzise“ und „ungezwungene“ (1957, S. 699) Verbindung und sieht in ihnen korrelierte Sedimente der Stockwerkfolge (1957, S. 589-590, 677). Das beruht jedoch lediglich auf der Grundlage der Ausbildung der Sedimente als Pelite, Psammite oder Psephite, aber nicht auf umfassenderen sedimentologischen Untersuchungen. Allein auf dieser Basis ist ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen Abtragungsgebieten in den Alpen und den potentiellen Sedimentationsräumen überaus schwer zu beurteilen, also eine tektonische und sedimentologische Parallelisierung problematisch, wenn nicht überhaupt abzulehnen.

Im Zusammenhang mit den Erkenntnissen der Plattentektonik hat eine detaillierte Auflösung der alpidischen Orogenese in Zyklen und Teilzyklen oder in Hauptzyklen und Vor- und Nachphasen als Grundlage für die Ableitung eines geomorphologischen Stockwerkbbaus der Alpen (Winkler-Hermaden 1957, Tollmann 1986) erheblich an Plausibilität und Schärfe verloren. Zwar darf auch im Rahmen von plattentektonischen Vorgängen mit An- und Abschwellen der Intensität tektonischer Bewegungen gerechnet werden, aber ein ausgeprägter Stockwerkbau als Ergebnis langer Zeiten (mehrere Millionen Jahre) tektonischer Ruhe verbunden mit Flächenbildung, lässt sich wegen anhaltender Subduktion und damit gekoppelten, mehr oder weniger kontinuierlichen vertikalen Ausgleichsbewegungen infolge des entstehenden Schweredefizits in dem Krustenteil daraus nicht ableiten. Ebenso ist die Einheitlichkeit und Gleichzeitigkeit der Bewegungsvorgänge im Gesamt- raum der östlichen Alpen entschieden in Frage zu stellen. Mit dem Einfluss von regionalen oder lokalen Verbiegungen, Verstellungen und Bruchfaltungen muss gerechnet werden. Damit aber wird es in Umkehrung der Ableitung kaum mehr möglich, aus den geomorphologischen Verhältnissen nämlich dem „so reichen Schatz an alten Abtragsflächen [des obersten Miozän und des Pliozäns]“ (Winkler-H. 1957, S. 648), tektonische Phasen auszugliedern.

Nicht haltbar ist aber auch die Interpretation der Raxlandschaft wie auch der Augensteinlandschaft als Teilen eines vielgliedrigen Rumpfflächen- bzw. Rumpftreppensystems, das unter tropischen Klimabedingungen entstanden sein soll und in dem Anklänge an ein wohl welliges, insgesamt aber flaches Kuppenrelief vom Typus eines tropischen Rückenreliefs und an bestimmte tropische Karstformen erkennbar wären (J. Büdel 1977, 200 u. 243, Haseke-Knapczyk, 1988, 1989). Diese Formenansprache trifft weder den Gesamtcharakter der Raxlandschaft, noch wird klar, worin die Anklänge an tropische Reliefverhältnisse bestehen sollen, denn von einem typischen Kuppen- oder Kegelkarst auf den Plateaus finden sich keine Spuren. Zudem darf ab dem Oberoligozän im Raum der Nördlichen Ostalpen nicht mehr mit tropischen Klimagegebenheiten gerechnet werden. Die Klima-Archive, insbesondere aus dem mitteleuropäischen Raum, zeigen für diese Zeit und das Miozän übereinstimmend ein warmgemäßigtes Regenklima an, das mögliche Jahresmittel der Temperatur zwischen

10 bis 18° aufwies und mitunter an subtropische, aber nicht an randtropische Bedingungen heranrückte (Mai, 1995). Ab dem obersten Miozän ähnelte das Klima bereits den heutigen Gegebenheiten eines feuchtgemäßigten Klimas unter dessen Regim es nach den Erkenntnissen der Geomorphologie zu keiner Rumpfflächenbildung kommt.

Eine Bestätigung für nichttropisches Klima liefern übrigens auch die genannten Karstertypen, aus denen die gerundeten Bohnerze hervorgingen. Das vorherrschende Eisenmineral aus dem Bereich der Oberflächenverwitterung ist der Goethit, während Hämatit als Ergebnis tropischer Verwitterung kaum auftritt. In gleicher Richtung sind auch die beachtlichen Illit- und Chloritanteile im Gesamttongehalt der Augensteinsedimente und der geringe Bestand an Kaolinit zu werten.

Kein Durchbruch konnte bisher, ähnlich wie bei der Augensteinlandschaft, bezüglich der Alterseinstufung der Raxlandschaft erzielt werden. In der älteren Literatur wird das Flachrelief in der Höhe der Gebirgsgruppen überwiegend dem Oberoligozän bis Altmiozän zugeordnet (Aigner, Brückner, v. Klebelsberg, Götzinger, Lichtenegger, Machatschek, Rathjens, Sölch u.a.), wobei von seiner Ausbildung nach den angenommenen letzten großen alpinen Bewegungen vor dem Altmiozän ausgegangen wird. Deutlich jünger, nämlich obermiozän bis pliozän ordnete ab 1933 Winkler-Hermaden nach seinen Untersuchungen am Ostrande der Alpen die Altformen ein. Als ein entscheidendes Argument für diese Annahme sieht er die überaus mächtigen Sedimente (> 3000 m) des Torton (Karpas/ Baden) bis Pannon (Unterpliozän) im inneralpinen Wiener Becken sowie in den Becken Ungarns an. Sie weisen nach Winkler (1957, 684) auf einen gewaltigen Abtrag im Alpenraum hin, so dass es nach seiner Auffassung ausgeschlossen erscheint, dass sich Landformreste aus vortortonischer Zeit erhalten konnten. Der Argumentation Winklers schloss sich in seinen jüngeren Arbeiten auch Seefeldner an, nachdem er zunächst (1926, 1933) eine Einordnung der Altlandschaft in das Unter- und Mittelmiozän vertreten hatte. Allerdings bleibt dabei die Sonderstellung der Kalkstöcke, die Ampferer (1915) infolge ihrer Verkarstung treffend als Festungen gegenüber der Abtragung charakterisierte, unberücksichtigt.

Für die Plateaugruppen der Berchtesgadener Alpen hat E. Seefeldner (1933, 1952, 1961) eine Dreigliederung der Raxlandschaft herauszustellen versucht und in Anlehnung an die Modellvorstellung der Piedmonttreppe von W. Penck die „Stockwerke“ als Hochkönig-, Tennen- und Gotzenniveau bezeichnet. Diese Gliederung erfuhr eine erstaunlich hohe Akzeptanz auch von geologischer Seite (u.a. Del Negro, 1950). Doch muss diese Niveaugliederung kritisch beurteilt werden, da die Niveaus keineswegs so durchgängig und klar zu verfolgen sind, wie das nach den Darstellungen Seefeldners zu erwarten wäre. Am Hochkönig kann beispielsweise von einer dreifachen Stockwerkgliederung keinesfalls die Rede sein (vgl. dazu Goldberger 1950); sie gibt es einfach nicht.

Im Hagengebirge ist infolge der kontinuierlichen Abdachung des Plateaus nach Norden eine Aufgliederung in Niveaus ebenfalls objektiv nicht möglich. Die Gliederung in drei Höhenstufen am Nordostsaum des Gebirges, im Bereich von Filling-, Anger- und Gratzalm ist durch junge Brüche bedingt (Salzburger Höhlenbuch, Band 3, 1979).

Im Gebiet um den Königssee herrscht komplizierte Tektonik vor, wie die Neukartierung durch H. Zankl und seine Schüler (Geologische Karte des Nationalparks Berchtesgaden 1998) wiederum ergab. Dadurch kamen an Brüchen, Gesteine verschiedenster Resistenz nebeneinander zu liegen. Nicht die Brüche selbst, sondern die Gesteinsunterschiede (u.a. verkarstungsfähiges neben nicht verkarstungsfähigem Gestein der oberen Trias und des Jura) führten zur Herausarbeitung von Bruchlinienstufen in den Gebieten Schwarzensee-Scheibwand-Moos-scheibe, Gotzenalm-Laafeld, westlich des Fagsteins, zwischen Am Ruck und Schneibstein und zwischen Farrenleitenwand, Rothspielscheibe und Reinersberg.

Die unterschiedlichste Höhenlage der an die Bruchlinienstufen gebundenen Verflachungen erlaubt keinen Zusammenschluss zu einheitlichen Niveaus oder Flächensystemen. Größte Schwierigkeiten und Unsicherheiten für die Ausgliederung einer derartigen dreigliedrigen Flurentreppe treten auch in den anderen Karbonatstöcken auf, in der Reiter Alm, im Lattengebirge und auf dem Untersberg. Insbesondere bei letzterem hat die Auflösung völlig willkürlichen Charakter.

Bereits diese Tatsache macht die Interpretation der Raxlandschaft als Flächen- und im speziellen als Piedmonttreppe äußerst fragwürdig. Darüber hinausgehend sind bekanntlich grundsätzliche Zweifel an der Deduktion der Piedmonttreppe durch W. Penck geäußert worden. Dies trifft speziell für das Postulat einer gleichförmig, d.h. sich stetig vollziehenden und räumlich ausgreifenden Aufwölbung zu, die zu einem Stockwerkbau mit Verebnungen in Form von mehreren, übereinander liegenden Bergfußflächen und zwischengeschalteten Stufen oder zertalten Randgebieten führen soll. Der Versuch einer Modifizierung dieser Hypothese in Richtung auf eine unterbrochene, also phasenweise Aufwölbung mit schrittweiser Erweiterung des Wölbungsbereiches (Spreitzer 1931, 1951), der sich auch Seefeldner anschloss (1961, S. 378) oder durch Winkler-Hermaden (1957, 561) unter Annahme zunehmender Aufwölbung gegen die zentralen Teile der Alpen und Absenkung an Flexuren oder Brüchen gegen die Randgebiete, hat der Vorstellung nicht zur nötigen Absicherung verhelfen können. Das gilt nach den heutigen Kenntnissen der Alpenentwicklung (permanente Subduktion und isostatischer Aufstieg der verdickten Kruste) um so mehr und bereits 1925 hatte sich Aigner gegen die Übertragung der von W. Penck für deutsche Mittelgebirge als Teil der Varisziden wie Harz, Fichtelgebirge, Erzgebirge und Schwarzwald, postulierten Piedmonttreppe aus tektonischen und räumlichen Erwägungen auf die Alpen gewandt.

Hinzu kommt ein bisher wenig beachteter Gesichtspunkt. Für die Ausbildung der Flächensysteme wird

„erosive Ausräumung“ (Spreitzer 1931, S. 333) bzw. „Flußwerk und Flächenspülung unter Mitwirkung chemischer Verwitterung“ (Spreitzer 1951, S. 215) angenommen. Allerdings ist das Altrelief der Kalkplateaus bzw. seine „Niveaus“ keineswegs ein Flachrelief vom Typus einer Rumpffläche, sondern in Wahrheit eine recht bewegte und gegliederte Oberfläche. Schon 1926, 111 räumte E. Seefeldner ein, dass es keine wirklichen Verebnungsflächen sind, jedoch wird später (z.B. 1961, 378) der Stockwerkbau einer Rumpftreppe auf der Nordabdachung aller Kalkplateaus betont. Wie sich die Rumpfflächenbildung in einem verkarsteten Gebiet, die Einschachtelung von jüngeren Flächen in ältere Fluren vollzogen haben soll, bleibt offen, denn die überwiegende Zahl der Autoren, die sich mit dem Altrelief der Karbonatstöcke auseinandersetzen, selbst Spezialisten der Karstforschung (u.a. Zötl, 1974, 142), gehen bis in die jüngste Zeit von einem unverkarsteten Raxrelief aus, das erst nach Ausbildung der Verebnungen der Verkarstung unterlag. Doch diese Annahme ist nicht bewiesen und, wie oben dargelegt, auch unwahrscheinlich, zumal auch nicht erst mit der angenommenen Aufwölbung das für die Verkarstung nötige Kluftnetz entstand. Damit aber ergeben sich Erklärungsschwierigkeiten der Flächenbildung innerhalb eines äußerst fraglichen Rumpftreppenzklus oder allgemeiner der Einschachtelung jüngerer Reliefgenerationen in ältere.

Flächenbildung kann sich in einem verkarsteten Gebiet nur vollziehen, wenn es im Niveau sich nicht eintiefender, allochthoner Flüsse in breiten Talböden und Talweitungen über lange Zeiträume hinweg oder in Poljen zur Ausbildung von Karstrandebenen durch Lösungsunterschneidung kommt. Allerdings ist die Lateralkorrosion nicht allzu leistungsfähig, weshalb diese Ebenheiten nur begrenzte Ausdehnung erreichen. Darüber hinaus entwickeln sich in diesem Zusammenhang absolute Ebenheiten, denen allenfalls Restkuppen (Humi) mit scharfen Fußknick aufsitzen. Der Charakter von Karstrandebenen, also völlig ebenen Kalkflächen, ist aber in der Raxlandschaft nirgendwo vertreten.

Denkbar ist die Entwicklung eines flachwelligen Korrosionsreliefs unter nicht allzu mächtigen Verschüttungsmassen oder Verwitterungsdecken. Für Verschüttungsprozesse sind in unserem Gebiet die Reste der Augensteinsedimente Beleg, ehemalige mächtige autochthone Verwitterungsdecken konnten dagegen im Untersuchungsgebiet noch nicht nachgewiesen werden. Im Kontaktbereich von Verschüttungsmassen oder Verwitterungsdecken und Karbonatgestein ist ein Grenzflächeneffekt, also die Ausbildung einer Lösungsfront möglich. Von einer nennenswerten Wirkung dieses Grenzflächeneffektes unter mächtigen Augensteinsedimenten ist aber kaum auszugehen. Das zeigt schon die gute Erhaltung von Gletscherschliffen auf Kalk unter Moränenbedeckung, während sie auf nackten Gesteinsoberflächen korrosiv zerstört wurden. Doch existieren zu dieser Frage, die in den siebziger Jahren in Diskussion gebracht wurde (Barsch 1973), noch keine hinreichenden Untersuchungen um sie im Zusammenhang mit der

Genese von Augenstein- und Raxlandschaft bewerten zu können.

Eine dritte Möglichkeit der Ausbildung relativ kleiner Verbrunungen nach Plombierung der karsthydrographisch wirksamen Systeme durch Augensteinsedimente und deren fluvial-denudativer Wiederausräumung wurde bereits angedeutet. Doch damit lässt sich die Ausbildung weiträumiger Ebenheiten nicht erklären, sondern nur von relativ bescheidenen Verflachungen in verschiedenster Höhenlage und zu verschiedenen Zeiten.

Ähnlich wie für die Reste der Augensteinlandschaft ist auch für die Raxlandschaft mit einer lokal sehr verschiedenwertigen Umgestaltung durch Glazialerosion und Korrosion zu rechnen. Die höchsten in ihrer Anlage aus der Augensteinzeit stammenden Kuppen und Flächenrelieftteile, die mit Firnhauben oder Eiskappen überzogen wurden, erfuhren, wie angedeutet, keine entscheidende Umprägung und Erniedrigung. Als Beleg dafür können die relativ zahlreichen, wenn auch umgelagerten Augensteinvorkommen in den Hochlagen angeführt werden. An den Flanken der ältesten Vollformen erfolgte jedoch die Einarbeitung karähnlicher Hohlformen und von Schliffkehlen, auf jeden Fall eine Hangversteilung. Durch deren Herausbildung erfuhren die höchsten Auftragungen der Plateaus eine Betonung als Vollformen, während tiefere Plateauteile zu einer Rundhöckerflur umgeschliffen wurden. Diese Formendifferenzierung bildete einen Ansatz für die Auflösung in ein höheres Hochkönig- und in ein tieferes Tennenniveau, allerdings nicht im Sinne einer Rumpf- oder Piedmonttreppe, sondern als Ergebnis differenzierter glazialer Erosion. Besonders kräftig wirkte die Glazialerosion in den Bewegungsbahnen des Plateauaises zu den Tiefenlinien, wofür Herausarbeitung von Torsäulen und glazialen Gassen (Troggassen) ein hervorragendes Zeugnis ablegen. Hier ist das Altrelief stärkstens verändert und erniedrigt worden.

Für das Präglazial und die Interglaziale ist von Karstprozessen auszugehen, die besonders in Bereichen engständiger Kluffnetze und in Störungszonen formungsaktiv waren und insgesamt zur flächenhaften, aber unterschiedlich starken Erniedrigung der Landoberfläche führten. Demgegenüber kommt der kaltzeitlichen Solifluktion nur in den nichtkarbonatischen Substraten größere Bedeutung für die Landformung zu und dies auch nur in den eisfreien Gebieten. Nicht zu vernachlässigen sind auch tektonische Bewegungen. Sie haben in Höhlensystemen zum Versatz von Gängen geführt. Für die Eisriesenwelt im Tennengebirge wurde schon 1927 von O. Lehmann darauf aufmerksam gemacht. Aus jüngerer Zeit stammen Hinweise von Menne (1988) aus dem Gebiet um die Teufelshörner. Von Bodechtel und Mitarbeitern (1984) werden junge Bewegungen im Gebiet des Königssees postuliert.

Insgesamt ergibt sich, daß das Altrelief in weiten Teilen, speziell auch im Pleistozän, stark umgestaltet und erniedrigt wurde. Echte Relikte sind nur in geringem Umfange überliefert – meist im Bereich der höchsten Kup-

pen, die nur von geringmächtigen Firn- oder Eismänteln bedeckt waren. Streng genommen wäre also der Begriff Altlandschaft im Bereich der Plateaus stark einzuengen, nur die Andersartigkeit gegenüber dem jungen Tälerr relief berechtigt zu dieser allgemeinen Bezeichnung.

Ebensowenig wie für die Augensteinlandschaft ist auch für die Raxlandschaft die Alterseinstufung gesichert. Hinweise könnten die Molassesedimente liefern. Die gleichartige und weite Verbreitung von Augensteinablagerungen zeigt, dass die Nördlichen Kalkalpen mit Ausnahme einiger höchster Auftragungen unter Verschüttungsmassen begraben waren. Als Äquivalent dieser in sich sehr ähnlichen und flächenhaften Verschüttung darf das Auftreten gleichartiger Sedimente in der gesamten alpenrandnahen Molasse angenommen werden. Derartige Sedimente liegen aus dem Aquitan / Ober-Eger in großer Mächtigkeit vor. Von dieser Oberen Puchkirchner Serie dürfte allerdings ein beträchtlicher Teil bereits unter die Flyschzone subduziert worden sein.

Mit dem oberen Burdigal / Eggenburg beginnend und besonders im Helvet / Ottnang treten große Schüttungen einzelner Flusssysteme im Subsidenzbecken der Molasse auf, unter denen insbesondere die großartige Schüttung einer Ur-Salzach hervorsteht. Die mehr als 1500 m mächtige Salzach-Schüttung besteht neben mergeligen Feinsanden hauptsächlich aus Quarz- und Kristallingeröllen (sog. Sand-Schotter-Gruppe), während Gerölle aus der Flyschzone kaum und aus dem Helvetikum überhaupt nicht vertreten sind (Herbst 1985). In den Geröllagen des Eggenburg sind keine Karbonatgerölle enthalten, im Ottnang treten sie jedoch häufiger auf. Dies und die überaus starke Quarzgeröllführung als Folge intensiver Verwitterungsprozesse könnte in Richtung einer Ausräumung der Verschüttungsmassen aus der Augensteinzeit und der Freilegung des Kalkalpins gedeutet werden, wie es bereits Winkler-Hermaden (1950) annahm. Gleichzeitig wäre dies ein Hinweis auf Flusseintiefung und damit auf intensivere Talbildung als Folge von Hebungsvorgängen.

Dementsprechend wäre es durchaus denkbar, die Augensteinzeit in das Chatt und Aquitan und die Entwicklung der Raxlandschaft in die Zeit Burdigal und Helvet einzuordnen. Das würde in etwa mit den Annahmen von Machatschek (1922), Tollmann (1968), Fuchs (1980) und Lembke (1988) übereinstimmen. Doch sind hierzu noch exaktere und umfassendere Analysen der Molassesedimente notwendig.

3.3 Die jungtertiäre Talentwicklung in den Berchtesgadener Alpen

Zur Zeit der Augensteinverschüttung entwässerten Flusssysteme aus dem Raum der Zentralalpen und der Grauwacken- und Phyllitzone über die Kalkalpen konsequent nach Norden. Eine genauere Eingrenzung dieser Flusssysteme ist wegen der unzureichenden Zahl von Mineralanalysen aus Augensteinsedimentrelikten noch

nicht möglich. Die gegenüber den Kalkalpen wesentlich intensiveren Verwitterungs- und Abtragungsprozesse in der Grauwacken- und Phyllitzzone sowie Hebungsvorgänge in den Kalkalpen nördlich eines Lineamentes, das heute von Salzach- und Enns längstal nachgezeichnet wird, führten allmählich zur Ausbildung einer Längstalung im S der Karbonatstöcke, die zunehmend die Funktion eines Sammlers für die von Süden kommenden Flüsse übernahm. Wegen dieser Entwicklung und aus den Erwägungen über das Alter der Verkarstung ist es wenig wahrscheinlich, daß noch während der Zeit der Raxlandschaft generell eine konsequente Entwässerung zum Alpenrand bestand, wie es etwa O. Lehmann (1928), A. Lechner (1969), Seefeldner (1957, 1961) oder Toussaint (1971) vertreten. Die S-N-Talungen auf den südlichen Hochplateaus der Berchtesgadener Alpen liefern dafür keinen hinreichenden Beweis, da sie mit Ausnahme der Roßfeld- und der Tiefenbach-Schönbichtalung im Hagengebirge und den Torscharten zwischen Steinernem Meer und Hochkönig keine weiten Öffnungen gegen S besitzen, sondern nur auf Einschartungen zwischen den Rahmenerhebungen zulaufen (Ramseider-, Buchauer-, Wasserfallscharte). Ihre Anlage dürfte auf jene Zeit zurückgehen, als der Karst durch Augensteinsedimente und deren Verwitterungsprodukte noch weitgehend plombiert war, also für begrenzte Zeit Oberflächenabfluss stattfand. Sie wurden später zu Leitlinien der Verkarstung, da sie oftmals Störungszonen oder Lineamenten folgen und schließlich erfuhren sie als bevorzugte Bewegungsbahnen des Eises während der pleistozänen Kaltzeiten eine beträchtliche Erweiterung. Deutliche Schliefflächen und die Reihung von großen Karsthohlformen in diesen Talungen sind Belege für diese Formungsprozesse.

Nur wenige allogene Flüsse konnten dank des mitgeführten Erosionsmaterials aus ihren südlichen Einzugsgebieten die konsequente Abflussrichtung behaupten und sich kräftig im Kalkalpin eintiefen. Saalach und Salzach schufen in der Folgezeit die imposanten Quertäler. Für diese beiden Quertäler ist Antezedenz anzunehmen, auch wenn sich dies wegen des Fehlens oder geringer Verbreitung von vermutlichen Talhangresten nicht belegen lässt.

Beide Quertäler sind übrigens in ihrer Anlage eng mit dem Gebirgsbau verknüpft, und wie die Schwemmfächer in der Molasse zeigen, auch sichtlich älter als die junge Hebung der Alpen (Baden = oberes Torton). Sie liegen jeweils in einer transversalen Einmündung bzw. folgen Querstörungen oder Deckengrenzen. Auch in der Talform zeigen beide Täler eine enge Verknüpfung mit den geologischen Gegebenheiten.

Das Salzachtal erfährt nach Querung der Werfener Schuppenzone mit ihren geringresistenten Gesteinen im S und dem Eintritt in den ladinisch-karnischen Dolomit (Ramsaudolomit) des Tirolikums nördlich Tenneck eine deutliche Talverengung zwischen den Karbonatstöcken des Hagen- und Tennengebirges. Im nordwärts fallenden resistenten Dachsteinkalk ist ab Stegenwald ein

großartiges Engtal mit Hangneigungen von im Mittel 50° entwickelt. Nördlich des Paß Lueg tritt mit dem Verlassen des Dachsteinkalkes ein abrupter Formenwechsel ein; es beginnt die Halleiner Weitung in Oberalmer-, Schrambach- und Roßfeldschichten mit einer 2 bis 3 km breiten Aufschüttungstalsole. Hier wird das Salzachtal von der NNW-SSE streichenden „Salzachtal-Querstörung“ vorgezeichnet. Erkennbar ist das Lineament an dem steilen Abtauchen der Gesteine auf der Westseite des Tales und dem tektonisch bedingten stufelförmigen Absteigen des Osthangs zur Salzach. Die enorme Talweite ist auf die fluvial-denudative und glaziale Ausräumung der wenig resistenten Gesteine des Jura und der Unterkreide zurückzuführen.

Beim Saalachtal sind die geologischen Gegebenheiten im Südteil sehr ähnlich denen des Salzachtales südlich des Paß Lueg. In der Werfener Schuppenzone ist in den wenig resistenten Gesteinen (Werfener Schichten, Phyllite) eine kräftige Ausräumung durch Saalach und ihre Nebenflüsse sowie durch Glazialerosion zur Weitung von Saalfelden erfolgt. Infolge des Nordfallens der Trias-Gesteinsfolgen, beginnend mit Werfener Schichten, tritt nördlich von Saalfelden eine zunehmende Talverengung ein, die in den Hohlwegen zwischen den Leoganger Steinbergen im W und dem Steinernen Meer im O im gebankten Dachsteinkalk eindrucksvoll entgegentritt. Ab St. Martin bei Lofer folgt das Tal in groben Zügen der Deckengrenze zwischen Hoch- und Tiefjuvavischer Einheit, bzw. der schmal entwickelten Hallstätter Einheit. In einer Abfolge von Weitungen und Engen spiegeln sich die geomorphologischen Wertigkeiten der Gesteine, aber auch wechselnder Lagerungsverhältnisse infolge komplizierten tektonischen Baues wider (Schollenkranz im W von Reiter Alm und Lattengebirge). Die Weitung von Lofer entstand durch Ausräumung wenig resistenten Baumaterials der Hallstädter Einheit. Vom Kniepaß an ist das Tal als Doppeltalung ausgebildet, der die Saalach in mehrfachem Wechsel folgt.

Das dritte große Tal der Berchtesgadener Alpen, das der Berchtesgadener Ache, zeichnet ebenfalls wichtige Strukturgegebenheiten nach. Im Abschnitt vom Hirschbichl im Südwesten bis zur Wimbachbrücke in der Ramsau folgt es der Grenze von Reiter Alm-Decke im Norden und Tirolischer Einheit im Süden, wobei hier jeweils wenig resistente Gesteine der beiden Decken aus der Untertrias und dem Jura zusammentreten. Die folgende Querung des Hochjuvavikums prägt sich nur in der Tiefe des Tales als Engtalstück mit der Preissenklamm aus. Die Weitung von Berchtesgaden entstand in der Hallstätter Einheit. Lediglich die triassischen Kalke und Dolomite dieser Einheit bilden relativ kleine Anhöhen wie Lockstein, Kälberstein und Baderlehenkopf nahe Berchtesgaden sowie die Kastensteinhöhe bei Bischofswiesen, während Haselgebirge und Werfener Schichten ausgeräumt wurden. Östlich Berchtesgaden bis zum Salzachtal folgt das Tal erneut der Deckengrenze zwischen Hochjuvavikum und Hallstätter Einheit bzw. Tirolikum.

In diesen drei Haupttälern, teilweise auch in ihren Verzweigungen sind in verschiedenen Höhenlagen Hang-

verflachungen ausgebildet, die als Reste verschieden alter Talgenerationen interpretiert wurden. Sie bilden jedenfalls die Grundlage für die Rekonstruktion mehrerer Taleintiefungsfolgen. Nach einem ersten Ansatz von H. Hahn (1913), für das Saalachtal zwischen Lofer und dem Kniepaß einen präwürmzeitlichen Talboden zu rekonstruieren, haben Machatschek (1922) und Seefeldner (1957, 1961) für das Gesamtgebiet und Leidlmair (1956) für den Mitterpinzgau versucht die Talentwicklung näher zu verfolgen. In weitgehender Übereinstimmung wurden von diesen Autoren vier präglaziale Terrassensysteme (Talbodenniveau I-IV) ausgedehnt.

Die Rekonstruktion einstiger Talbodenniveaus erfolgte nach den Prinzipien der Orientierung und Lagebeziehung der Formenreste, der Anordnung und Ähnlichkeit von Hangverflachungen, Gesimsen und Nischen. Dabei wird in der Regel die talgeschichtliche Entwicklung von den jüngsten, also den tiefstgelegenen, noch am besten erhaltenen Systemen aus verfolgt, da die Ansprache und Konnexion von älteren, höher gelagerten Resten zunehmend schwieriger und unsicherer wird. Das resultiert auch aus der Tatsache, dass die alten Talformen offensichtlich große Breite besaßen und ein fließender Übergang von den einstigen Talböden zu den Hängen bestand. Die Identifizierung als echter Talbodenrest ist aus diesem Grunde vielfach nicht zweifelsfrei möglich; es kann sich durchaus auch um Reste flacher geböschter Talhänge handeln. Aufgrund dieser Gegebenheit bezieht Machatschek (1922) auch Eckfluren, Riedelflächen, Gipfelplateaus, flache Gipfelkuppen und Hangabsätze und -vorsprünge in sein System der Taleintiefungsfolgen mit ein. Neben der sporadischen Erhaltung derartiger Reste sind die unterschiedliche Verwitterungs- und Abtragungsresistenz der Festgesteine, in denen die potentiellen Formungsrelikte eines alten Tales ausgebildet sind und das unbekannte Ausmaß ihrer jeweiligen Erniedrigung durch Glazialerosion (vgl. die stark differierende glaziale Übertiefung, S. 92ff. weitere Erschwernisse für eine Rekonstruktion der Talentwicklung und für eine Konnexion der wenigen Relikte. Im Allgemeinen wird deshalb den älteren, höheren Systemen ein größerer Höhengspielraum eingeräumt als den jüngeren, tieferen (Tabelle 2). Doch ist damit die genetische Verwandtschaft der zur Rekonstruktion herangezoge-

nen Formen, insbesondere wenn entferntere Bergkuppen oder Riedel einbezogen werden, nicht abgesichert. Aus diesen Gründen ist es wenig sinnvoll, aus den Formenresten exakte Gefällsverhältnisse der alten Talanlagen oder auf regional tektonische Bewegungen schließen zu wollen. Ebenso steht der Versuch einer Rekonstruktion von alten Flusssystemen vom Altplozän bis zum ausgehenden Plozän, wie er von Seefeldner (1957) vorgenommen wurde, auf äußerst schwacher, als Spekulation zu bezeichnender Basis, da kein sedimentärer Nachweis erbracht werden kann.

Die Relikte des ältesten Systems (Niveau I) finden sich meist in größerer seitlicher Distanz zur heutigen Talmitte. Aus Hangabsätzen, abgeflachten Gipfelkuppen und kleineren Plateauresten, also sehr heterogenen Formen, wird auf breite Täler mit sanften Hängen und geringem Gefälle geschlossen. Bei den überlieferten Resten handelt es sich demzufolge, dies muss besonders betont werden, durchwegs nicht um Talbodenrelikte, weshalb eher von Formenresten eines Mittelgebirgsrelief zu sprechen wäre, für das alte Talverläufe nicht mit Sicherheit rekonstruiert werden können.

Auch das nächsttiefere Niveau II, das rund 300 m unter dem Niveau I folgen soll, ist noch durch flachere Hangpartien, nicht durch Talbodenreste in Festgestein repräsentiert. Für die Talböden lässt sich also keine genaue Höhenlage ermitteln. Der allgemeine Reliefcharakter dürfte dem eines akzentuierten Mittelgebirges, teilweise mit relativen Höhenunterschieden von über 1000 m entsprechen haben. Ebenso bestand wohl bereits weitgehende Übereinstimmung der Talzüge mit den heutigen Talverläufen.

Erneut etwa 300 m tiefer wird das dritte Niveau eingeordnet. Deutlichere Hangterrassen lassen lokal erstmals eine etwas genauere Bestimmung der Höhenlage des ehemaligen Talbodens zu. Aus dieser und den Gipfelhöhen lässt sich – gemessen an den relativen Höhenunterschieden – ein Hochgebirgsrelief ableiten.

Das vierte Niveau ist anhand von schmalen Terrassen und Hangabsätzen relativ gut und sicher zu verfolgen und liegt wiederum rund 200 m tiefer bzw. etwa 200 m über dem rezenten Talboden. Mit ihm wird eine bereits

Tab. 2: Taleintiefungsfolgen in den Berchtesgadener Alpen (nach F. Machatschek 1922)

	Saalachquertal (südlicher Teil)		Berchtesgadener Ache (westlich Berchtesgaden)		Salzachquertal (oberhalb der Lammer-Mündung)	
	ungefähre Höhenlage über rezentem Talboden	absolute Höhenlage über NN	ungefähre Höhenlage über rezentem Talboden	absolute Höhenlage über NN	ungefähre Höhenlage über rezentem Talboden	absolute Höhenlage über NN
Niveau I	750-900 m	1500-1560 m	700-800 m	1450-1500 m	~ 1000 m	1500-1550 m
Niveau II	580-650 m	1250-1320 m	500-700 m	1220-1340 m	~ 700 m	1200-1260 m
Niveau III	420-430 m	920-1200 m	400-450 m	920-1060 m	~ 400 m	900-950 m
Niveau IV	200 m	750-1020 m	250-270 m	720-890 m	< 200 m	~ 750 m

tiefgreifende Zertalung des Hochgebirges deutlich. Die Vermutung, die Täler hätten zur Zeit dieses Niveaus wegen des relativ konstanten Abstandes zur heutigen Talsohle von ungefähr 200 m noch keinen Stufenbau besessen (Leidlmair 1956, 27), dürfte kaum schlüssig zu beweisen sein.

Aus dem Versuch, die ältere Talentwicklung zu verfolgen, wird deutlich, dass mit zunehmender Taleintiefung die Talweiten deutlich abnehmen. Damit war gleichzeitig eine zunehmende Versteilung und Verschärfung der Vollformen verbunden. Durch die überlieferten Verflachungsreste in bestimmten Höhenlagen wird zudem eine diskontinuierliche Taleintiefung angedeutet, deren Ursache allgemein in veränderter Hebungsintensität des Gebirges gesehen wird.

Bemerkenswert ist im Zusammenhang mit der Taleintiefung die Tatsache, daß mit dem System I nach der Höhenlage das Riesenhöhlen-Niveau des unterirdischen Karstes (s.u.) korrespondiert, sich also auf dieses ehemalige Vorfluterniveau zu beziehen scheint. Daher wäre eine genaue zeitliche Einordnung des Systems I auch für die Deutung der karstmorphologischen Entwicklung überaus interessant. Doch dies ist für die älteren Talsysteme (I–III) noch nicht gelungen; alle bisherigen Alterszuordnungen sind reine Vermutungen. Die Einordnung dieser Talbodenniveaus I bis IV in das Pannon bis Levantin oder Älterpleistozän durch Seefeldner (1961, 23) entbehrt einer plausiblen Grundlage oder Beweisführung. Leider werden sie aber in der Literatur weitgeschleppt (u.a. Risch 1993).

Das Niveau IV wird von allen genannten Bearbeitern als der unmittelbar präglaziale Talboden bezeichnet, da A. Penck Terrassen am Ausgang des Salzachtales mit der Basis der ältesten Quartärschotter, die als präglaziale Landoberfläche im Alpenvorland angesehen wird, in Beziehung gesetzt hat. Diese Schotter im „Schärdinger Trichter“ wurden von A. Penck am Geinberg erwähnt (1909, 76–78). Sie liegen dort in 461–458 m Höhe. Weitere Vorkommen vom NW-Saum des Kobernauber Waldes zwischen Mattighofen und Höhenhart wurden von L. Weinberger (1966, in Ebers E. et al.) als sogenannte Eichwaldschotter ausgeschieden und kartiert:

Höhenlage in m über NN

Eichwald	542–532
Teiseneck	535–493
Leitrachstetten	485–427
Aichberg	482–464
Geinberg	461–458

Da diese Schottervorkommen mehr als 40 km nördlich von Salzburg liegen, ist für die Fixierung des präglazialen Talbodens am Ausgang der Alpenquertäler von Saalach und Salzach der zugrunde gelegte Gefällswert entscheidend. A. Penck ermittelte für die jüngeren Deckenschotter des Inn zwischen Malching und Pocking einen Betrag von 3,5 ‰ (1909, S. 77). Für die

den älteren Deckenschottern zeitlich vorgeschalteten Eichwaldschotter lässt sich auf der Strecke Eichwald-Geinberg ein Gefälle von rund 4 ‰ ermitteln. Bei Rückrechnung bis zu den Alpentoren von Saalach und Salzach ergeben sich Höhenlagen von etwa 650 m. Das entspricht den von Machatschek angenommenen Werten (1922, 45 und 153). Demgegenüber haben Pippa (1957) und Seefeldner (1961) den präglazialen Talboden bei Salzburg mit 520 m bzw. 480 m wesentlich tiefer angesetzt. Allerdings ist unsicher, ob die Gefällswerte fluvioglazialer Schüttungen ohne weiteres auf das frühere Flussgefälle extrapoliert werden dürfen.

Bei Verfolgung der vom Schichtbau unabhängigen Hangverflachungen oder anderer Talformenreste in den einzelnen Flussgebieten werden die Schwierigkeiten der Rekonstruktion besonders erkennbar. So lassen die wenigen und teils auch fraglichen Relikte der beiden ältesten Taleintiefungsphasen im Gebiet des Saalachquertales keine Aussage über den damaligen Flussverlauf zu. Machatschek (1922) und ihm folgend Seefeldner (1957) vermuten eine Verbindung der Saalach über das Unken Tal zur Kössener Ache und eine Wasserscheide zwischen Unken und Schneizlreuth. Auch die Entwicklung der Doppeltalung zwischen dem Kniepaß bei Unken und dem Becken von Reichenhall bietet ungelöste Fragen, da es an eindeutigen Terrassenresten mangelt. Während Machatschek (1922), Leidlmair (1956) und Seefeldner (1961) zur Zeit des Niveau III eine Verbindung über den Aschauer Sattel annehmen, geht Rathjens (1939) von einem Verlauf wie heute aus. Nach ihm trug der Aschauer Sattel schon immer eine Wasserscheide, die durch Glazialerosion erniedrigt und durch rückschreitende Erosion des Innersbaches von SW und des Aschauer Baches von NO zu einem Taltorso umgestaltet wurde. Taltorsi existieren auch zwischen dem Müllnerberg im SO und den Höhen im NW (Kugelbach- und Thumseetalung), weshalb Machatschek (1922) von einer, wenn auch nur flachen Wasserscheide zwischen Müllner- und Kienberg ausgeht, die noch im Präglazial ihre Niederlegung erfuhr.

Schließlich wurde noch ein „interglaziales“ Niveau ausgeschieden (Leidlmair 1956), das sich dem heutigen Saalachverlauf anpasst. Allerdings sind dessen Reste überaus lückenhaft, so dass dieser Talboden nicht durchlaufend zu rekonstruieren ist. Durch eine Laufverlegung soll, so vermutet Machatschek (1922), die Höhe des Steinpasses im „Interglazial“ entstanden sein.

Insgesamt tragen zahlreiche Annahmen bzw. Postulate hypothetischen Charakter. Jedenfalls belegen der mehrfache Wechsel von Längs- und Quertalstrecken und die Ausbildung von Paralleltalungen eine komplizierte und wechselvolle jüngere Entwicklung des Saalachtals zwischen dem Kniepaß und dem Alpenrand.

Ähnliche Schwierigkeiten in Bezug auf die Deutung der Talnetzbildung bietet auch das Einzugsgebiet der Berchtesgadener Ache. Auffallend für die Berchtesgadener Weitung sind drei Ausgänge: das heutige Tal der Berchtesgadener Ache mit dem Hangendsteinpaß

(471 m), Hallthurm (694 m) zwischen Untersberg und Lattengebirge und Schwarzbachwacht (889 m) zwischen Lattengebirge und Reiter Alm. Dies macht die Interpretation der Talentwicklung überaus schwierig und unsicher. Aus den wenigen wirklich eindeutigen Resten einstiger Talformen ist sie kaum abzuleiten. So bleiben auch Machatscheks Ansichten hypothetisch, etwa die Verbindung des Klausbachtals über die Schwarzbachwacht zum Saalachtal und die Existenz einer Wasserscheide in der Ramsau. Gleiches gilt auch für die Verbindung der Königsseetalung über Hallthurm zum Alpenrand, wobei die Wasserscheide im Osten über der Laroswacht angenommen wird. Bereits im Präglazial soll sie niedergelegt und die gesamte Entwässerung des Berchtesgadener Raumes von westlich des Untersberges an seine Ostseite verlagert worden sein. Als Ursache für die Ausbildung der zentripetalen Entwässerung in die Weitung von Berchtesgaden sieht Seefeldner (1961, 27) die Ausräumung des Haselgebirges und der anderen wenig resistenten Gesteine.

Für das Salzachquertal wurde bereits auf die geomorphologische Gegensätzlichkeit des südlichen und des nördlichen Abschnittes verwiesen, die in den petrographischen und strukturellen Gegebenheiten ihre Grundlage hat. Die Anlage des über 1600 m tiefen und engen Quertales geht, wie die Enns-Saalach-Schüttung in der OSM zeigt, weit in das Tertiär zurück. Es ist nicht erst durch allmählich rückschreitende Erosion zwischen den Karbonatklötzen von Hagen- und Tennengebirge entstanden. Die jüngere Taleintiefung haben Machatschek (1922) und Seefeldner (1926) zu rekonstruieren versucht, wobei wiederum das Problem der Ausgliederung alter Talformenreste zu berücksichtigen ist.

So mancher kleiner, ja winziger Rest muss mit Fragezeichen versehen werden. Keinesfalls lässt sich aus den wenigen, teils recht stark geböschten Hangresten im Engtal zwischen Tenneck und nördlich Stegenwald auf eine tektonische Deformation schließen, die nach Ausbildung des Niveaus III begonnen und bis in das jüngste Pleistozän angedauert haben soll (Seefeldner 1926, 144).

Noch ungeklärt sind die Ursachen für die Ausbildung des sperrenden Riegels des Ofenauer Berges (931 m) am Nordausgang des Engtales, der die Salzach zu einem weiten Umbiegen zwingt. Die Salzachöfen sind das Werk pleistozäner Erosion und zeigen großartige Korrosionsformen.

Insgesamt ist die Talentwicklung weit weniger entschlüsselt, als es nach den bisherigen Arbeiten darüber erscheint. Das betrifft den Ablauf der Taleintiefung und noch in weitaus stärkerem Maße deren zeitliche Einordnung. Neben der Subjektivität bei der Korrelation von Resten älterer Talformen zu Talbodensystemen sind Zufälligkeiten bei der Talbildung zu berücksichtigen und Merkwürdigkeiten noch zu klären. So ist die Frage, weshalb im Zuge der postulierten phasenweisen Eintiefung der Täler die Talquerprofile sukzessiv Einengung erfahren, unbeantwortet.

4 Der Karst in den Berchtesgadener Alpen

4.1 Einführung

Die großräumige Verbreitung von Karbonatgesteinen, insbesondere des Dachsteinkalkes in den Berchtesgadener Alpen, ist die Grundlage einer intensiven Verkarstung und für die Ausbildung eines vielfältigen ober- und unterirdischen Karstformenschatzes. Speziell in den Plateaugruppen mit flachlagernden Kalken erreicht die Verkarstung als sogenannter Hochkarst (O. Lehmann 1927) ihr Höchstmaß. Der Begriff Hochkarst steht also nicht nur rein beschreibend für eine hochgelegene, über weite Strecken kahle Karstlandschaft, sondern er beinhaltet auch einen außergewöhnlichen Formenreichtum und eine hohe Intensität der Verkarstung. Im Gelände erscheint dieser Hochkarst zunächst als eine regellose Wirrnis von geschlossenen Hohlformen und von Vollformen unterschiedlichster Dimension, in der besonders bei Latschenbewuchs die Orientierung schwierig und eine Begehung abseits markierter Wege und alter Jägersteige mühsam und zeitaufwendig ist. Beherrscht wird der Hochkarst von wilden Dolinenlandschaften und durch eine enorme Karrenentwicklung. Als spezielle Formen des Hochkarstes sind zu erwähnen:

- Karrenplatten auf den Gesteins- bzw. Schichtoberflächen
- seichte Dolinen mit völlig unregelmäßigem, eckigen Grundriss, und ungleichmäßig geböschten und von Karren überzogenen Hängen, die O. Lehmann (1927) deshalb Karrendolinen nannte
- Gruben, als große zerlappte Hohlformen mit wechselnden Neigungen ihrer glatten Hänge und mit Tochterdolinen.

Wegen der Ineinanderschachtelung von Hohlformen unterschiedlichster Dimension wurden die Gruben auch als zusammengesetzte Dolinen (O. Lehmann 1927, 218) bezeichnet. Sie sind damit den länglichen Uvalas verwandt.

Genauere Beobachtungen und vor allem die Analyse von Luft- oder Satellitenbildern zeigen, dass in der Anordnung der Karstformen durchaus Muster erkennbar sind. Sie zeichnen das Kluffnetz der Karbonatstöcke deutlich nach. Insbesondere treten die N-, NE- und NW-Richtung hervor. Störungszonen sind infolge intensiverer Lösung zu Leitlinien der Verkarstung, sowohl ober- als auch unterirdisch, geworden. Ihnen folgen Karstgasen und -talungen, die teilweise mit Moränenmaterial ausgekleidet sind, Dolinenketten oder die Längsachsen von Uvalas. Überhaupt ist in großen Bereichen wegen der Vielzahl tektonischer Trennflächen die Oberflächenverkarstung besonders ausgeprägt.

Für den Dachsteinkalk ist neben der gut ausgeprägten Klüftung seine außerordentliche Reinheit Grundlage der hohen Verkarstungsanfälligkeit und für die große Vielfalt an Karstformen. Er besteht aus etwa 98 % CaCO_3 , doch

kann dessen Anteil auch auf 99,5 % ansteigen. Nur durchschnittlich 0,3 % sind unlöslicher Rückstand, der in die Bodenbildung einbezogen oder durch Wasser abgetragen und in den Untergrund verlagert wird. Hinzu kommen 0,3 %, in dolomitisierten Teilen auch höhere Werte von $MgCO_3$, und jeweils circa 0,4 % Aluminiumoxid Al_2O_3 (Tonerde) und Brauneisenstein $Fe_2O_3 \cdot x H_2O$. Ganz ähnliche Eigenschaften besitzen auch mit Ausnahme der Basallagen der Plassenkalk am Untersberg und der unterkretazische Lerchkogelkalk am Hochkranz und am Gerhardstein. Dementsprechend intensiv ist auch ihre Verkarstung. Auch die roten Liaskalke sind allgemein stark verkarstet, obwohl in ihnen der Anteil nichtlöslichen Materials höher als im Dachsteinkalk ist. Im Verbreitungsgebiet dieser Kalke (Crinoidenkalke, Lias-Schwellenkalke) ist es deshalb örtlich nach langanhaltender Verwitterung zur Anreicherung intensiv rot gefärbten Tones sowie zum Verschluss von Karstwasserwegen und deshalb zu einer räumlich begrenzten Oberflächenentwässerung gekommen. Als Bolus oder Siegelerde wurde das Material früher auch gewonnen und verarbeitet (Gümbel 1894, 211).

Die mittel- und obertriassischen Dolomite sind ebenfalls verkarstungsfähig, wenn auch deutlich schwächer als die erwähnten Kalke. Das kataklastische Gefüge dieser Dolomite ist dafür die Grundlage, denn es garantiert eine umfassende Wasserzirkulation im Gestein. Die absolute Verkarstungsbasis in den Berchtesgadener Alpen stellen daher Ton-, Mergel- und Sandsteine sowie Schiefertone der Werfener Schichten aus dem Skyth dar.

Weit mehr als die Hälfte des verkarsteten Areals der Berchtesgadener Alpen ist von Wald oder Latschenbeständen überzogen und gehört damit dem silvanen oder Waldkarst an. Meist wird synonym auch die Bezeichnung bedeckter Karst verwendet, mit der Vorgabe, dass der anstehende Kalk von einer Verwitterungsdecke überlagert wird (Cvijić, 1893).

Wegen der Reinheit des Dachsteinkalkes ist es kaum zur Bildung eines Mineralbodenhorizontes gekommen. Vorherrschende Bodentypen sind deshalb Rendzinen, vornehmlich dystrophe Tangelrendzinen. Anstelle des von Cvijić (1893) geprägten Ausdrucks bedeckter Karst wäre dementsprechend begrünter Karst vorzuziehen. Physiognomisch wird er von relativ regelmäßig geformten Dolinen vom Typus einer Schüssel oder eines Trichters beherrscht, weshalb auch – speziell unter dem Aspekt einer Höhengliederung – die Bezeichnung Dolinenkarst gewählt wurde. Karrenformen sind in ihm als Einzelformen oder vereinzelte Karrenplatten (Steinbretter) sichtbar. Bei Windwurf und Verkippung der Wurzelteller von Bäumen z.B. zeigt sich jedoch, dass die gesamte Gesteinsoberfläche von Karren überzogen ist, die Betonung als Dolinenkarst also unzutreffend erscheint, da Dolinen und Karren miteinander vergesellschaftet sind.

In Höhenlagen um 1700 bis 1900 m geht der begrünte in den nackten, offenen oder Kahlkarst über (Abb. 12). Die freiliegende Oberfläche des Gesteins lässt das Karren-

phänomen besonders hervortreten. Die Verbindung mit teilweise sehr großen Dolinen und mit Gruben schließt aber aus, hier von einer entsprechenden Karren-Höhenstufe zu sprechen. Oberhalb 2100 bis 2200 m treten die Karren zurück und kantiger Schutt bedeckt mehr und mehr die Oberfläche. Er ist ein Produkt der Frostverwitterung des anstehenden Kalksteines, aber nicht, wie bereits Haserodt (1965) betonte, als Folge der Zerstörung der Stege zwischen den Karren durch Frosteinwirkung zu interpretieren. Damit ist dieser „Scherbenkarst“ weniger das Ergebnis der Verkarstung, als vielmehr der periglazialen Verwitterung.

Der nackte Karst hat entsprechend der Höhenverteilung seine größte Ausdehnung auf den südlichen Karbonatstöcken, am Hochkönig, im Steinernen Meer und im südlichen Hagengebirge. Kleinere Areale nimmt er in den Gruppen des Hochalters, des Watzmanns und des Hohen Gölls (Alpeltal) ein. In der Reiter Alm tragen die Reiter Steinberge im S Kahlkarst.

Eine spezifische, schon von O. Lehmann (1927, 230) aus dem Toten Gebirge beschriebene Ausprägung erfährt der Karst der Hochlagen bei kleinstückiger Verwitterung des Kalkes, die bis zum Charakter von feinerem Gries gehen kann. Für diese Entwicklung scheint neben der Frostwirkung besonderer Kluftreichtum des Gesteins maßgebend zu sein und wäre der Schutt nicht ausgesprochen kantig, könnte er mit Lokalmoränen verwechselt werden. In ihm sind ebenmäßige Dolinenformen, rundliche Trichter und Schüsseln, mit Durchmesser von wenigen Metern und ausgeglätteten Hängen entwickelt, während Karren nahezu fehlen. Die Ähnlichkeit mit Buckelfluren ist groß, doch fehlen die entsprechenden Vollformen. Aus der räumlichen Nähe zu Soliflukationsformen darf angenommen werden, dass an ihrer Bildung neben bevorzugter Hohlrumbaue durch Lösung auch Materialbewegung durch Solifluktion zu den Ponoren hin wesentlich ist. Das beste Beispiel dafür bietet der Südrahmen der Reiter Alm zwischen Unterem Plattelkopf (2106 m) und Schottmalhorn (2045 m).

Von flächenmäßig ebenfalls geringer Bedeutung ist der überdeckte Karst in den Berchtesgadener Alpen. Darunter wird hier die Verkarstung löslicher Gesteine unter undurchlässigen Deckschichten verstanden, wobei die Verkarstung erst nach der Ablagerung dieser Deckschichten begonnen hat. Von Katzer (1905) und später auch A. Penck (1924) wurde dafür die Bezeichnung unterirdischer Karst vorgeschlagen und in der Literatur auch vielfach verwendet. Jedoch ist A. Bögli (1978, 81) voll zuzustimmen, wenn er diese Benennung ausschließlich für unterirdische Karsterscheinungen reservieren möchte und für die er den Begriff Endokarst prägte, im Gegensatz zum Exokarst, den Karsterscheinungen an der Oberfläche. Überdeckter Karst existiert auf der Gotzenalm, wo Dogger-Kieselkalke und Lias-Radiolarit den Dachsteinkalk flach überlagern, auf dem Plateau der Reiter Alm und zwar von westlich der Alten bis zur Neuen Traunsteiner Hütte und – besonders ausgedehnt – im Einzugsgebiet des Rötelbaches im Lattengebirge, wo jeweils ton- und



Nackter Karst im westlichen Steinernen Meer vom Hundstodgatterl nach Westsüdwest gegen Hohe Tauern (Venediger Gruppe).



Bedeckter Karst auf der Reiter Alm. Vom Edelweißblahnerkopf nach N.

mergelreiche Gosau-Ablagerungen den gebankten Dachsteinkalk überdecken. Durch Nachsacken verwitterter Deckschichten in Lösungshohlformen des Kalkes sind Erdfälle entstanden. Das von den nahezu undurchlässigen Gesteinen abfließende Wasser versetzt in Ponoren im randlichen Kontaktbereich zum Dachsteinkalk.

Beachtliche Teile der Berchtesgadener Alpen müssen dem Halbkarst (Cvijić, 1893) zugeordnet werden. Es sind die Gebiete weniger verkarstungsfreudiger Gesteine, Gebiete mit einem engräumigen Wechsel von lösungsfähigen und wenig bis nicht löslichen Gesteinen. Zu ersteren zählt das Verbreitungsgebiet des Ramsau- und des karnisch-norischen Dolomites: der westliche und südliche Rahmen der Reiter Alm mit Achberg-, Hundshorn- und Gernhorngruppe, der östliche Teil des Lattengebirges mit Gsengschneid und Totem Mann, der Grünstein im Norden des Watzmanns sowie der Osten und Süden des Untersberges. Der zweite Fall liegt östlich der Berchtesgadener Ache zwischen Oberau und Unterstein vor, wo infolge des komplizierten Baus der

Hallstätter Einheit Kalke, Dolomite und Mergelsteine auf kurze Distanz wechseln.

Von wenigen Ausnahmen abgesehen, wie etwa am Sillberg (östlichstes Lattengebirge) ist der ober- und unterirdische Karstformenschatz im Halbkarst nur schwach ausgebildet. Dafür ist ein, wenn auch ausgedünntes und z.T. nur zeitweise aktives Entwässerungsnetz an der Oberfläche entwickelt (Fluviokarst). Damit gekoppelt sind im Gegensatz zum Holo- oder Vollkarst aktuelle Zertalung und Prozesse der Böschungsabtragung. An Stelle von starkschüttenden Karstquellen treten zahlreiche Kleinquellen auf.

4.2 Formen des Exokarstes

Neben der Seltenheit von Gerinnen ist die kaum überschaubare Fülle und Vielfalt von Oberflächenformen im Hochgebirgskarst der Berchtesgadener Alpen hervorzuheben. Karren in verschiedenster Ausbildung, allseits



Übergang vom begrünten in den nackten Karst im Steinernen Meer, Blick nach Osten zu den Ledererköpfen.

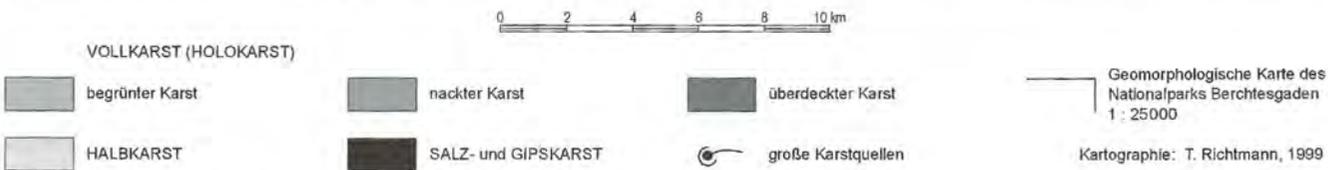
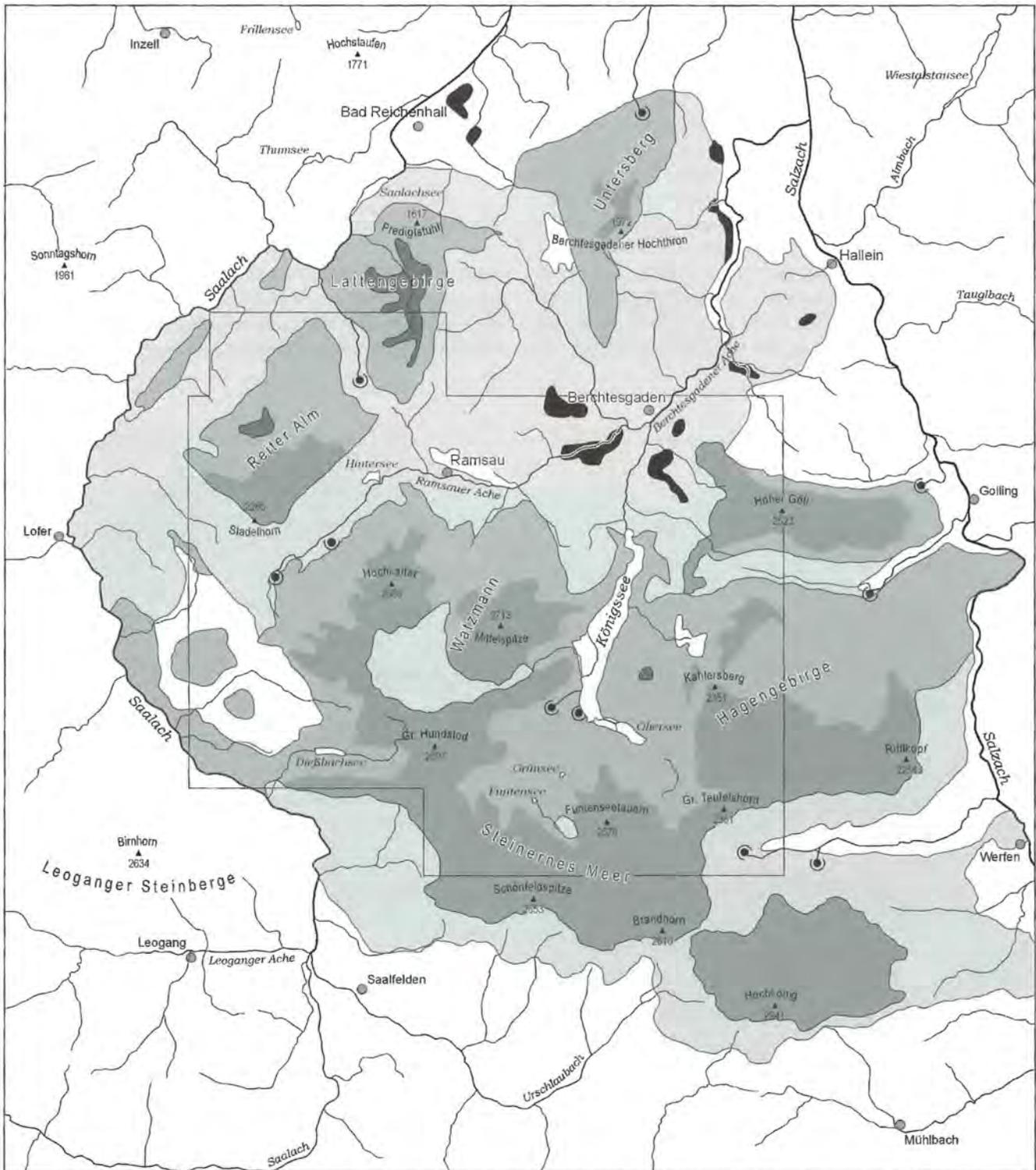


Abb. 12: Typen von Karstlandschaften in den Berchtesgadener Alpen.

geschlossene Hohlformen und Karsttalungen (Trockentalungen) sind die wesentlichen Leitformen. In ihrer Dimension reichen die Karstformen von Zentimeter-Größe (Grübchen- und Rillenkarren) bis zu Formen mit Durchmessern von mehreren hundert Metern oder Längen von Kilometern (Uvalas).

Der ebenfalls vertretene Schichttreppenkarst ist weniger durch Lösungsprozesse gestaltet worden, sondern vornehmlich das Ergebnis glazialer Formungsvorgänge.

Streng betrachtet ist bereits die Rauigkeit einer der Witterung über längere Zeit ausgesetzten Kalksteinoberfläche das Ergebnis der Korrosion. Für die Intensität der Verkarstung und für die Ausbildung der einzelnen Formen, ist neben der bereits erwähnten Reinheit der Kalke deren Schichtung und Lagerung sowie die Dichte des Kluftnetzes maßgebend. Auch Dolomite unterliegen der Verkarstung, allerdings sind deutliche Karstformen wegen geringer Lösungsraten und des raschen Zerfalls dieses kataklastischen Gesteins zu Gries relativ selten, oder nur undeutlich ausgebildet. Bereits 1930 beschrieb H. Lindner Karrenbildung im Dolomit des Untersberges (S. 14).

4.2.1 Karren

Karren als Kleinformen der Verkarstung sind besonders im nackten Karst, also in den Hochlagen über 1800 m, augenfällig, speziell dann, wenn durch Detersion be-

wegten Eises geglättete Oberflächen entstanden sind und im Spät- und Postglazial Lösungsprozessen unterlagen. Wegen der kaum überschaubaren Formenvielfalt der Karren sind sie sinnvoller Weise nach einem Vorschlag von Bögli (1960, 1978) zu klassifizieren in:

- Karren auf boden- bzw. vegetationslosen Oberflächen,
- Formen bei lückiger oder inselhafter Bodenverbreitung und
- Formen, die unter völliger Boden- bzw. Vegetationsbedeckung entstehen.

Im Folgenden werden nur die wichtigsten Typen vorgestellt.

Karren des nackten Karstes

An frei aufragenden Felskanten (Firsten) des anstehenden Kalkes, von Sturz- oder Moränenblöcken setzen *Rillenkarren* (Kannelierungen oder Firstkarren) an, die in Abständen von 1 bis 3 cm angeordnet sind und durch Stege mit scharfen Schneiden getrennt werden. Sie verleihen der Gesteinsoberfläche den Charakter von Miniaturgebirgen. Ihre Tiefe ist in der Regel etwas geringer als ihre Breite und die Länge dürfte in den Berchtesgadener Alpen nur in seltenen Fällen einen halben Meter überschreiten. Die Länge ist dabei von der Neigung der Gesteinsoberfläche abhängig, denn je stärker diese geneigt ist, um so länger sind die Rillen. Nach unten verflachen die Rillen und laufen schließlich auf einer glatten Oberfläche, der Ausgleichsfläche, aus. Unklar ist immer noch



Rillenkarren westlich des Funtenseetauern in 2100 m Höhe.

die Ursache dieses Auslaufens. Das Erreichen eines Lösungsgleichgewichtes nach so kurzem Wege kann es wohl kaum sein, da bei Regenfall eine weitere Zufuhr von lösungsfähigem Wasser auf die gesamte Oberfläche stattfindet. Eher wäre mit F. Bauer (1958, 305) an eine Einebnung der Stege durch laterale Korrosion bei nach unten zunehmender Wassermenge zu denken. Ungeklärt ist auch die Frage, worauf die regelmäßige, mehr oder weniger parallele oder radiale Anordnung in Richtung des größten Gefälles beruht, da doch eine flächenhafte Benetzung erfolgt.

Rillenkarren treten häufig bei Flächenneigungen von 30° und darüber auf, sie konnten aber auch auf schwächer geneigten Dachsteinkalk-Oberflächen in Gesellschaft mit Trittkarren festgestellt werden. Die Vorkommen von Rillenkarren in den Berchtesgadener Alpen konzentrieren sich auf den Höhenbereich zwischen 1800 und 2000 m. Wie Beobachtungen in den Nordalbanischen Alpen zeigten, kommen sie bei Fehlen einer Boden- und Vegetationsdecke aber auch in Höhen unter 1000 m vor. Ihre Obergrenze wird durch die große Zahl der Tage mit Schneedecke, d.h. fehlendem Regenwasser für Lösungsprozesse und durch das Vorwalten der Frostsprengung bestimmt; sie liegt bei 2100 bis 2200 m. Wie ihr Auftreten auf Sturz- und Moränenblöcken beweist, sind sie spätglazialen bis holozänen Alters.

Die Frage nach den Ursachen der recht regelmäßigen Ausbildung von Einzelsträngen des Abflusses trotz flächenhafter Benetzung stellt sich, wie bei den Rillenkarren auch bei den *Rinnenkarren*. Der linear gerichtete Abfluss führt hier zur Bildung von Rinnen mit halbkreisförmigem bis kerbenartigem Querschnitt. Ihre Breite reicht von einigen Zentimetern bis zu mehreren Dezime-



Rinnen- oder Wandkarren unter dem Stuhljoch in 2150 m Höhe.

tern. Auch ihre Tiefe erreicht mehrere Dezimeter und die Länge kann bis mehrere Meter, auch Zehner von Metern betragen. Durch die Kanalisierung des Regenwassers bei gleichzeitig wachsender Menge nach unten nehmen Breite und Tiefe zu. Teilweise konvergieren die Rinnen in dieser Richtung.

Besonders förderlich für die Ausbildung von Rinnenkarren sind weithin freiliegende, kluftarme Schichtflächen, die zu Karrenplatten umgestaltet und dann als Steinbretter bezeichnet werden. Je nach der Neigung dieser Felsflächen variiert die Form der Rinnenkarren. Bei stark geneigten Oberflächen haben sie einen geradlinigen parallelen Verlauf in Falllinie und konvergieren nur selten. Je geringer die Oberflächenneigung, um so stärker macht sich die Tendenz zur Mäanderbildung und zum Konvergieren bemerkbar. Der Grenzwert dafür liegt zwischen 20 und 30°.

Die Schichtflächen oder die Dachflächen von Kalkbänken können durch Rinnenkarren bis auf scharfkantige Stege aufgelöst sein, teils sind aber auch schwächer korrodierte Reste dieser Flächen erhalten und die Karren mit scharfen Oberkanten in sie eingesenkt. Bei flacher Neigung der Oberfläche ist vielfach der höhere Abschnitt der Kalkfläche karrenfrei. Die Karrenbildung setzt erst tiefer ein und verdichtet sich nach unten. Rinnenkarren setzen als *Wandkarren* an den Oberkanten von steilen Stirnen ausbeißender Schichten oder Bänke an und können bei hohen Wandstufen nach unten auslaufen.

Von der Neigung von Felsplatten ist ebenfalls die Form und das Zusammentreten der *Tritt- oder Nischenkarren* abhängig, die auch als Trichterkarren, Lösungsnischen oder Fußtritte bezeichnet werden. Je geringer die Oberflächenneigung ist, um so deutlicher sind sie ausgeprägt. Sie besitzen dann die Form eines Absatzabdruckes, d.h. sie bestehen in einer flachen sichelförmigen Nische mit steiler Rückseite gegen höhere Partien des Hanges und einer horizontalen Ausgleichsfläche. Bei schwach bis mäßig geneigter Oberfläche (2–10°) sind Trittkarren oft girlandenartig höhengleich angeordnet. Ihre Ausgleichsflächen schließen sich dann häufig zu einer einzigen, oft mehrere Quadratmeter großen Ebenheit zusammen. Bei starker Hangneigung ist die Anordnung weitaus unregelmäßiger und lediglich schmale Treppen trennen die Einzelformen. Auch halbmondförmige Hohlformen ohne vertikale Rückseite und ohne Ausgleichsfläche kommen zur Ausbildung (Nischenkarren s. str.). Durch Korrosion der Rückseite werden sie offenbar zurückverlegt und erweitert. Als Überreste von trennenden Stegen bleiben dann eventuell Karrendorne stehen. Die Dimension von Trittkarren reicht von wenigen Zentimetern bis zu einem Viertelmeter, ihre Tiefe, je nach Hangneigung, von wenigen cm bis zu 20 cm. Sie scheinen, wie schon Haserodt (1965) im Hagengebirge feststellte, im Gegensatz zu anderen Karrenformen auf einen relativ schmalen Höhenintervall zwischen 1900 und 2250 m beschränkt zu sein. So sind beispielsweise vom Untersberg mit seiner Maximalerhebung von 1977 m (Berchtesgadener Hochthron) bisher keine Vorkommen beschrieben geworden.



Trittkarren westlich des Gjaidkopfes auf flachlagernder Dachsteinkalkbank.



Trittkarren östlich des Rotwandls am steileren Hang (ca. 2020 m).

Die Genese der Tritt- oder Nischenkarren ist noch immer unklar. Wohl lässt sich die Bewahrung ihrer Form durch den „Hufeiseneffekt“ (Bögli 1978, 56), also das Zusammenfließen des Wassers im am weitesten in den Hang hineinreichenden Teil der Trittkarre erklären, doch die primäre Anlage bleibt umstritten. So werden unterschiedliche Abflussmengen und -geschwindigkeit des Wassers, abtropfendes Schmelzwasser von der Unterseite einer Schneedecke, austretendes Schmelzwasser am Rande der Schneedecke oder stoßweiser Wasserabfluss als mögliche Ursache angeführt, jedoch fehlt diesen Überlegungen die hinreichende Plausibilität.

Karrenbildung bei lückiger oder inselhafter Boden- und Vegetationsbedeckung.

Sobald biogenes CO₂ zur Verfügung steht, verstärkt sich die Kalklösung. Das lässt sich bereits bei Rinnenkarren beobachten, in die humoses Material eingeschwemmt oder durch Wind eingetragen und zumindest temporär abgelagert wird. Im Bereich dieser Einschwemmungen und Einwehungen erfolgt eine Veränderung des Karrenquerprofils, meist eine Ausweitung nach Breite und Tiefe. Liefen Vegetations- und Bodenpolster über längere Zeit aggressives Bodenwasser, das über Rinnenkarren abfließt, so entstehen am Grunde dieser Karren meist *Mäander* mit Prall- und Gleithängen. Am Ansatz einer Rinnenkarre kann dann auch eine trichterförmige Aufweitung zu einer sogenannten *Humuswasserrinne* führen.

Die Entwicklung von Vegetationspolstern auf ebenen, glazial überschiffenen und kluftarmen Felsoberflächen kann zur Entwicklung von napf- bis wannenartigen kleinen Hohlformen führen. Diese opferkesselartigen Karrenbecken werden als *Kamenitza* bezeichnet und sind in den Berchtesgadener Alpen eher selten. Vorkommen gib es u.a. zwischen Graskopf (2519 m) und Hocheck (2230 m) im östlichen Steinernen Meer in Höhen zwischen 2150 und 2200 m. Ansatz für die Entwicklung derartiger Karrenbecken sind seichte Unebenheiten, in denen Feinmaterial akkumuliert wird und sich alsbald Vegetation (vorwiegend Moose) entwickelt. Die Boden- und Vegetationsausfüllung ist heute meist nicht mehr vorhanden, verrottende organische Teilchen und Algenbelag sorgen aber für weitere CO₂-Lieferungen und die längerfristige Wasserspeicherung in der Hohlform für ihre langsame Weiterbildung. Die beobachtbaren Formen sind nur wenige Zentimeter tief und besitzen selten eine Längsachse von über einem halben Meter. Laterale Ausbuchtungen und Lösungshohlkehlen an ihren Wänden gehören zu ihren Charakteristika.

Die Einwirkung aggressiven Wassers, das über längere Zeit punktuell aus größeren Humuslagern, Moospolstern oder Klüften und Schichtfugen austritt, führt zu Formen, die den Rinnenkarren ähneln und von Humuswasserrinnen nur auf Grund ihrer Dimension zu trennen sind. Sie werden zwar bis mehrere Meter lang, sind aber weniger breit und tief als Rinnenkarren oder Humuswas-



Kamenitza oder Napfkarre auf der Hüttentalthöhe (ca. 2220 m) im östlichen Steinernen Meer.

serrinnen. Bei diesen *Rinnsalkarren* (Haserodt 1965, 34) ist auf Hängen unter 20° Neigung häufig ein mäandrierender Verlauf zu beobachten. Im Unterschied zu den Rinnenkarren setzen sie an ihrem Beginn mit größerer Tiefe an, verflachen jedoch im weiteren Verlauf zunehmend wegen schwindender Aggressivität des Wassers. Dennoch sind sie auch dann in ihrem Gesamtverlauf scharf in die Gesteinsoberfläche eingesenkt.

Die vollständige oder zumindest teilweise Auffüllung von Rinnenkarren mit humushaltigem, wasserspeicherndem Material führt zu einer beträchtlichen Erweiterung und Umformung dieser Karren. Meist ist dann nicht mehr mit Sicherheit zu erkennen, dass die Ausgangsform eine Rinnenkarre war. Durch die feinmaterialreiche Einfüllung wird die Wasserzirkulation verlangsamt, zugleich aber die Reaktionszeit des Wassers mit dem Gestein erheblich verlängert, so dass große Karrenformen mit Hohlkehlen entstehen. Am Untersberg können sie bis zu 150 cm Tiefe und 80 cm Breite erreichen. Ähnliche Dimensionen erlangen sie auch zwischen Rotspiescheibe und Reinersberg im nordwestlichen Hagengebirge. Die *Hohlkarren* am Aufstiegsweg von der Königstalm zum Fagstein oberhalb 1800 m sind hier bereits von Bodenbildungen weitestgehend wieder befreit.

Karrenbildung unter Boden- und Vegetationsbedeckung.

Unter geschlossener Boden- und Vegetationsbedeckung finden sich *Rundkarren*, deren Name von der gewölbten Form der trennenden Stege abgeleitet ist und nicht von der Lage oder Gestalt der Hohlform, wie es richtiger wäre. (s. Schmeller: Bayerisches Wörterbuch: char = Gefäß, Hohlmaß). Unter der Mitwirkung von biogenem CO₂ im Bodenwasser erfährt die Karbonatlösung eine Intensivierung und die Stege werden korrosiv zugerundet.

Derartige Rundkarren sind in den Berchtesgadener Alpen heute auch im nackten Karst anzutreffen. Sie müssen in diesem Falle als Beleg einer höheren Lage der oberen Waldgrenze gegenüber heute und einer größeren Verbreitung alpiner Rasengesellschaften in den Hochlagen angesehen werden. Auf Grund zahlreicher pollenanalytischer Befunde und datierten Holzresten aus Hochmooren in den Ostalpen, darf davon ausgegangen werden, dass die Waldgrenze im Atlantikum und frühen Subboreal (7500–3500 v.h.) um etwa 200 m über der heutigen natürlichen lag, in den südlichen Berchtesgadener Alpen bei 2200 m bis maximal 2300 m NN (heute im N des Steinernen Meeres bei 1700 m, im Süden bei 2300 m NN). Inselartige Abtragungsreste von Rendzinen in hohen Positionen können teilweise ebenfalls auf eine größere Ausdehnung unter günstigeren klimatischen Bedingungen zurückgeführt werden. Mit Klimaverschlechterung begann ab etwa 3000 v.h. ihre Zerstörung. Sie wurden aber auch durch starke Beweidung mit Schafen schwer geschädigt, denn sie erweisen sich gegen derartige Störungen als sehr empfindlich. So sollen auf der Vorderen und Hinteren Wildalm im östlichen Steinernen Meer noch um 1900 bis 2000 Schafe von der

Gemeinde Maria Alm gesömmert worden sein. Die Freilegung von bereits ausgebildeten Karrenformen durch Bodenabtrag darf jedoch nicht, wie es noch immer geschieht, dem Prozess der Verkarstung zugeordnet werden.

Die Genese von Rundkarren ist umstritten: Handelt es sich um Primärformen oder sind sie aus der Umbildung von Rinnenkarren hervorgegangen? Für die Annahme der Anlage als Rinnenkarren auf einer freien Felsfläche spricht zunächst das Einsetzen der Karrenbildung unmittelbar nach dem spätglazialen Eisfreiwerden und vor der Entwicklung einer Boden- und Vegetationsdecke. Mit dem Einzug von Bodenbildung und Vegetation wurden dann alle Kanten durch flächenhafte Korrosion beseitigt. Dieser Überlegung steht jedoch die Tatsache gegenüber, dass die wald- oder vegetationsfreie Zeit vom Eisfreiwerden bis zur geschlossenen Vegetation nur ein Zeitraum von 2000 bis 2500 Jahren umfasste, in der nur Initialformen von Rinnenkarren entstehen konnten. Außerdem sind freigelegte Rundkarren allgemein weitständiger als Rinnenkarren angeordnet und es treten neben der Konvergenz von Karren auch Divergenzen auf, was bei Rinnenkarren kaum der Fall ist. Desweiteren ist bei Annahme von Rinnenkarren als Ausgangsform, die klare, lineare Ausrichtung besitzen, die oft gewundene, labyrinthartige Ausrichtung der Rundkarren schwierig zu erklären. Ein Formenunterschied besteht auch hinsichtlich der Breite der Stege, die bei Rundkarren deutlich breiter als bei Rinnenkarren sind. Schließlich treten Rundkarren auch bei geringen bis sehr geringen Hangneigungen auf.

Nach den Untersuchungen von F. Bauer im Dachsteingebiet (1958, 311) besteht ein enger Zusammenhang zwischen den Abständen der Rinnen oder der Stege und der Mächtigkeit des überlagernden Bodens und der Hangneigung. Je mächtiger der Boden und je geringer die Hangneigung, um so größer ist die Breite und damit der Abstand der Karren. In den Berchtesgadener Alpen konnte ein derartiger Zusammenhang nicht festgestellt werden. Damit soll die Richtigkeit der Ergebnisse von Bauer nicht angezweifelt werden, denn in keinem der Fälle konnte in den Berchtesgadener Alpen das Ausmaß des zwischenzeitlich eingetretenen Bodenabtrages quantifiziert werden. Unter den geänderten Bedingungen nach ihrer Freilegung erfuhren sie Umgestaltungen, wie Rillenkarrenbildung an den Stegen, eine gewissen Zuschärfung der Trennrücken oder Ausbildung einer kleinen Korrosionskerbe am Grund der Karren.

Kluftkarren

Einer eigenen Gruppe von Karren gehören die *Kluftkarren* an, bei denen durch die Lösungsvorgänge Klüfte zu Spalten geworden sind. Sie treten sowohl im nackten, als auch im bedeckten Karst auf. Lediglich die Schärfe der Karrenränder ist verschieden. Sie sind korrosiv gerundet bei Vegetationsbedeckung, schärfer ausgebildet im nackten Karst. Im silvanen Karst (s.u.) können sie unter dem erhöhten CO₂-Angebot aus eingefülltem organischen Material zur Tiefe hin auch deutliche Erweiterun-



Kluftkarren in glazial überprägtem Gelände des Steinernen Meeres (Bamseider Birg).

gen aufweisen. Ihre Dimensionen gestalten sich überaus variabel. Die Breite reicht von Millimetern bis zu über 50 cm. Die Tiefe ist im Allgemeinen nicht exakt zu ermitteln, erreicht aber durchaus 10 m und mehr und ihre Länge misst oft Zehner von Metern. Wegen ihrer Abhängigkeit vom Kluftnetz können sie diagonal oder auch quer zur Abflussrichtung, also Falllinie, verlaufen. Bei enger, gitterartiger Verschneidung von Rinnen- und Kluftkarren entstehen gelegentlich scharfkantige Felspitzen, die die Bezeichnung *Spitzkarren* erhalten haben. Derartige Formen sind in den Berchtesgadener Alpen recht selten. Ein schönes Beispiel ist die sogenannte Arena (2150 m) nahe des Blühnbachkopfes (2269 m) und des Jägerbrunntroges (2247 m) im südwestlichen Hagengebirge mit einer Fülle weiterer Karrenformen. Bei Existenz eines engständigen Kluftnetzes treten Kluftkarren mit besonderer Häufung auf und sind dann oft die allein vorherrschende Karrenform.

Die erstaunlichen Dimensionen von einzelnen Kluftkarren haben immer wieder Anlass zur Diskussion über das Alter der Karrenbildung generell gegeben. Wie die Entwicklung von Karren auf glazial geglätteten Oberflächen belegt, muss die Ausbildung des Karrenphänomens hauptsächlich dem Spät- und Postglazial zugeordnet werden. Haserodt (1965, 36-44) hat eine Reihe von Beweisen dafür erbracht, dass auch Kluftkarren in großem Umfange spät- und postglazialen Alters sein dürften. Jedoch widerspricht es den Erkenntnissen über die Ent-

wicklung des Karstes, speziell dem karsthydrologischen Wegsamwerden eines mächtigen, über das Vorflutniveau herausgehobenen Verbandes von Karbonatgesteinen, wenn nicht gleichzeitig mit der Heraushebung auch tiefreichende Kluftkarren zur Ausbildung kommen würden. Wohl sind die Karstkleinformen durch Glazialerosion im Pleistozän mehrfach beseitigt worden große, tiefreichende Kluftkarren aber wurden lediglich „geköpft“. Auch die Bildung der Spitzkarren mit ihren metertiefen Korrosionshöhlräumen kann kaum allein auf die Zeit nach dem Eisfreiwerden der Hochlagen im Spätglazial zurückgeführt werden, wie Bögli (1978, 60) betont. Sie finden sich typischer Weise in Positionen, wo offenbar keine oder nur minimale Eisbewegung stattgefunden hat, also wohl auch keine totale Zerstörung älterer Formen erfolgt ist.

Bei Zusammenschau dieser Kleinformen des Karstes ergibt sich, dass Karren in den Berchtesgadener Alpen über eine große Vertikaldistanz verbreitet sind, von tiefsten Tallagen bis zur Untergrenze der Frostschuttstufe in etwa 2200 m, wo intensiver Frostwechsel und Frostverwitterung ihre Ausbildung erheblich einschränkt. Einzelne Vorkommen finden sich aber auch noch in höheren Positionen, sogar bis in höchste Gipfellagen. Entscheidenden Einfluss auf die Ausbildung der beschriebenen Karrentypen hat, wie lange bekannt, das Vorhandensein oder Fehlen einer Boden- und Vegetationsdecke, wobei keine scharfe Höhengrenze angegeben werden kann. Ein Übergangsgürtel von mehreren hundert Höhenme-

tern, meist zwischen 1700 und 2200 m gelegen, kann konstatiert werden. Darüber hinaus besteht keine völlige Übereinstimmung mit den heutigen Höhengrenzen der Vegetation, da diese zur Zeit des postglazialen Klimaoptimums höher als gegenwärtig lagen. Während der Karrenbildung überwiegend ein spät- und postglaziales Alter zugeschrieben wird, bestehen hinsichtlich der Formenbildung einzelner Typen noch erhebliche Unklarheiten.

4.2.2 Zum Ausmaß flächenhafter Korrosion im Spät- und Postglazial

Im Zusammenhang mit der Karrenbildung interessiert das Ausmaß der flächenhaften Kalklösung im Verlaufe des Spät- und Postglazials. Vorstellungen darüber vermitteln, wie es für das Hagengebirge bereits von Haserodt (1965) ausgeführt wurde, Karrenfußnäpfe (auch als Felsfußzacken beschrieben), Karrendorne und Karst- oder Karrentische. Während die bei Karrenfußnäpfen und Karrendornen ermittelten Korrosionsbeträge nur Annäherungswerte darstellten, sind die Daten von Karsttischen wesentlich genauer, aber auch nur für den nackten Karst gültig.

In allen drei Fällen wird vom Beginn der Korrosion mit dem Eisfreiwerden des Geländes ausgegangen. Dies war auf den Hochplateaus des Steinernen Meeres und des Hagengebirges in Höhen oberhalb 2000 m bis gegen 2300 m spätestens an der Wende vom Spät- zum Postglazial vor rund 10.000–12.000 Jahren der Fall. Am Fuß von glazial überschliffenen, konvex vorgewölbten Felsflächen entstanden im Kontaktbereich von sich bildenden Rinnenkarren und angelagerter Moräne Lösungsnapfe. Die Differenz zwischen Grenzfläche des Karrenfußnapfes und Moränenlagerung sowie den Stegen zwischen den Karren einerseits und dem Karrengrund andererseits ergibt den linearen Kalkabtrag (Abb. 13 a) Haserodt ermittelte auf diesem Wege eine Kalkabtrag von 15 bis 20 cm für das Postglazial.

Eine zweite Möglichkeit der Ermittlung des Korrosionsbetrages liefern die Karrendorne (Haserodt 1965, S. 31), die an relativ steilgeneigten kluftarmen Felshängen erhalten blieben. Sie sind Reste einer einst höheren Felsoberfläche (Abb. 13 b), auf der wahrscheinlich Nischenkarren entstanden und schließlich bis auf geringe Reste wieder korrodiert wurden. Die Berührungsfläche, die gedanklich über die Spitzen der Karrendorne hinweggezogen werden kann, ergibt in Relation zur heutigen Gesteinsoberfläche den Korrosionsbetrag. Die mit 6 bis 14 cm ermittelte flächenhafte Korrosion während des Postglazials in den Berchtesgadener Alpen dürfte etwas zu niedrig liegen, da auch die Karrendorne selbst um einen gewissen Betrag erniedrigt wurden. Demgegenüber sind die über Karrenfußnäpfe gewonnenen Werte wohl eher als zu hoch einzustufen.

Zuverlässigere Daten liefern demgegenüber die Karst- oder Karrentische, die erstmals von Moser 1951 auf dem Altrelief des Dachsteins beobachtet wurden. Sie entstehen ähnlich wie Gletschertische wenn ortsfremde Moränenblöcke ihre neue Unterlage vor Korrosion schützen, indem sie das Regen- oder Schmelzwasser seitlich ableiten. Im Laufe der Zeit entsteht gegenüber der umliegenden, benetzten Fläche ein Sockel, dessen Höhe auf mehr oder weniger horizontalen Flächen das Ausmaß der Kalklösung seit der Deposition des Blockes anzeigt (Abb. 13 c). Im Ramseider Birg im Steinernen Meer zwischen Breithorn (2504 m) und Rotwandl (2231 m) beträgt in etwa 2150 m Höhe die Sockelhöhe von Karsttischen zwischen 10 cm und 14 cm. M.H. Fink (1982) erwähnt ebenfalls aus vergleichbarer Höhenlage im Steinernen Meer eine durchschnittliche Sockelhöhe von 10,7 cm. Etwas höhere Werte teilt Haserodt (1965, 30) vom nordwestlichen Hagengebirge zwischen Reinersberg (2147 m) und Rothspielscheibe (1940 m) aus einer Höhenlage von 1800 bis 1900 m mit. Dort beträgt die Sockelhöhe 12 cm bis 20 cm. Allerdings dürfte dieses Gebiet während des Gschnitz-Stadiums bereits eisfrei gewesen sein, ist heute partiell von Vegetation bedeckt und befindet sich in Hangposition. In Überein-

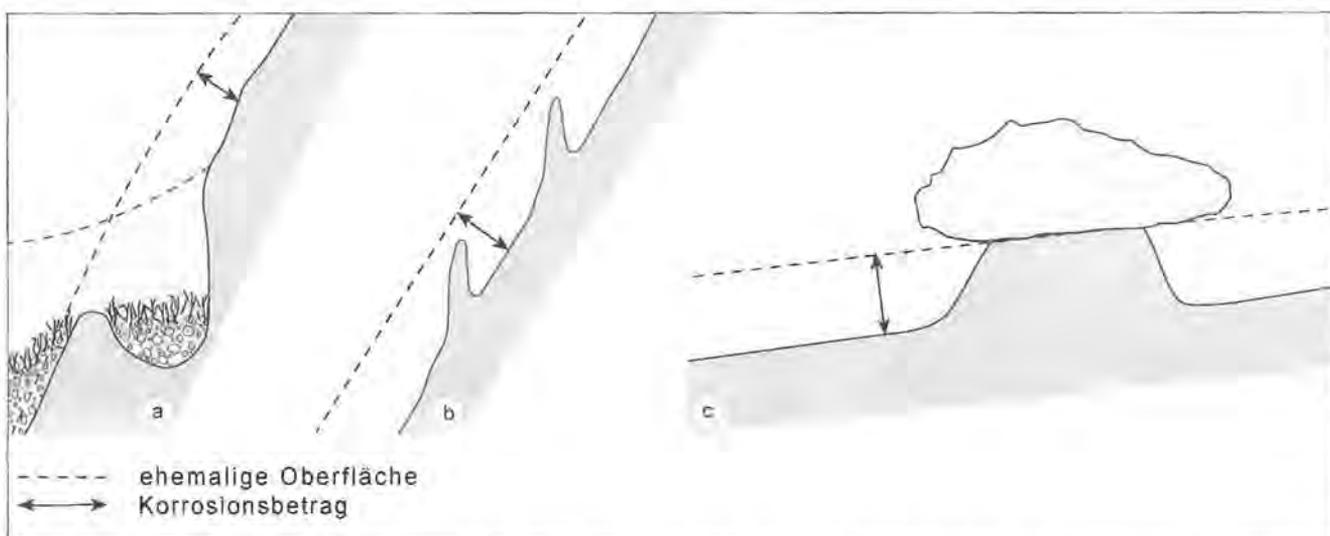


Abb. 13: Karrenfußnäpfe, Karrendorne und Karsttische zur Ermittlung der Korrosionsbeträge im Karst.



Karsttisch im Südwesten des Rotwandl, Steinernes Meer in 2100 m. Im Hintergrund die Schönfeldspitze (2653 m).



Karsttisch im oberen Alpeltal / Hoher Göll in ca. 1900 m Höhe.

stimmung mit Ergebnissen aus der Dachsteingruppe (Moser 1954, 1997) oder den Märenbergen in der Schweiz (Bögli 1971) darf generell von einem flächenhaften Lösungsbetrag von 1 cm im Jahrtausend ausgegangen werden.

Bei Rückrechnung dieses Wertes über lange Zeiträume und bei Annahme ungefähr gleicher Klimaverhältnisse wie im Postglazial, ergibt sich eine beachtliche flächenhafte Erniedrigung durch Korrosion im nackten Karst bzw. auf freiliegenden Kalkoberflächen. Ungeachtet der Problematik einer derartigen Rückrechnung ist mit vertikalen Lösungsbeträgen von 100 m und auch mehr in 10 Millionen Jahren zu rechnen. Für die Frage der Erhaltung und Überlieferung alter Landoberflächen und -formen hat dies erhebliche Konsequenzen. Sie sind seit ihrer Anlage „herabprojiziert“ worden, also als „vererbte“ Formen anzusehen. Vielfach ist aber wegen ungleicher Lösungsbeträge (z.B. wegen unterschiedlicher Dichte des Klufnetzes) mit Veränderung oder auch vollständiger Umgestaltung der Ausgangsform zu rechnen.

4.2.3 Dolinen

Ähnlich den Karren zeichnen sich auch die Dolinen durch einen großen Formenreichtum aus. Diese geschlossenen Hohlformen reichen von weniger als einem Quadratmeter Fläche bis zu Dimensionen von km². Mit Ausnahme von Schacht- und einzelnen Einsturzdolinen ist ihr Durchmesser größer als ihre Tiefe. Rein morphographisch lassen sie sich in trichter-, schüssel-, kessel- oder muldenförmige Hohlformen gliedern. Gemeinsam ist ihnen immer der unterirdische Abfluss. Nach genetischen Gesichtspunkten werden schon lange Lösungs- oder Korrosionsdolinen, Einsturzdolinen und Nachsackungs- oder Senkungsdolinen unterschieden. Weitergehende Systematisierungsversuche haben kaum zu genaueren Einsichten über die Entstehung von Dolinen geführt, da meist mehrere Bildungsvorgänge gemeinsam auftreten.

Das räumliche Verbreitungsmuster ist auch bei ähnlichen Reliefverhältnissen sehr unterschiedlich und in seinen Ursachen meist nicht voll fassbar. So bleibt oft unklar, warum einmal eine Vielzahl kleiner Dolinen, das andere Mal aber nur wenige große Dolinen auftreten. Zweifellos spielen ähnlich wie bei der Karrenbildung die Klüftigkeit, die Bankung (dünn- oder dickbankig), der Chemismus des Gesteins, aber auch das Ausgangsrelief oder die unterirdischen Wasserbahnen sowie der Wirkungskomplex, zu dem sich diese Faktoren zusammenschließen, eine Rolle. Allgemein ist ein Zurücktreten von Dolinen in den höchsten Teilen der südlichen Plateaus und den aufsitzenden Erhebungen festzustellen. Inwieweit dabei die Andauer und die Mächtigkeit der Schneedecke eine Rolle spielt, ist ungeklärt.

Hauptagens für die Bildung von Lösungsdolinen ist bekanntlich Regenwasser. In höheren Lagen kann durch verstärkte Schneeakkumulation infolge Windverfrachtung und durch anschließende Schneeschmelze bis

weit in das Frühjahr oder sogar in den Frühsommer hinein zusätzliche Korrosion wirksam werden. Doch gerade in diesen Höhenlagen sorgt die Frostverwitterung und die gravitative und solifludiale Frostschuttbewegung für Nachlieferung von Material in die Hohlformen, das allmählich nachsackt. Reine Lösungsdolinen sind daher, wie schon Villinger (1986) hervorhebt, auch im Festgestein höchst selten ausgebildet; sie müssten schutfrei sein. Der Umriss derartiger Dolinen ist relativ unregelmäßig. Je mehr Schutt- oder Bodenmaterial zur Verfügung steht, um so regelmäßiger ist ihre Form ausgebildet. In mächtigem Lockermaterial überwiegen schöne Trichterformen.

Wichtig für die Ausbildung regelmäßiger Dolinenformen ist demzufolge die flächenhafte Bereitstellung von Lockermaterialmassen über die Frostverwitterung und Bodenbildung und deren langsame Wanderung über die Dolinenhänge zum Dolinentiefsten, wo Abzugsbahnen für das Wasser zur Tiefe ansetzen. Neben der Korrosion ist die Suffosion für die Abfuhr von nichtlöslichem Material wirksam. Solche Trichterdolinen, die sich aus dem Zusammenwirken von Lösung, Subrosion und Nachsacken ergeben, besitzen Durchmesser bis gegen 10 m und erreichen bis zu 5 m Tiefe. Sie sind im bewaldeten Gelände häufig anzutreffen, aber auch in Hochlagen unter periglazialen Bedingungen werden die Dolinenhänge mechanisch bearbeitet, mit Solifluktionsschutt ausgekleidet und damit zu recht regelmäßigen Formen entwickelt.

In hohen Lagen treten neben diese Trichterdolinen Großformen im Festgestein, deren Durchmesser oder Längsachse 100 m erreicht oder übersteigt. Ihre Form variiert vom Trichter über Kessel bis zu asymmetrischer Gestalt mit Flach- und Steilhang. Derartige Asymmetrien können häufig bei Großdolinen beobachtet, aber meist nicht eindeutig erklärt werden. Auf jeden Fall sind sie unabhängig von der Einfallsrichtung der Schichten oder Bänke. Von Fall zu Fall kann der Häufung besonders wirksamer Trennfugen und Spalten, der Lage von Ponoren, der Exposition oder der unterschiedlich mächtigen Schneeakkumulation eine Mitwirkung bei der Ausbildung der Asymmetrie zugesprochen werden. Steilhangdolinen fehlen in Gebieten starker glazialer Formenüberprägung, was auf alte Anlage dieser Dolinen hindeutet.

Zwar lässt sich aus der Größe der erwähnten Dolinentypen ihr Alter nicht ableiten, doch können einige Aussagen zur Altersfrage getroffen werden. Kleine Trichterdolinen von Meter-Dimension und in Moränenmaterial ausgebildet, sind sicher spät- und postglaziale Bildungen. Nach den abgeleiteten Kalklösungsbeträgen im Jahrhundert oder Jahrtausend und bei Mitwirkung der Subrosion können Dolinen von wenigen Metern Durchmesser unter günstigen Bedingungen seit dem Spätglazial auch im Festgestein entstanden sein. Größere Dolinen, deren Felshänge Anzeichen des Eisschliffes zeigen, sind mindestens im letzten Interglazial entstanden. Sehr hoch gelegene große Formen dürften angesichts der re-

lativ schwachen Weiterbildung in der Frostschuttstufe noch älter sein und gehen sehr wahrscheinlich bis in das Tertiär zurück. Dafür spricht einmal ihre Lage auf den höchsten Teilen und teilweise in exponierten randnahen Positionen der Hochplateaus. In diesen Lagen ist für die Vereisungszeiten nur von einer geringmächtigen Eisdcke und damit nur geringer glazialer Überformung auszugehen. Zum anderen belegt die Bewahrung von Fremdsedimenten in Gipfel-Großdolin, wohin diese nach den heutigen Reliefverhältnisse nicht gelangen konnten, das hohe Alter der Hohlformen. Ein sehr instruktives Beispiel ist die von Haserodt (1965) beschriebene und kartierte Großdoline am Bärenkopf (2227 m) der Längtalschneid im zentralen Hagengebirge. Die Dolinenfüllung besteht neben Frostschutt (Kalkstein) aus Gelb- und Rotlehm mit Augensteinen, Bohnerzen und Bruchstücken von Brauneisenstein-Schwarten. Der Höhenunterschied zum West- und Ost-Gipfel des Bärenkopfes beträgt nur 28 m. Seit ihrer Einlagerung in diese Karsthohlform können die Sedimente keine Umlagerung erfahren haben, denn mit Umlagerungsvorgängen wäre zwangsläufig die Zerstörung der Karstform verbunden gewesen. Eine ähnliche Situation besteht im Bereich des schmalen Altflächenrestes Langegg (2593 m)-Toter Hund im östlichen Steinernen Meer, wo mehrere Dolinen mit Augensteinsedimenten und Schuttmaterial aus Werfener Schichten gefüllt sind. In diesen Fällen muss von einem präpleistozänen Alter der Dolinen ausgegangen werden. Die Einlagerung von Frostschutt zeigt andererseits, dass eine Rückverlegung der Hänge und damit eine, wenn auch nur schwache Erweiterung durch Korrosion noch immer stattfindet.

Im Karst der Hochlagen kommen immer wieder auch Dolinen mit Wandbildung und beachtlicher Tiefe vor. Doch ist ihr Durchmesser stets größer als ihre Tiefe. Das unterscheidet sie von den *Karstschloten* oder *Schächten*, für die in der älteren Literatur auch Begriffe wie Karst- oder Naturbrunnen, Aven oder Jama verwendet wurden. In den unser Gebiet betreffenden österreichischen Karten 1:25.000 findet sich die Bezeichnung Schlund. Diese Schachtdolinen sind an Kreuzungsstellen von meist weitständigen, aber bis in große Tiefen durchsetzenden Klüften gebunden. Auch steilstehende Schicht- oder Bankungsfugen können bei Verschneidung mit Klüften Ansatzpunkte für ihre Bildung sein. Zur Tiefe hin sind sie nicht selten durch Schnee- bzw. Firnpropfen oder Schutt verlegt. Die Schnee-, Firn- oder sogar Firneisstöcke haben beträchtliche Bedeutung für die Weiterbildung dieses Dolinentypus, liefern sie doch über längere Zeit des Jahres, hauptsächlich im Sommer lösungsaggressives Schmelzwasser, wodurch die Doline weiter vertieft wird (Nivationsdoline). Eine präzise Abgrenzung zu einer Schachthöhle oder einem Schacht ist wegen der Unbefahrbarkeit des verstopften Grundes häufig nicht möglich, so dass keine Entscheidung ob Doline oder Schacht getroffen werden kann. Sicherlich haben teilweise wegen glazialerosiver Kappung und Verstopfung oder Auffüllung mit Glazialschutt Schachthöhlen den Charakter von Schachtdolinen erhalten. In Einzelfällen ist auch die Entwicklung zu einer Trichter-

oder Kesseldoline möglich, indem die Wände durch Frostverwitterung zerfallen und somit die Umrandung zurückverlegt wird.

Die oft beträchtliche Tiefe der Schachtdolinen und ihre Anlage auf ebenen, deutlich glazial überformten Flächen weist sie als ältere, zumindest präwürmzeitliche Bildungen aus. Spiralig gedrehte Wandungen, ähnlich den Gletschermühlen lassen bei einigen Formen die Mitwirkung subglazialer Schmelzwässer an ihrer Erweiterung und Umgestaltung erkennen.

Durch Glazialerosion und/oder flächenhafte Korrosion des hangenden Gesteins sind gelegentlich auch Höhlensysteme gekappt, also freigelegt worden. Die alten Höhlengänge wurden in der Folgezeit stark überprägt und in steilhängige Trichter umgewandelt. Dies liegt im Schindelkopfgrubberach oder östlich des Kleinen Hundstod (südlich bzw. nördlich des Ingolstädter Hauses) vor. Goldberger (1951) beschreibt ähnliche Fälle vom Hochkönig, insbesondere vom Neubirg im Osten des Gebirgsstockes. Als Reste abgetragener Höhlen muss auch das Dolinenfeld zwischen Wildalmriedel (2225 m) und Blühnbachkopf (2269 m) angesprochen werden. Reste verfestigter und zu Scherben zerfallener Höhlensedimente stützen den Befund.

Einsturzdolinen gehören in den Berchtesgadener Alpen zum seltenen Typ. Die nahezu kreisförmigen Hohlformen des Seehornsees und der Blauen Lache (1816 m) zwischen der Röth und Vorderer Wildalm im östlichen Steinernen Meer könnten auf Einsturz und Abdichtung durch feinkörnig zermahlene Moräne oder Seekreide zurückgehen, doch ist ihre Form schon zu stark verändert, um sichere Aussagen machen zu können. Überhaupt gibt es hinsichtlich der Dolinenbildung im Allgemeinen noch viele ungeklärte Fragen; die Verhältnisse sind überaus komplex.

4.2.4 Buckelfluren

Zu den Dolinenfeldern werden unter Betonung der Vollformen am Formeninventar vielfach auch die *Buckelfluren* (Buckelwiesen) gerechnet. In den Berchtesgadener Alpen sind kleinbucklige Oberflächen relativ weit verbreitet; sie kommen beispielsweise im Gebiet der Gnotschaften (Genossenschaften von Einödhöfen) Gern und Ettenberg, im Gebiet von Winkl, Loipl, Schwarzeck und Taubensee, aber auch in Hochlagen bis in die rezente Frostschuttzone, wie in der Wildalm im Steinernen Meer oder im Hagengebirge und am Hochkönig (Rauchegg; Tennegg, Floßkogel) vor. An diesen Plätzen treten sie auf kalkreichen Substraten wie Verwitterungsdecken, Grundmoräne oder fluvialen Sedimenten und über ein großes Höhenintervall (ca. 1600 m) auf.

In Buckelfluren haben im Flachgelände Voll- und Hohlformen einen kreis- bis ellipsenförmigen Grundriss, wobei die Buckel und die Mulden durch einen konvex-kon-

kav-gewölbten Kleinhang miteinander verbunden sind. Die Mulden sind allseits geschlossen, eventuell mit einer kleinen Überlaufmulde zur nächsten ausgestattet, aber ansonsten abflusslos. Die Dimensionen der Voll- und Hohlformen streuen unter den Vorkommen recht weit: die Längsachsen haben Ausmaße von weniger als 100 bis zu 500 cm (maximal 700 cm), die Breite reicht von etwa 100 bis 300 (400) cm und ihre Höhe variiert von weniger als 20 cm bis 100 cm (Maxima bei 190 cm). Je nach Hangneigung sind Buckel- und Hohlformen mehr oder weniger deformiert. An Hängen über 30° werden sie von Kleinformen in Gefällsrichtung überwältigt.

Buckelfluren sind aber auch, wie gerade die Berchtesgadener Alpen zeigen, auf kalkfreien oder kalkarmen Verwitterungssubstraten ausgebildet, so dass die Erklärung als Karsterscheinung fraglich wird. Auf der Gotzenalm treten sie über Radiolariten des Jura, auf der Kallbrunnalm ebenfalls in Lias- und Dogger-Kieselsteinen, am Südsaum des Steinernen Meeres und des Hochköngs in Werfener Schichten, auf der Litzlalm östlich des Gerhardsteins in Roßfeldschichten oder auf der Anger- und Fillingalm im Hagengebirge über tonreichen Liasgesteinen auf.

Diese Formen als Nachsackungs- oder Schwunddolinen zu deuten, scheitert zunächst an der Mächtigkeit der nichtlöslichen Gesteine. Bei Unterlagerung durch korrodierbares Material käme es dann allenfalls zu Erdfällen unregelmäßiger Anordnung, selbst dann, wenn ein sehr regelmäßiges, engständiges Kluftnetz im liegenden, löslichen Gestein vorhanden wäre. Desweiteren stehen Grabungsbefunde auf der Gotzenalm (Hauser, 2000) gegen die Interpretation als Nachsackungsform. Selbstverständlich kann es, wie die Gotzenalm zeigt, am Rande der Radiolarit-Verbreitung bzw. geringmächtiger Überdeckung durch nichtlösliche Substrate zur Entstehung von Nachsackungsdolinen kommen.

Insgesamt muss davon ausgegangen werden, dass nicht nur Korrosionsprozesse zur Entstehung von Buckelfluren führen können, sondern auch die bereits in die Diskussion gebrachten frostdynamischen Prozesse, wie Solifluktionen- und Kryoturbationsvorgänge, aber auch Waldbedeckung, verbunden mit zeitlich differenzierender Ausaperung oder auch Windwurf und eventuell Viehtritt. Die Annahme eines buckligen Primärreliefs als Grundlage für die Buckelflurenbildung löst die Frage der Genese ebensowenig wie der Vorschlag einer begrifflichen Abtrennung von Buckelwiesen in kalkigen Substraten und sogenannten Konvergenzerscheinungen in nichtkalkigem oder schwachkalkigem Material (Hamann, 1985). Für die Annahme eines Eiskeilnetzes als Bildungsvoraussetzung lassen sich in den Berchtesgadener Alpen keine Belege finden. Somit harret die Regelmäßigkeit der Anordnung von Buckeln und Mulden nach wie vor einer schlüssigen Erklärung. Aus der Verbreitung von Buckelfluren bis in Höhen von über 2000 m, die noch gschnitzzeitlich von Eis überfahren wurden, ergibt sich jedenfalls die Jugendlichkeit der Bildung der Buckelfluren.

4.2.5 Gruben, Uvalas

Spezifische geschlossene Hohlformen des Hochgebirgskarstes der nordöstlichen Kalkalpen sind die *Gruben*. Dabei handelt es sich um Karstgroßformen mit zerlapptem Grundriss und mit Böschungen wechselnder Neigung. Meist sind sie gekammert, d.h. in mehrere größere Dolinen gegliedert. In diese sind wiederum in unregelmäßiger Anordnung Klein- oder Tochterdolinen und mehrere Ponore eingelagert. Ein ebener Grund existiert nicht. Deshalb werden sie auch als „zusammengesetzte Dolinen“ beschrieben (O. Lehmann, 1927). Als Beispiele seien erwähnt:

auf dem Untersberg	Ochsengrube Eiskeller Mitterberggruben Vierkaseralm Hirschanger
im Lattengebirge	Eheblöbwiesen
auf der Reiter Alm	Hirschwies Hohlformen westlich und südwestlich der Alten Traunsteiner Hütte
im Steinernen Meer	
westlicher Teil	Schindlkopfgruberach Himmelreich-Schönbichlalm – die Gu'n Zirbenmarterlgrube Schönfeldgrube Schartengruberach
östlicher Teil	Salzstattgrube Wasserfallgrube Steinige Grube Wildalm
im Hagengebirge	Hinterlängtal Oberlängtal Bärwies Wildalbl Bärengrube/Gotzen Rothspielalm

Am Hochkönig sind keine Gruben ausgebildet.

Die erkennbare glaziale Überformung der Gruben und Moräneneinlagerungen in ihnen weisen ihr hohes, zumindest präwürmzeitliches Alter aus.

Die Grenze zwischen Gruben und *Uvalas* ist nicht eindeutig zu ziehen. So erwähnt Haserodt Gruben auch unter den *Uvalas* 1965, 74 und 82). *Uvalas* sind wesentlich größer als Dolinen und als schüsselartige oder längliche Hohlformen mit breiter, unruhig gestalteter Sohle und unregelmäßigen Böschungen, wie sie schon J. Cvijić (1901) charakterisierte, zu beschreiben. Die Gliederung der Sohle besteht in einer linearen Aneinanderreihung von meist flachen Teilhohlformen (Dolinen), die durch Felsschwellen getrennt werden und wiederum von Trichterdolinen besetzt sein können.



Funtensee - Uvala von Südosten. Im Hintergrund Großer Hundstod (2594 m).

Damit unterscheiden sich Uvalas von den weitgespannten *Karstwannen* mit ebenem Boden und sanften Böschungen, wie sie aus der Schwäbischen Alb bekannt sind. Bemerkenswert ist die häufige Bindung der Uvalas oder Karstmulden an Talungen, wobei mehrere Uvalas zu Ketten zusammentreten können. Die markanteste unter den Ketten ist die Folge Hinteres Ochsenkar-Roßfeld-die Bitzn-Schönbichlalm-Großboden-Neukaser im Hagengebirge. Das größte Uvala der Berchtesgadener Alpen ist das Funtensee-Uvala im Steinernen Meer mit knapp 0,75 km² Fläche.

An der Ausformung der Uvalas war mit Sicherheit nicht nur die Korrosion beteiligt, sondern auch die Glazialerosion und in geringerem Ausmaß fluviale bzw. fluvioglaziale Erosion. Glazialerosion lässt sich vielfach an Rundhöckerformen und geglätteten Felsflächen einwandfrei erkennen. Der Anteil glazialer Ein- und Übertiefung ist jedoch nicht bestimmbar. Mit Recht weist Haseke-Knapczyk (1989) darauf hin, dass das Grundeis in den Hohlformen nur einer schwachen Bewegung unterlag und deshalb nicht mit hohen Werten von Detersion und Detraktion zu rechnen ist. Aus der Größe der Uvalas, den Erscheinungen glazialer Überformung, der Einlagerung von Moräne sowie dem Vorkommen von Braun- und Rotlehmen, muss ihr hohes Alter, wohl die Anlage bereits im Jungtertiär, gefolgert werden. Im Unterschied zu den Uvalas des Dinarischen Gebirges, wo sie als reine Korrosionsformen anzusprechen sind, sind sie je-

denfalls in den Berchtesgadener Alpen polygenetisch. Die heutigen Formungsprozesse wirken sich nur schwach auf ihre Erweiterung aus: vorwiegend Frostverwitterung und korrosive Entfernung von Frostschutt, fluvial eingebrachtem Material und Moräneneinlagerungen sowie korrosive Rückverlegung der Böschungen.

Karsthohlformen vom Typus der *Poljen* gibt es in den Berchtesgadener Alpen nicht. Allen in Frage kommenden Hohlformen fehlt ein entscheidendes Merkmal von Poljen, nämlich der völlig ebene Boden, entweder eine Felsfläche oder eine aus unlöslichen Sedimenten gebildete Ebenheit. Ebenso fehlt in ihnen der ausgeprägte Knick zwischen der Sohle der Hohlform und den aufsteigenden Hängen sowie die für Poljen charakteristische Hydrologie. Daher muss der Ausweisung des Funtensee-Uvala oder der Dolinen im Gebiet der Kallbrunnalm als Poljen, wie es gelegentlich geschieht, widersprochen werden. Diese Hohlformen haben mit Poljen nichts gemein. Ebenso wenig ist die tektonische Mulde im Inneren der Reiter Alm (Reiter Trett; Abb. 14) mit ihren Resten von Gosasedimenten ein Polje. In Poljen verhindern vielmehr die kaum permeablen jungen Einschwemmungen eine karstkorrosive Tieferlegung der Hohlform. Laterale Lösungsunterschneidung ist Grundlage einer höhengleichen Ausweitung in das anstehende Karbonatgestein. Unter diesen Aspekten kann allenfalls die Seealm mit dem periodischen Vorderschlumsee (1102 m) im Hagengebirge als Kleinpolje (6 ha) bezeich-



Tektonische Mulde der zentralen Reiter Alm von Nordosten.

net werden. Es besitzt auch einen für Poljen typischen talartigen Ausgang nach NNO zum Bluntautal, die Seestaffeln. Seitliche Lösungshohlkehlen sind in ihm hier aber nicht entwickelt.

Karstspalten, Karstgassen, Karsttalungen

Auch die Gruben und Uvalas zeigen mit ihren Längsachsen Beziehungen zum Verlauf von Störungsrichtungen. Wie bei Behandlung der tektonischen Grundlagen erwähnt wurde, sind in allen Gebirgsstöcken die NNO-SSW- bis NO-SW-Richtung, die NNW-SSE- bis NW-SE-Richtung, die N-S- und die O-W-Richtung ausgeprägt. Besonders den beiden erstgenannten Richtungen folgen neben Dolinenreihen auch *Karstspalten*¹⁾ und *Karstgassen*, weil die Störungszonen oder Kluftbündel korrosiv, aber auch glazial erweitert wurden. Ihr Verlauf ist damit nicht zwingend an die Geländeneigung gebunden. Der Unterschied zwischen Karstspalten und Karstgassen besteht im wesentlichen in ihren Dimensionen. Karstspalten sind von Steilhängen oder Wänden begleitete Hohlformen mit meist unebenem Grund aus Festgestein, Blockwerk, Schutt oder anderem Lockermaterial und von wechselnder Tiefe. Bei geringer Breite von wenigen Metern können sie beachtliche Tiefe erreichen. Ihre Länge beträgt oft mehrere hundert Meter. Auch Karstgassen sind von Steilhängen oder Wänden eingerahmt und können durch Verbreiterung aus Karstspalten hervorgehen. Ihre Breite und Tiefe überschreitet fallsweise durchaus 100 m und ihre Länge kann mehrere Kilometer betragen.

Ein Beispiel des Überganges von einer Karstspalte zu einer Karstgasse liefert das „Viehkogltal“ im zentralen Steinernen Meer. Es folgt einer Störung in SSW-NNO-Richtung, an der das östlich gelegene Ramseider Birg und die Stang weniger gehoben wurden als der westliche Gebirgstheil. Bis etwas unter 2100 m im NW des Rotwandls liegt eine Karstspalte vor, die sich weiter abwärts, wohl infolge Glazialerosion, zu einer Karstgasse erweitert. Ein ganz ähnlicher Fall ist das nordwestlich davon gelegene Äultal. Es zieht über etwa 1 km vom Äulkopf (2022 m) nach NNW zur Schönbichlalm. Weitere Karstspalten und Karstgassen im Steinernen Meer sind die Schabgasse im SE des Viehkogls, abschnittsweise der Stuhlgraben, die Lange Gasse und viele andere. Die

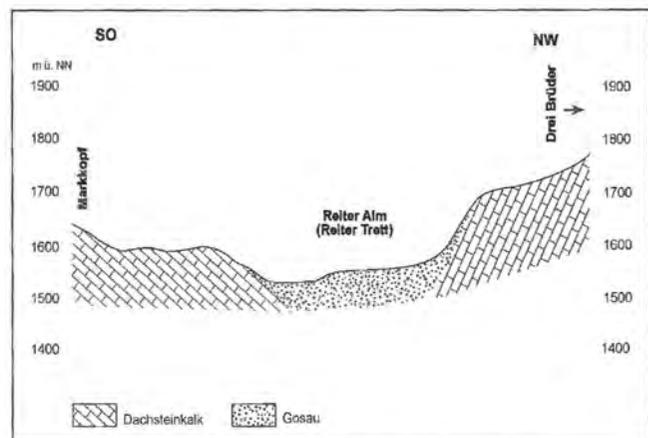


Abb. 14: Profil durch den zentralen Teil der Reiter Alm (Reiter Trett)

¹⁾ In anderem Sinne wird in der Paläontologie der Begriff verwendet: Der Ausdruck steht nicht für Oberflächenformen, sondern für unterirdische, häufig mit fossilführenden Sedimenten verfüllte Hohlräume, wie etwa in der Fränkischen und Schwäbischen Alb.

bekannte Saugasse, durch die der Aufstiegsweg vom Königssee zum Funtensee führt und die sich oberhalb der Oberlahner Alm im Bärengraben fortsetzt, ist polygenetischer Entwicklung. Neben Korrosion haben Glazialerosion und gravitative Prozesse an ihrer Gestaltung mitgewirkt.

Das Alter der Karstspalten und Karstgassen, die in Einzelfällen aus langen, großen Kluftkarren bzw. aus dem Zusammenwachsen von Dolinenreihen hervorgegangen sein können, muss allein schon wegen ihrer Größe mit mindestens jungpleistozän angenommen werden. Beachtliche Moränenfüllmassen in manchen Karstgassen und eine kräftige glaziale Bearbeitung machen ein wesentlich höheres Alter wahrscheinlich, obwohl weder das Moränenalter noch der Zeitraum einer intensiven glazialen Bearbeitung genauer eingegrenzt werden können. Rezent unterliegen sie einer Weiterbildung durch Korrosion. Auf jeden Fall gehören die Karstspalten und Karstgassen zusammen mit den Gruben zu den spezifischen Formen des Hochgebirgskarstes.

Im Hagengebirge hat Haserodt (1965) zahlreiche Karstspalten und -gassen kartiert (Kartenbeilage in seiner Arbeit 1:25.000). Ebenso sind typische Beispiele für den Untersberg durch Haseke-Knapezyk (1989) dargestellt worden. Die bedeutendsten sind die Karstgasse im N des Mitterberges und die Karstgassen mit dem Mückenbründl und der Fürstenbrunner Quelle. Auf der Reiter Alm müssen die Roßgasse und die Steinberggasse, in der der Weg von der Alten Traunsteiner Hütte auf die Reiter Steinberge im SSO verläuft, und die Saugasse nordöstlich der Neuen Traunsteiner Hütte hervorgehoben werden. Hinzu kommen eine Reihe kleinerer Gassen. Am Hochkönig sind wegen flächenhafter Glazialerosion Karstgassen nur andeutungsweise erkennbar, etwa westlich des Weges von der Ostpreußenhütte zum Hochkönigspitze zwischen 2550 m und 2300 m. Spaltenbildung in den Randpartien des Hochkönigstockes, so um das Alblegg (2364 m) im N oder am Großen Bratschenkopf (2856 m) müssen mit Goldberger (1950, 1953) als Ergebnis der Bergzerreißung gedeutet werden.

Uvalas sind, wie erwähnt, oftmals an Talungen gebunden und in ihnen zu Uvalaketten zusammengeschlossen. Da diese Uvalas schon aufgrund ihrer beachtlichen Größe und Tiefe und der mäßigen Intensität rezenter Verkarstungsprozesse in den Hochlagen mindestens als altpleistozän anzusprechen sind, ist zu folgern, dass die Talanlagen, in denen sie sich entwickelten, noch älter sein müssen. Gestützt wird diese Vorstellung durch Reste von Füllmassen in den Uvalas, wie etwa altersverschiedene, weil unterschiedlich verfestigte Moränen, vor allem aber von Brekzien, deren Bildung aus den heutigen Reliefverhältnissen nicht erklärbar sind. So beschreibt Haserodt (1965, 85) aus dem nordöstlichen Roßfeld-Uvala im Hagengebirge eine Kalkbrekzie, für die es heute kein Liefergebiet mehr gibt und deren Matrix ein limonitreicher Quarzsandstein ist, wie er an anderer Stelle in Spalten des Kalksteins erhalten blieb. Kalkverwitterungsschutt ist, offenbar mit Quarzsand

vermischt, in eine bereits bestehende Hohlform eingefüllt und zu einer Brekzie verfestigt worden. Einen ähnlichen Fund schildert er aus der Talung Tiefenbach südlich des Schönbichlalm-Uvala (300 m südlich Pkt. 1912 der AV-Karte Hochkönig-Hagengebirge). Kalksteinblöcke sind gemeinsam mit umgelagerten Quarzgeröllen von teilweise erstaunlicher Größe (bis 15 cm Längsachse), Sandsteingeröllen, Bohnerzen und Geröllen aus Werfener Schiefen in eine Karsthohlform eingelagert und verfestigt worden. Die Mächtigkeit gibt derselbe Autor mit 3 bis 5 m an.

Unter die Karstformen werden auch teilweise die *Trockentalungen* eingereiht. Doch geht ihre Anlage, wie erläutert, auf Zeiten oberirdischen Abflusses im Zuge der Ausräumung von Augensteinsedimenten und Plombierung unterirdischer Entwässerungsbahnen zurück. Verkarstung hat die ursprünglichen Täler schließlich zu Fremdformen im Bereich der Hochplateaus und zu Talungen werden lassen, da sich die Entwässerung durch Öffnung von Karstwasserwegen zur Tiefe der Karbonatstöcke hin orientierte und das gleichsinnige Gefälle der alten Talanlagen verloren ging. In Einzelfällen mag eine Reaktivierung der Trockentalungen in den Kaltzeiten des Pleistozän aufgrund der Plombierung der Schluckstellen durch Moräne und/oder Verschluss der Karstwasserwege durch Permafrost erfolgt sein und zu einer zeitlich begrenzten, lokalen Oberflächenentwässerung geführt haben.

Diese Überlegung wird gestützt durch die Existenz spätglazialer Deltabildungen, die Oberflächenabfluss belegen. Bereits A. Penck wies auf Schotterablagerungen auf der Sagereggalm in 1365 m Höhe im Süden des Königssees hin (1909, 362), die einen solchen zeitweiligen Oberflächenabfluss bestätigen. Dabei handelt es sich um eine Deltaschüttung, die von Süden in eine flache Hohlform vorgebaut wurde. Auch im Grün- und Funtensee-Gebiet gibt es Deltas, die sich auf höhere Seespiegelstände beziehen, als alte Abflussbahnen noch eisverschlossen waren. Die ineinanderschachtelung von mehreren Kegelgenerationen im Südosten des Funtensees fixierte die etappenweise Wiederöffnung der Karstwasserwege im Spätglazial (Fischer 1985). Hinweise auf eine regionale Oberflächenentwässerung in Form kleiner fluvioglazialer Schottervorkommen finden sich an einigen weiteren Stellen der verkarsteten Hochplateaus. Beispielsweise gibt es Schottervorkommen vom talartigen Ausgang des Funtensee-Uvala gegen „bei den Stabn“, durch die die Wege vom Kärlinger Haus zur Saugasse und zum Grünsee führen. Im oberen Baumgartl und der Baumgartlhöhe (Weg Kärlinger-Riemann Haus) sind Dolinen mit fluvioglazialen Material gefüllt.

Einige Talungen auf den Hochplateaus mit ihren Uvalas oder Gruben dürften erst durch Glazialerosion stärker herausgearbeitet worden sein, die ebenso wie die Korrosion vor allem den Störungen folgte. Hinzu zählen beispielsweise die Talungen der Vorder- und Hinterschlum im Hagengebirge oder das Langtal, der Zug Stier- und Abwärtsgraben im Westen dieses Gebirgsstockes.

4.2.7 Glaziokarst, Karstsacktäler

Bei Ausstreichern s0hlig lagernder bis m0a0ig geneigter, mehr oder weniger gleichm0achtiger Kalkb0anke spitzwinkelig zur Oberfl0ache ist es zur Entstehung von Schichttreppen- und Schichtrippenlandschaften gekommen. Da diese Voraussetzung in den Plateaugruppen der Berchtesgadener Alpen vielfach erf0ullt ist, besitzen diese strukturgebundenen Landschaftstypen relativ gro0e Verbreitung. Von der Schichtneigung, der Schichtm0achtigkeit und dem B0schungswinkel, unter dem die Schichtenfolge geschnitten wird, ist jeweils die Ausbildung des Landschaftstypus abh0angig. Schichtrippenlandschaften mit in s0dlicher Richtung orientierten Rippen sind vor allem auf die Reiter Steirberge und den S0den des Steinernen Meeres konzentriert, da dort der gebankte Dachsteinkalk s0dwr0rts bis s0dostwr0rts aufgebogen ist. Im Steinernen Meer k0nnen das Saalfelder Birg, das Ramseider Birg und das Gr0i0bachbirg als Musterbeispiele von Schichtrippenlandschaften herausgestellt werden. Auch das Platterach im Westen dieses Gebirgsstockes ist hinzuzuz0hlen. Weite Teile des n0rdlichen und zentralen Hagengebirges sind eine gro0artige Schichttreppenlandschaft. Im 0stlichen Steinernen Meer tr0gt das Gebiet um die H0ttentalh0he (2338 m) und die Hohe Salztatt (2219 m) diesen Charakter, im westlichen Teil sind es au0erdem die Sch0nflecken und die Verlorene Weid sowie die Gebiete westlich des Gjaidkopfes (2268 m) und 0stlich des Seehorns (2321 m). In der Reiter Alm gibt es diesen Typus vornehmlich im Norden, speziell das Gebiet um die Hirschwies tr0gt sch0ne Schichttreppen und Schichtrippen. Weniger deutlich treten sie im bewaldeten Karst des s0dlichen Lattengebirges n0rdlich des Moosenkopfes (1504 m) oder zwischen Moosen- und Lattenberg Alm hervor. Schichttreppen sind in der Gruppe des Hohen G0ll auf das Alptal konzentriert, w0hrend sie am Untersberg infolge steileren Schichtfallens nach N kaum vertreten sind.

Zweifellos haben in diesen Landschaften die Schichtfugen im Bereich der Schichtk0pfe und die Kl0ufte eine korrosive Erweiterung erfahren, wodurch Bl0cke aus dem festen Verband abgel0st wurden, doch das Herausheben oder Abschieben aus ihrer Position konnte nur bewegtes Eis leisten. Die Entstehung und Weiterbildung dieses Karstlandschaftstypus ist also vornehmlich der Glazialerosion und erst nachgeordnet der Verkarstung zuzuschreiben. Immerhin sind mit den Schichtrippen bestimmte Karstformen verbunden. An der Front der Schichtk0pfe sind Rinnenkarren (Wandkarren) mit geradem Verlauf, auf den Dachfl0achen h0ufig gewundene (m0andrierende) Rinnenkarren ausgebildet. Gelegentlich treten Rillen- und Trittkarren auf. An Dolinen sind haupts0chlich Schachtdolinen, und daneben Sch0chte (Karstschlote) anzutreffen.

0berwiegend der Glazialerosion und weit weniger der Verkarstung ist auch die Entwicklung der *Karstsackt0ler* zuzuschreiben. Bei diesen Formen handelt es sich um T0ler oder Talungen mit einem zirkusartigen, sackf0rmigen Talschluss. Sehr sch0ne Beispiele sind das Die0-

bachtal im Westen des Steinernen Meeres, das mit der Mitterkaserwand abschlie0t oder der Talschluss der Fischunkel mit Brust-, R0t- und Seilstattwand. Im Norden des Hochk0nigs stellen die „Seichen“ und das Wasserkar-Wandbach-Tal gro0artige Sackt0ler dar. Weniger markant ausgebildet sind die Abschl0sse der Karsttalungen auf dem Steinernen Meer: die Baumgartlh0he (Talung Baumgartl-Funtensee) oder das Obere Sch0nfeld (Talung Sch0nfeld-R0t) und das H0ttental (Wildalm). Wegen der glazialen Herausarbeitung sind sie zutreffender als Trogt0ler (Kurztr0ge) oder Trogtalungen mit Trogschluss zu charakterisieren. Die Interpretation Seefeldners (1961, 378), die Stufenfolge in manchen dieser T0lern sei das Ergebnis eines etappenweisen H0herschaftens des Gebirges und sie seien erst nach ihrer Ausbildung infolge Verkarstung trocken gefallen, geht auch hier von der irrigen Annahme einer recht jungen Verkarstung aus. Die unterschiedliche Zahl von Gef0llsstufen in den Talungen sollte auch in diesem Falle hinsichtlich tektonischer Interpretation zur Vorsicht mahnen.

4.3 H0henstufen des Karstformenschatzes in den Berchtesgadener Alpen

Der Frage der vertikalen Verteilung der Karstformen in den Berchtesgadener Alpen ist bereits K. Haserodt (1965) in seiner sorgf0ltigen Untersuchung 0ber das Hagengebirge nachgegangen. Seine umfassenden Gel0ndebegehungen und Kartierungen ergaben ganz allgemein ein buntes Nebeneinander der verschiedensten Karstformen in den jeweiligen H0henlagen. Nur bei wenigen Formen, wie Nischen- oder Trittkarren und Rillenkarren l0sst sich eine Konzentration aktiver Entwicklung auf ein bestimmtes H0henintervall feststellen. Dieses Ergebnis muss nach den eigenen ausgedehnten Begehungen in den gesamten Berchtesgadener Alpen vollauf best0tigt werden (Abb. 15).

Gewisse, aber keine grunds0tzlichen Einschr0nkungen hinsichtlich der Feststellungen Haserodts 0ber die vertikale Verbreitung von Karstformen ergeben sich aus folgenden Gr0nden:

- die steilen H0nge der einzelnen Karbonatst0cke erlauben keine oder nur eine eingeschr0nkte Entwicklung gr00erer Karstformen
- der Sockel dieser Gebirgsgruppe besteht z.T. bis in beachtliche H0he aus nicht oder nur schwer l0slichem Material (Werfener Schichten, Raumsau- und karnisch-norischer Dolomit)
- letztinterglaziale, eventuell sogar noch 0ltere Karstformen wurden in den tieferen Lagen durch die verst0rkte Glazialerosion zerst0rt
- schlie0lich verschleiern Mor0nen- und Schuttbedeckung Karstformen, insbesondere wiederum in tiefen Lagen.

Aus diesen Gegebenheiten erkl0rt sich beispielsweise das Zur0cktreten und Fehlen von Karstformen unterhalb 1200 m NN am Untersberg (Abb. 16).

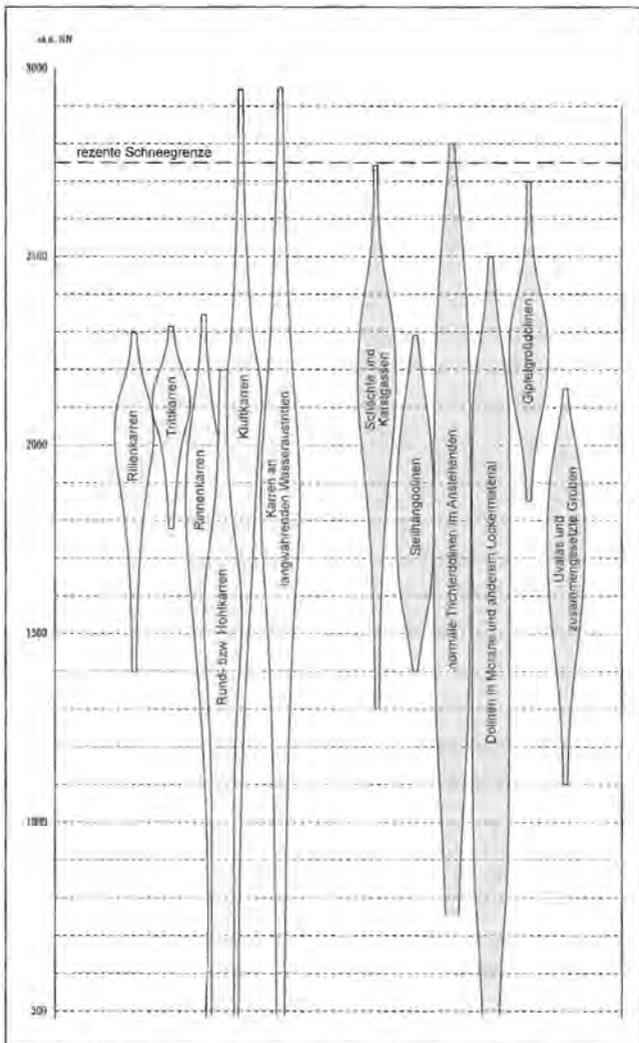


Abb. 15: Höhenverteilung der Karstformen im Hagengebirge (nach Haserodt 1965).

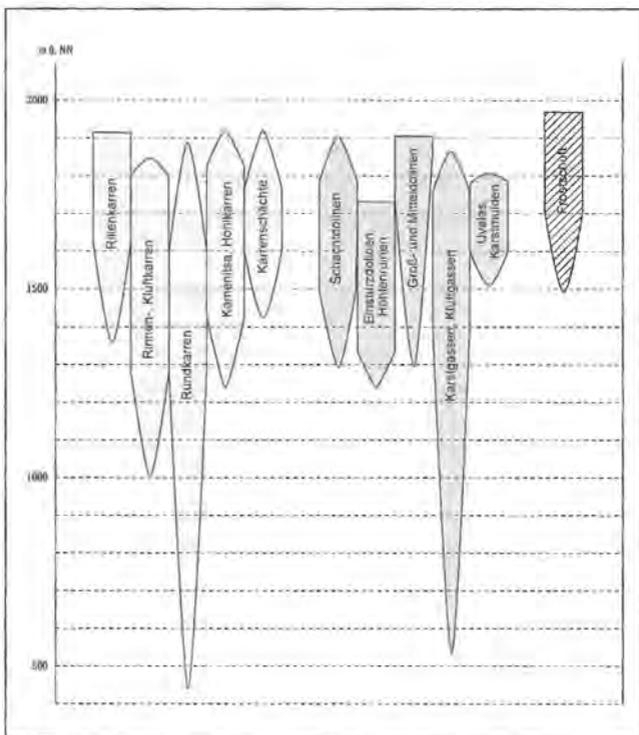


Abb. 16: Höhenverteilung der Karstformen am Untersberg (nach Haseke-Knapczyk 1989, verändert).

Die Aussonderung und Benennung einer bestimmten Höhenstufe aufgrund der scheinbaren Dominanz einer oder weniger Karstformen ist also nicht gerechtfertigt. Sie ist auch deshalb problematisch, weil die Karstformen altersverschieden sein können, wodurch es zur Überlagerung unterschiedlicher „Höhenstufen“ im Formenschatz des Hochkarstes gekommen ist. Auch hierzu hat K. Haserodt (1965) beweiskräftiges Material erarbeitet. Ältere Gliederungsversuche des Karstes in Höhenstockwerke von O. Lehmann (1927) und C. Rathjens (1951) erweisen sich deshalb als unzulänglich.

Die von O. Lehmann postulierte Höhenstufengliederung des Hochkarstes ist weniger eine vertikale Abfolge von Typen der Karstlandschaft als vielmehr eine Gliederung des Karstes auf den Plateaus in eine karrige Plattenlandschaft, eine Karren-Dolinen-Landschaft und eine Dolinenlandschaft. Diese Landschaften lösen sich in den Berchtesgadener Alpen gegenseitig ab oder durchdringen sich, ohne an bestimmte Höhenintervalle gebunden zu sein. Vielmehr entscheiden in starkem Umfange Schichtlagerung und Dichte des Kluftnetzes im Dachstein- und Liaskalk über die Ausprägung des Karstlandschaftstypus.

Bereits G. Graf (1972) hat auf das Nebeneinander von Karstlandschaften unterschiedlichen Typus im Hochkarst des Toten Gebirges aufmerksam gemacht und damit die Auffassung von O. Lehmann korrigiert. Plattenlandschaften sind an dickbankige Kalke geknüpft. Die Oberflächen der bis zu 30° geneigten Kalkbänke werden von verschiedenen Karrentypen überzogen (Rillen-, Rinne- und Nischenkarren). Dolinen treten relativ selten auf und sind an Schnittstellen des weitmaschigen Kluftnetzes gebunden.

Bei dichtem Kluftnetz ergeben sich günstige Voraussetzungen für die Bildung von Kluftkarren und Dolinen geringer bis mäßiger Tiefe mit unregelmäßigem, polygonalem oder schachtelartigem Grundriss, also einer Karren-Dolinen-Landschaft. Die zahlreichen Dolinen treten in ihr zu einem unübersichtlichen Gewirr zusammen.

Bei weitmaschigerem Kluftnetz und meist geringem Einfallswinkel der Schichten sind rundliche Hohlformen mit relativ glatten Böschungen verbreitet. Unter den Dolinen sind Großformen mit teilweise beachtlicher Tiefe bemerkenswert.

C. Rathjens (1951, 1954) hat als Höhenstufen ein unteres Dolinen- und ein oberes Karrenstockwerk ausgeschieden, wogegen wegen Altersverschiedenheit der Formen bereits Haserodt (1965, 90) Einwände erhob.

Abzulehnen ist auch der Vorschlag von A. Leidlmair (1956), unter Bezug auf die Niveaugliederung des Altreliefs durch E. Seefeldner eine tiefer gelegene, weitgehend mit dem Gotzen-Niveau parallelisierte Karren-Dolinen-Landschaft und eine höhere Scherbenkarst-Landschaft, die annähernd mit dem Tennen-Niveau übereinstimmen soll, voneinander zu trennen. Eine derartige Gliederung

entspricht keinesfalls einer Differenzierung nach Karstlandschaftstypen.

An dieser Stelle muss erneut an dem Begriff Scherbenkarst Kritik geübt werden (vgl. auch Zwittkovitz 1969, 385 und Weingartner 1983, 66). Dieser Scherbenkarst ist keineswegs durchgreifend als Höhenstufe ausgebildet, sondern überwiegend nur in Geländeteilen mit einem dichten Kluftnetz, also äußerst günstigen Bedingungen für die Frostverwitterung entwickelt. Darüber hinaus fällt es generell schwer zu entscheiden, ob der scharfkantige Schutt aus der Verwitterung des Kalkgesteins oder aber vornehmlich aus dem Zerfall von Karstformen, speziell den Stegen oder Rippen zwischen den Karren hervorgegangen ist. Auf jeden Fall schränkt der häufige Frostwechsel in der schneelosen Zeit in Höhen über 2100 bis 2200 m die rezenten Bildungsmöglichkeiten von Korrosionsformen deutlich ein.

In Übereinstimmung mit dem Fehlen oder der Existenz einer Boden- und Vegetationsbedeckung ist im Karst eine Formendifferenzierung und spezifische Formenbildung unübersehbar. Daher wird dem Vorschlag von K. Haserodt gefolgt und eine Höhenstufe des silvanen Karstes von einer subnivalen Höhenstufe getrennt. Dem silvanen Karst gehören auch die subalpine Kummholz- oder Kampfwaldstufe, die in den Berchtesgadener Al-



Überdeckter Karst an der Moosenalm/Lattengebirge.

pen von Legföhren beherrscht wird, und die subalpinen-niederalpinen Zwergstrauchheiden an. Eine eigene alpine Höhenstufe oberhalb der Baum- und Waldgrenze, im Sinne einer alpinen Rasenstufe (Mattenstufe), ist in den Berchtesgadener Alpen nur lokal entwickelt und nach karstmorphologischen Gesichtspunkten nur schwer von einem bewaldeten Karst zu trennen. Der Übergang von silvanem Karst unter Einschluss der rasenbedeckten Flächen zum subnivalen Karst ist nicht scharf ausgebildet, sondern vollzieht sich unter allmählicher Auflösung und inselartiger Durchdringung.

Wie Untersuchungen von A. Bögli (1971) im Karst des Muotatales in den Schweizer Alpen gezeigt haben, lässt sich die Differenzierung in silvanen und subalpinen Karst recht gut begründen. In der Intensität des Lösungsprozesses und des korrosiven Gesamtabtrages bestehen erhebliche Abweichungen zwischen nacktem, subalpinem Karst und silvanem Karst. Trotz höherer Niederschläge, höherem Abfluss und niedrigerer Temperatur ist im subalpinen Karst der Karstabtrag insgesamt geringer als im silvanen Karst. Darin wird nicht nur die Reaktionsgeschwindigkeit, die mit zunehmender Temperatur steigt, sondern viel entscheidender die Rolle des aus der Rendzina-Bedeckung gelieferten biogenen CO_2 als Lösungsfaktor im silvanen Karst deutlich. Hinzu tritt der Aspekt weitaus höherer Abtragsraten an der Kalksteinoberfläche unter Bodenbedeckung, wovon wiederum die Bildungsgeschwindigkeit von Formen gesteuert wird.

4.4 Das Alter der Verkarstung

Entsprechend der Vorstellungen über die Entwicklung der Raxlandschaft als einer Rumpf- bzw. Piedmonttrepplandschaft mussten die Bearbeiter dieses Fragenkreises in den Nordöstlichen Kalkalpen von einem unverkarsteten Relief ausgehen, um Flächenbildung überhaupt annehmen zu können. Erst mit der jungen Taleintiefung bzw. der jungen Hebung des Gebirges sei es zur Verkarstung und zur Verlagerung der Karstdynamik auch in den tieferen Untergrund gekommen. Auch von Seiten der Karstforschung wird eine den Prozessen der Oberflächenformung zeitlich deutlich nachhinkende Verkarstung angenommen (Zötl 1974, Toussaint 1976) und von einer noch im Präglazial unentwickelten Verkarstung ausgegangen (O. Lehmann 1927). Seefeldner und mit ihm A. Lechner (1969) datieren die Entstehung von Klüften als Voraussetzung der Verkarstung in die Zeit der Hebung bzw. Aufwölbung der Raxlandschaft bzw. deren Niveaus. Erst danach sei die „Fossilisierung“ der Altlandschaft eingetreten. Diese Annahme ist mit Sicherheit unzutreffend, denn die Anlage der geomorphologisch wirksamen Hauptkluftrichtungen erfolgte, wie tektonische Analysen ergeben haben, als Resultat von Kompressionen und Dehnungsvorgängen bereits in vor- und nachgosauischer Zeit. Ebenfalls längst vorhanden waren Schichtfugen und bevorzugt lösliche Faziesbereiche, denen die Wasserbewegung und damit die Karbonatlösung folgte.

Eine Reihe von Autoren (u.a. Trimmel 1950, Krieg 1953, M.H. Fink 1967) gehen von einer Verkarstung erst ab dem Pliozän oder sogar erst seit der Pliozän-Pleistozän-Grenze aus, ohne dies jedoch hinreichend zu begründen. Wie schon im Zusammenhang mit der Diskussion über den Charakter der Augensteinlandschaft ausgeführt wurde, werden mit beginnender Formung einer Landoberfläche im Karbonatgestein auch die hydrographisch wegsamen Poren, Klüfte und Trennfugen zunächst langsam und nach ihrer Erweiterung zu Karsthohlräumen rascher durchströmt und damit eine Oberflächenentwässerung außer Funktion gesetzt. Eine ähnliche Vorstellung entwickelte auch B. Toussaint in seiner Arbeit über die Karstgenese des Tennengebirges, indem er feststellte (1971, 81), dass auch bei recht geringen Reliefunterschieden Verkarstung im klüftigen Dachsteinkalk eintritt. Doch die sich daraus ergebenden Folgerungen bezüglich der weiteren Oberflächenformung wurden nicht hinreichend beachtet.

Für ihr karsthydrographisches Wirksamwerden der strukturell vorgezeichneten Bahnen im Gesteinsverband ist ein Gefälle der Kalkoberfläche zur Vorflut nötig. Durch dieses Gefälle wird eine Wasserbewegung garantiert. Höhenunterschiede haben sowohl zu Beginn der Augensteinverschüttung als auch zur Raxzeit bestanden, denn das präaugensteinzeitliche Relief war nach der Verbreitung von Augensteinsedimenten in situ keineswegs eine Rumpffläche und die Raxlandschaft war eine Gebirgslandschaft mit Höhenunterschieden bis zu mehreren hundert Metern. Die deutlichen Höhenunterschiede des Reliefs, oder hydrologisch gesehen, zwischen dem im Gestein enthaltenen Grundwasserspiegel und der regionalen Vorflut waren Voraussetzung für eine tiefreichende Verkarstung der Gebirgsgruppen bereits in diesen Zeiten. Damit ist auch eine Reliefentwicklung bzw. Böschungsabtragung wie in nicht oder kaum löslichen Gesteinen ausgeschlossen, insbesondere die fluviale Abtragung und Formung an der Oberfläche. Nur wenige starke Abdachungsflüsse, von südlich der Kalkalpen kommend, die auch viele nichtlösliche Feststoffe zur Abdichtung ihrer Abflussbahnen mitführten, konnten sich als oberirdische Gerinne in den Kalkalpen behaupten und eintiefen.

Tab. 3: Zahl der Höhlen in den Karbonatsstöcken der Berchtesgadener Alpen (nach Salzburger Höhlenbuch, Bd. 6, 1996).

	Höhlen
Untersberg	306
Lattengebirge	33
Reiter Alm	169
Hochkalter	13
Watzmann	11
Hoher Göll	276
Steinernes Meer	552
Hagengebirge	446
Hochkönig	62
Berchtesgadener Alpen	1868

4.5 Unterirdischer Karst (Endokarst)

Im Holo-, Voll- oder Ganzkarst entspricht der Fülle von Karstformen an der Oberfläche ein enormer Reichtum von Korrosions-, Erosions- und Inkansionsformen im Untergrund. Mitte der neunziger Jahre waren über 1800 Höhlen in den Kalkstöcken der Berchtesgadener Alpen bekannt (Tabelle 3).

Im Verhältnis zur Größe der jeweiligen verkarsteten Gebirgsgruppen tritt besonders der Höhlenreichtum von Untersberg und Hohem Göll hervor. Doch muss dabei der unterschiedliche Forschungsstand, unter anderem bedingt durch die jeweilige Zugänglichkeit der einzelnen Gebirgsteile und durch Nutzungsinteressen an den Karstwasservorkommen, berücksichtigt werden. Immerhin zählen Höhlen der Berchtesgadener Alpen zu den längsten und tiefsten der Alpen. Zur Zeit sind 21 Riesenhöhlen mit Ganglängen von über 5000 m, zwei Riesenschächte (> 1000 m tief) und 16 Großschächte (> 500 m tief) ausgewiesen. Die Spitzenpositionen nehmen dabei die Kolkbläser-Monsterhöhle im Steinernen Meer mit 44 km Länge und der Jubiläumsschacht im Hohen Göll mit 1173 m Tiefe ein.

Die Aufnahme zahlreicher Höhlen und ihre Darstellung in Plänen zeigt, dass auch die unterirdischen Hohlräume im Grundriss und in ihrer Ausformung stark von speläogenetisch wirksamen Inhomogenitäten abhängig sind, von den dominanten Kluftrichtungen und den Schichtfugen, bzw. der Bankung und Schichtlagerung. Ganz allgemein ist, wie erwähnt, in den Karbonatstöcken ein Nordfallen der Schichten gegeben und sowohl bei Kluffeinmessungen als auch im Verlauf von Höhlengängen treten die Königssee- (NO bis NNO) und die Oberseerichtung (NW bis NNW) hervor. Die Höhlensysteme des Karstes sind also ausgesprochen strukturabhängig.

Die forcierte speläologische Forschung in den letzten drei Jahrzehnten erbrachte darüber hinaus das Ergebnis des kumulierten Auftretens von Horizontalhöhlen in bestimmten Höhenlagen in den Gebirgsgruppen. Damit wurde die zuvor kontrovers diskutierte Frage nach der Existenz von Höhlenniveaus, unter denen alle Karsthohlräume (Gänge eines Höhlensystems) verstanden werden, die bei einer bestimmten Lage eines Vorfluters angelegt wurden, positiv entschieden (dazu u.a. E. Arnberger 1955, W. Krieg 1954 und 1955, O. Schaubberger 1955, H. Trimmel, 1955).

Ein Höhlenniveau schält sich bei Summierung der Länge von Höhlengängen in einer definierten Höhenlage heraus. Es dokumentiert die relativ stabile Lage eines Karstwasserspiegels über längere Zeiträume hinweg. Der Karstwasserspiegel, der permanent nur im Tiefen Karst (s.u.) vorkommt, ist auf die oberirdische Vorflut, meistens die Sohle großer und größerer Flusstäler eingestellt. Das haben die zahlreichen Markierungsversuche in den nordalpinen Kalkstöcken, aber auch die Höhlenforschung inzwischen hinreichend absichern können. Nach den Untersuchungen von Bögli (zusam-

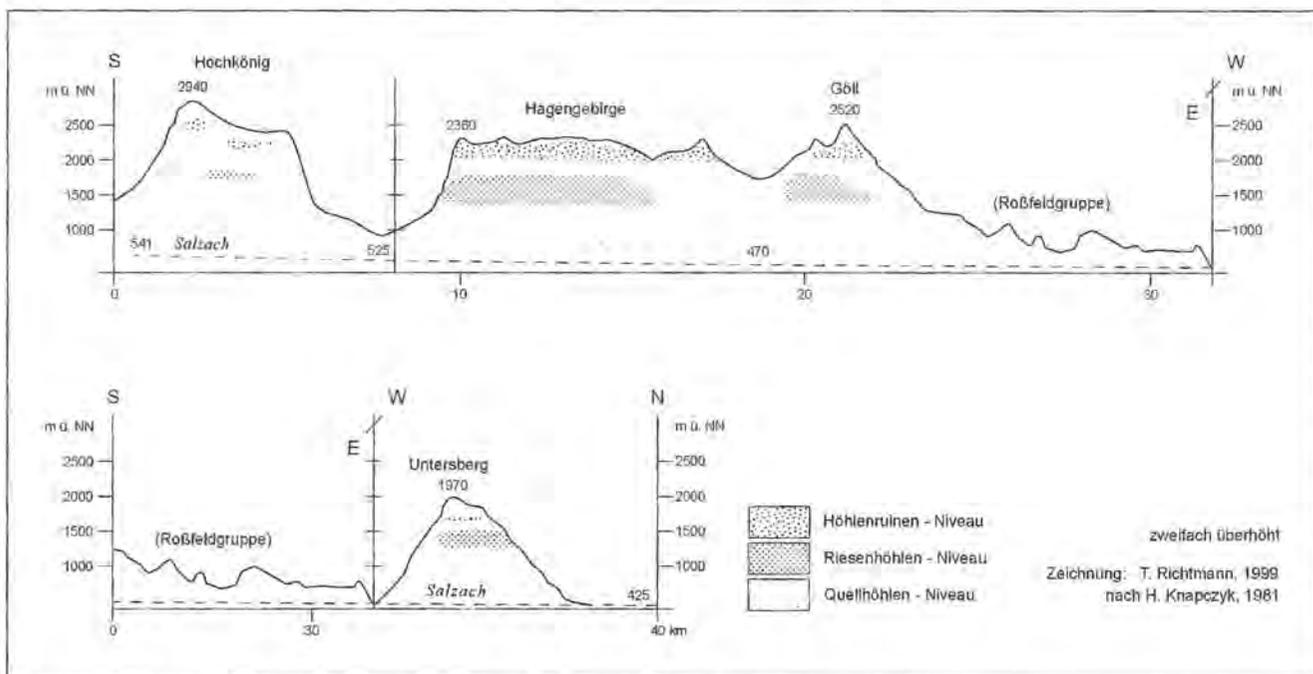


Abb. 17: Höhlenstockwerke in den östlichen Berchtesgadener Alpen (nach Knapczyk 1981).

menfassend 1978) finden intensive Höhlenbildungsvorgänge besonders im Schwankungsbereich des Karstwasserspiegels, in der Hochwasser- und in der seichtphreatischen Zone statt, wobei der Mischungskorrosion eine besondere Bedeutung zukommt. In der seichtphreatischen Zone herrscht zumindest zeitweise Druckfließen, woraus sich das Auf und Ab von Höhlengängen in einem vertikalen Schwankungsbereich bis zu maximal 100 m und ihr oft sehr kompliziertes, verschlungenes Netz erklären lässt. Die Entwicklung unter phreatischen Bedingungen geht aus dem vorherrschenden elliptischen Querschnitt der Gänge hervor, während unter vadosen Verhältnissen Schluchten und Cañons eingeschnitten werden. Bei Absinken des Karstwasserspiegels entstehen aus Ellipsengängen und Wirbelkanälen Rinnen oder Cañons.

In den Berchtesgadener Alpen sind drei unterirdische Evolutionsniveaus entwickelt, die nach dem Vorschlag der Salzburger Höhlenforscher als Höhlenruinen-, Riesenhöhlen- und Quellschichten-Niveau bezeichnet werden. Nicht in allen Gebirgsgruppen sind sie in gleich deutlicher Ausprägung nachgewiesen, was wiederum teilweise auf den speläologischen Forschungsstand zurückzuführen ist, aber auch grundsätzliche Unterschiede in der Entwicklung der einzelnen Karbonatstöcke andeutet. Eine erste Übersicht hat Knapczyk (1981) gegeben (Abb. 17).

Das *Höhlenruinen-niveau* ist das höchstgelegene Niveau und, wie der Name andeuten soll, nur noch in Teilen erhalten. Flächenhafte Korrosion der Landoberfläche und vor allem Glazialerosion haben bewirkt, dass viele Höhlen offen zu Tage liegen, sich in großer Tagnähe befinden oder auch, wie viele ältere Karstformen, vollständig beseitigt wurden. Für letztere Annahme sprechen

höhlenarme Plateaubereiche, wie das Saafelder Birg, das Griebbachbirg und der Hinterberg im Steinernen Meer.

Die Gänge der Höhlenruinen sind häufig durch Inkasion zerstört oder durch Eis plombiert. Auffallend stark ist in ihnen die Sinterbildung, für die jedoch noch keine Altersbestimmungen vorliegen. Zugang zu diesem Niveau vermitteln kleine Schächte von oben her oder große Eingänge in den Wänden der Kalkstöcke. Dieses Niveau liegt heute um und über 2000 m NN in den Gruppen südlich der Ramsauer- und Berchtesgadener Ache und zwischen 1700 und 1850 m nördlich davon. In der Reiter Alm (Reiter Steinberge) ist es zwischen 1800 und 2000 m entwickelt: Es wurde gebildet, als die einzelnen Gebirgsgruppen noch nicht ihre heutige Höhe besaßen. Jedenfalls beweisen die Reste phreatischer Raumformen, dass die Vorflut einst in diesem Niveau gelegen haben muss. Während das Niveau im Hochkönig und am Hohen Göl nur durch relativ kleine Höhlen vertreten ist, sind in den anderen Plateaugruppen größere Höhlen, Höhlensysteme und Höhlenparks, das sind Gebiete großer Höhlendichte, ausgebildet, die eine intensive Verkarstung dokumentieren. Im Steinernen Meer zählt dazu das Gebiet um die Schindlköpfe (2356 m), den Kleinen Hundstod (2293 m), den Schneiber (2330 m) und das Rotwandl (2231 m).

Im *Riesenhöhlenniveau* sind sehr große Höhlen und Höhlensysteme entwickelt und als größte Höhle des ganzen Raumes die Kolkbläser-Monsterhöhle im Gebiet der Schindlköpfe im südwestlichen Steinernen Meer. In den südlichen Plateaus liegen sie zwischen 1500 und 1800 m, in den nördlichen zwischen 1350 und 1500 m (Reiter Alm 1400–1700 m). Dieses Niveau scheint am Hochkönig nicht allzu stark entwickelt zu sein, auch

nicht im Steinernen Meer, während es besonders im Hagengebirge mit Tantalhöhle, Jägerbrunntrug-Höhlsystem und Lindwurm-Höhlsystem am Gotzentauern und auch im Hohen Göll hervortritt. Charakteristisch für dieses Höhlenniveau ist seine Gliederung in mehrere Stockwerke oder Etagen. Große Tunnelstrecken und Hohlräume von elliptischem Querschnitt, die die Anlage unter phreatischen Bedingungen verraten und teilweise mit mächtigen Höhlensedimenten angefüllt sind, sowie verbindende Schächte bis zu 100 m Tiefe sind weitere Kennzeichen. Alle diese Merkmale weisen auf eine kräftige Eintiefung der großen Vorfluter nach Ausbildung des Höhlenruinen-Niveaus mit anschließend langer, relativ stabiler Lage hin. Den Zugang in dieses Niveau eröffnen Eingänge in den Steilhängen der Gruppen oder Schächte von oben her.

Gut 600 m unter dem Riesenhöhlenniveau ist das *Quellhöhlenniveau* entstanden. Es liegt im Bereich der heutigen piezometrischen Oberfläche des Karstwasserkörpers, womit klar wird, dass es rezent in Weiterbildung begriffen ist. Das gilt insbesondere für den unteren Teil dieses Niveaus, der noch von Höhlenflüssen entwässert und auch periodisch überflutet wird. Neben dauernd schüttenden Quellhöhlen springen bei Hochwasser auch höhere Quellen an, wie z.B. über der Bluntauquelle oder Schwarzen Torren auch die Fallet Torren oder sogar der Bluntaufall, rund 300 m höher. Über den durchflossenen Höhlen liegen also noch große, noch weitgehend trockene Höhlenlabyrinth. Die Erkundung dieses Höhlenniveaus ist noch weitgehend auf den oberen Teil beschränkt. Nach Knapczyk liegt es zwischen 500 bis 1100 m NN, kann aber auch unter das Talbodenniveau hinabgreifen.

Neben diesen Niveaus treten Schachthöhlen von teilweise großer Vertikalentwicklung auf. Sie sind auf das Riesenhöhlen- oder Quellhöhlenniveau eingestellt, können die älteren Höhlensysteme queren oder sind völlig unabhängig von den genannten Höhlenniveaus, womit das unterschiedliche Alter ihrer Anlage hervorgehoben wird. Vorherrschend sind hohe schacht- oder cañonartige Profile, in denen wegen großen Gefälles nur selten Höhlensedimente abgelagert wurden. Die Formung erfolgte oder erfolgt noch durch frei fließendes Wasser, wobei die Gesteinsstrukturen herausgearbeitet werden.

Ein ungelöstes Problem ist die Verknüpfung des zeitlichen Ablaufs der Höhlenentwicklung mit der Karstentwicklung an der Oberfläche, wie sie H. Trimmel (1967) forderte, und damit die Frage nach der Altersstellung der Höhlenniveaus. Mit sehr unterschiedlichen Einordnungen haben sich u.a. Schauburger (1955), Toussaint (1971), Kals (1987) und Haseke-Knapczyk (1988, 1989) zu diesen Fragen geäußert. So korreliert Toussaint das Riesenhöhlenniveau weitgehend mit dem Tennen-Niveau Seefeldners, das dem unteren Pannon angehört (Alt-Pliozän) soll. Haseke-Knapczyk stellte das Höhlenruineniveau in das Sarmat (Baden) und ordnete es zwischen das Hochkönig- und Tennen-Niveau Seefeldners ein. Das Riesenhöhlenniveau plazierte er in die Zeit nach

Ausbildung der „Randverebnungen“ (Gotzen-Niveau Seefeldners) und vor das älteste Talbodenniveau, das dem Pannon zugeschrieben wird. Die Ausbildung des Quellhöhlenniveaus fällt nach dem gleichen Autor in die Zeit des Spätpliozän bis Pleistozän.

Toussaint parallelisiert nach dem Prinzip weitgehend übereinstimmender Höhenlage Höhlenniveaus und „Verebnungsflächen“, deren Ausbildung er in beiden Fällen der Wirkung fließenden Wassers zuschreibt. Dabei soll nach Höherschaltung des Gebietes ein neues, sich eintiefendes Gewässernetz an der Oberfläche entstehen und die alte Landschaft bis auf geringe Reste aufgezehrt werden, wobei er aber, wie erwähnt, eine bereits erfolgte Verkarstung des Altreliefs einräumt. Hier liegt ein entscheidender Widerspruch in der Deduktion.

Demgegenüber betont Kals (1987) zumindest für das nördliche Tennengebirge, dass der Nachweis der Verbindung von Höhlenniveaus zu eindeutig identifizierbaren Resten des Altreliefs oder von Talböden nicht oder nur ungenügend zu führen ist. Tatsächlich mangelt allen Versuchen eine eindeutige Beweisführung, sie bleiben ebenso hypothetisch wie die Alterseinstufung der Höhlenniveaus.

Das gilt auch für die Arbeit von E. Langenscheidt (1986) über Höhlen und ihre Sedimente in den Berchtesgadener Alpen, die leider unkritisch vor allem von Speläologen zitiert wird. Mit dem Anspruch, durch die Verbindung von Geomorphologie, Karsthydrographie und Speläologie mit geologischen Arbeitsmethoden zu eindeutigen Aussagen über die Reliefentwicklung zu kommen, wurden von diesem Autor die Sedimente von Höhlen im Hagengebirge und Steinernen Meer analysiert. Diese Sedimentuntersuchungen (Korngrößenverteilung und Komponenteninventar in grobklastischen Lockersedimenten und Konglomeraten, Schwermineralspektren) sowie die Beachtung von Altersstadien der Raumformen in den Höhlen vermögen lediglich Altersverschiedenheit der Höhlenniveaus zu stützen. Die Verbindung zur Reliefentwicklung bleibt ungeklärt, denn sie kann nicht durch eine „zwanglose“ Gleichsetzung der allgemein erkannten drei Höhlenniveaus in den Karbonatstöcken der Berchtesgadener Alpen mit der hypothetischen Dreigliederung der Raxlandschaft in Hochkönig-, Tennen- und Gotzenniveau durch Seefeldner hergestellt werden. Die Parallelisierung auf rein numerischer Basis entbehrt jeglicher wissenschaftlicher Fundierung.

Die synchrone Ausbildung eines Verflachungsniveaus im Altrelief, das nur durch fluvialdenudative Prozesse geschaffen werden konnte, mit der Entwicklung eines Höhlenniveaus im Bereich der piezometrischen Oberfläche eines über längeren Zeitraum lagestabilen Karstwasserkörpers, also einer bereits vorhandenen Tiefenverkarstung, ist nach heutigem Kenntnisstand nicht vereinbar. Darüber hinaus reicht die Tatsache, dass nur in den Sedimenten sehr hoch gelegener Höhlen Quarzgerölle auftreten, in den tiefergelegenen aber fehlen, für

eine Parallelisierung mit den höchsten Altreliefflächenresten (Hochkönig-Niveau Seefeldners) nicht aus, zumal auch die zum Vergleich herangezogenen, bereits durch Bohnerzgehalte gekennzeichneten umgelagerten Augensteinvorkommen in zweifelsfrei ältesten erhaltenen Reliefrelikten keine sedimentologische Übereinstimmung mit den Höhlensedimenten aufweisen.

Auch die Alterseinstufung der Höhlenniveaus anhand verfestigter Höhlensedimente (Konglomerate), für die ohne jegliche absolute Datierung von Langenscheidt Mittelmiozän, Obermiozän und Pliozän in Anlehnung an Tollmann (1968) angenommen wird, ist reine Spekulation. Außerdem wäre der Nachweis zu erbringen, dass es sich bei den Höhlen und ihren Sedimenten um synchrone Bildungen handelt, nur dann erhält die Untersuchung von Höhlensedimenten ihren Wert.

Sicher ist nur, dass die Ausbildung von Höhlenniveaus und Reliefentwicklung in engem Zusammenhang stehen, ihre plausible Korrelation ist aber bisher weder in den Berchtesgadener Alpen noch in anderen Teilen der Alpen gelungen.

4.6 Hydrologie des Karbonatkarstes in den Berchtesgadener Alpen

Wie Karstlandschaften allgemein zeichnen sich auch die verkarsteten Karbonatstöcke der Berchtesgadener Alpen durch überwiegend unterirdische Entwässerung bzw. den Mangel an oberirdisch fließenden und stehenden Gewässern aus. Das Niederschlags- oder Schmelzwasser versinkt in den unzähligen, durch Lösung entlang primär vorhandener Trennfugen entstandenen Karsthohlräumen (Spalten, Ponoren) in die Tiefe. Die generelle Richtung der Karstentwässerung wird dabei von der Schichtlagerung bestimmt und ist in allen Gruppen der Berchtesgadener Alpen überwiegend in nördlicher Richtung orientiert. Störungszonen in den mächtigen Karbonatmassen mit anderer Streichrichtung können sich ebenfalls zu Leitlinien für die unterirdische Entwässerung herausbilden, worüber Kluffanalysen Hinweise vermitteln.

Die Sohlschicht für die karsthydrologische Entwicklung der Karbonatstöcke der Berchtesgadener Alpen, die Werfener Schichten, taucht entsprechend des generellen Einfallens der Schichtfolgen der Gebirgsgruppen nordwärts ab. Nur am Hochkönig, wo am Südabfall die Grenze der Werfener Schichten gegen die jüngeren hangenden Gesteinsfolgen bei 1600 bis 1400 m NN liegt, beißt die Sohlschicht auch auf der Nordseite im Blühnbachtal in rund 1000 m aus. Damit liegt in dieser Gebirgsgruppe der Komplex verkarstungsfähiger Gesteine deutlich über der heutigen Vorflut. Auf der Südseite von Steinernem Meer und Hagengebirge grenzen die Werfener Schichten in 1300 bis 1400 m gegen die überlagernden Reichenhaller und Gutensteiner Schichten und tauchen nordwärts sehr bald unter die großen Vorfluter Saalach und Salzach unter. Auf der Nordost-Seite der

Reiter Alm treten im Klausbachtal Werfener Schichten auf. Allerdings ist nicht sicher, dass diese Verkarstungsbasis durchgehend erhalten, vielmehr beim Eingleiten der Reiter Alm-Decke teilweise abgeschert bzw. ausgequetscht worden ist. Gleiches gilt für den südöstlichen Teil des Lattengebirges (Gruppe um den Toten Mann), wo im Tal der Ramsauer Ache die Werfener Schichten bis 900 m NN ausbeißern. Schließlich treten Werfener Schichten und Haselgebirge auf der Ostseite des Untersberges entlang der Berchtesgadener Ache im Niveau des Talgrundes und der tiefsten Hanglagen auf.

Entsprechend der skizzierten Verhältnisse gehört hydrologisch der Hochkönigstock trotz seiner Höhe zur Gänze dem Seichten Karst an, während in den anderen erwähnten Gruppen jeweils nur ein schmaler Saum im Süden bzw. Südosten oder Osten diesem zugerechnet werden kann. Das ist auch daraus zu erschließen, dass an diesen Rändern der Karbonatstöcke meist nur schwach schüttende Karstquellen, die zeitweilig auch völlig trockenfallen können, auftreten. Diese Quellen besitzen also nur kleine Einzugsgebiete, die der Reichweite des Seichten Karstes entsprechen. Die unterirdischen Hauptwasserscheiden liegen demnach nahe dieser Plateauränder, ihre genaue Lage ist allerdings unbekannt. Sie dürfte auch nicht lagekonstant sein, sondern je nach Wasseranlieferung Positionsveränderungen unterliegen. Dem Seichten Karst sind auch der Gerhardtstein mit den Roßfeld-Schichten als Verkarstungsbasis und die Hundshorn-Perhorn-Gruppe im Westen der Reiter Alm, wiederum mit Werfener Schichten als Basis, zugehörig.

In allen Gebieten des Seichten Karstes liegt der Karstwasserspeicher nahezu vollständig über dem Quellniveau, gehört damit der vadosen Zone an und hat demzufolge eine geringe Speicherkapazität. Die Schicht- bzw. Überlaufquellen stehen mit ihrer relativ rasch wechselnden Schüttung in deutlicher Abhängigkeit zu Niederschlagsereignissen und Schneeschmelze.

In den weitaus umfangreicheren Gebieten des Tiefen Karstes taucht das verkarstungsfähige Gestein tief unter die Vorflut ab. Infolge der Mischungskorrosion dürfte in ihnen auch die Verkarstung tief hinabgreifen. Die Karstquellen treten im oder nahe des Niveaus der Vorfluter aus. Sie werden also nicht nur aus dem vadosen Bereich, sondern auch von ausgedehnten Karstwasserspeichern der phreatischen Zone alimentiert. Ihre Schüttung wird daher auch durch kurzfristiges Karstwasser aus Niederschlagsereignissen und Schneeschmelze geprägt, das der vadosen Zone entstammt.

Darüber hinaus ist von einem Zusammenspiel von Talgrundwasser in den teilweise mächtigen jungen Füllmassen (Moräne, fluviale Sedimente, Sturzmaterial) und dem Karstwasserkörper auszugehen. Für den Grundwasserkörper im Saalzachtal bei Glanegg ist sicher, dass in ihn Karstwasser aus dem Untersberg eintritt. Für eine ähnliche Situation im Saalachtal dürften die Wallerquellen von Frohnwies südlich Weißbach bei Lofer und des

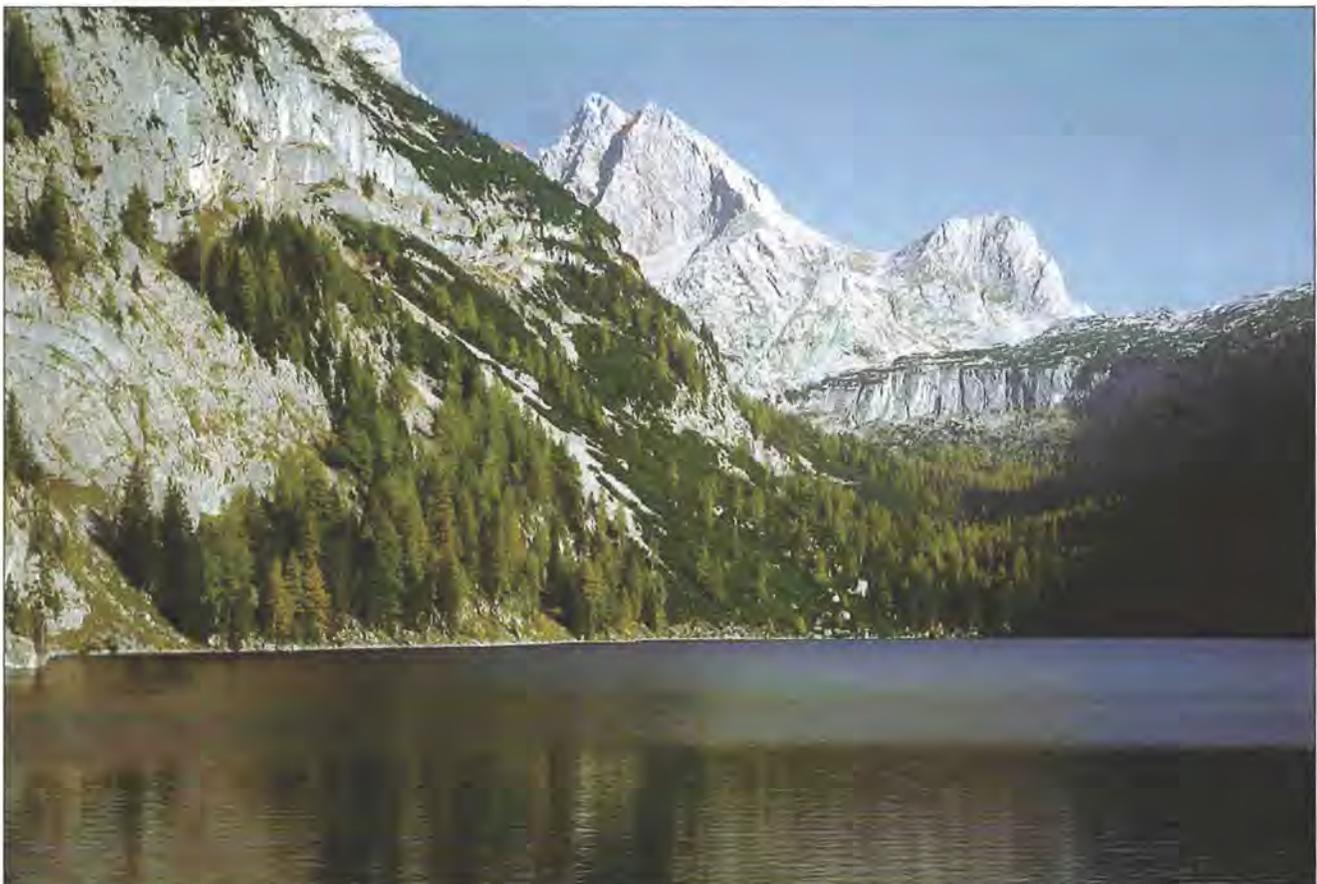
Labeckbaches im OSO des Dießbach-Kraftwerkes, die bis zu 100 l/s schütten, sprechen.

Die Verteilung der Karsthohlräume und ihre Orientierung ist sehr stark von dem vorgegebenen Trennflächengefüge (Klüfte, Schicht- und Bankfugen) und seinen Inhomogenitäten abhängig. Das muss als eine Ursache des Nebeneinanders von intensiv und schwach oder kaum verkarsteten Bereichen in den Karbonatstöcken interpretiert werden. Jedenfalls haben Bohrungen in anderen Karstgebieten gezeigt, dass in einzelnen Gesteinskomplexen die Trennfugen karstkorrosiv noch nicht geöffnet waren, während die Umgebung karsthydrographisch voll wegsam ist. Markierungsversuche haben eine derartige Situation auch vor dem Bau des Dießbach-Speichers im westlichen Steinernen Meer nachgewiesen, ansonsten wäre die Errichtung eines Stauraumes im Dießbachtal nicht möglich geworden (Brandecker u.a. 1965, Zötl 1974, 226). Ähnliche Verhältnisse sind für das Gebiet der Röt südöstlich des Obersees oder für den Schrainbach im Westen des Königssees anzunehmen. Tiefgreifende Glazialerosion hat offenbar die verkarsteten Gesteinspartien in Gebieten beseitigt, in denen die karsthydrographische Entwicklung im Vergleich zu Nachbarräumen nachhinkte. Nur knapp einen Kilometer südlich der Schrainbachmündung in den Königssee treten beispielsweise mit Schradelloch und Grünseebrunnen starke sublakustrische Karstquellen auf.

Vereinzelt können im Tiefen Karst, etwa am Rand von Karsttalungen, auch Schichtquellen auftreten; doch sind sie unergiebig und fallen gelegentlich trocken. Ihr Wasser verschwindet alsbald wieder in einer Karsthohlforn oder in einem Ponor. Dennoch sind sie wegen der Gerinnearmut auffällig, wie z.B. das Hamburger Brünnl und die Wunderquelle im Steinernen Meer oder das Mückenbrünnl am Untersberg.

Mit Ausnahme der salzburgischen Seite von Untersberg und Hagengebirge und dem Dießbachgebiet im Steinernen Meer sind die karsthydrologischen Verhältnisse der Berchtesgadener Alpen im Detail kaum bekannt. Angesichts der Bedeutung der Karstaquifere als große Grundwasserspeicher mit hoher Grundwasserneubildungsrate und starken, beständig schüttenden Quellen, die teilweise der Trinkwasserversorgung der Gemeinden dienen, ist das kaum verständlich. Um die unterschiedlichen karsthydrologischen Systeme zu erkennen, wären sorgfältige und engräumige Untersuchungen notwendig (Markierungsversuche, Grundwasserstands- und Abflussmengen)

Im Untersberg haben Markierungsversuche, die bereits 1967 und 1968 durchgeführt wurden, den Hauptabfluss des Karstwassers in der Fürstenbrunner Quelle nachgewiesen. Sie tritt wegen der stauenden Schürze aus undurchlässigen Schichten der Oberkreide und des Eozän



Dießbachstausee gegen Großen Hundstod.

(Mergelstein) über der rezenten Vorflut in 595 m NN aus und weist Schüttungen von 50 l / s im Minimum und mehrere m³ / s im Maximum auf. Im Verbreitungsgebiet des Ramsau- und karnisch-norischen Dolomites im Süden und Osten dieses Gebirgsstockes ist ein Fluviokarst entwickelt, der über zahlreiche Kleinquellen zur Berchtesgadener Ache entwässert. Ausführlich sind die karsthydrographischen Verhältnisse des Untersberges von Haschke-Knapczyk (1989) dargestellt worden.

Die Hauptentwässerung der Gruppe des Hohen Göll erfolgt über den Gollinger Wasserfall (Schwarzbachfall), der enorme Schüttungsschwankungen zwischen 30 l / s und 17 m³ / s (8. Sept. 1978) aufweist. Darin wird der starke Einfluss kurzfristigen Karstwasserangebots aus der vadosen Zone deutlich und ist nicht zuletzt auf die außerordentlich tiefen Schachthöhlen dieses Kalkstockes zurückzuführen. Nach Markierungsversuchen greift das unterirdische Einzugsgebiet bis in die Umgänge auf bayerischer Seite zurück. Von dort wird offenbar auch die Schönbachquelle im Bluntautal (Schüttung zwischen 20 und 500 l / s) mitversorgt. Eine Reihe weiterer Quellen sind ohne Bedeutung. An der Nord- und Westabdachung der Göll-Gruppe ist ein Halbkarst entwickelt. Die perennierenden Bäche dieser Lagen entspringen den teilweise recht mächtigen Moränen- und Hangschuttdecken. Inwieweit bei ihnen Karstwasser beteiligt ist, wurde bisher nicht geprüft; für den Höllgraben, dessen Ursprung in der Scharitzkehl liegt, ist es mit Sicherheit anzunehmen.

Im Hagengebirge liegen die Karstriesenquellen am Nordrand im Bluntautal. Die Quelle der Schwarzen Torren im Talgrund in 520 m NN schüttet zwischen 200 und 500 l / s. Sie wird bei Hochwasserereignissen durch die Weiße Torren in 650 m NN unterstützt, die bis zu 10.000 l / s auswerfen kann. Nur bei extremsten Karstwasserangebot springt auch der Bluntalfall in 810 m NN an. Daneben tritt das Karstaquifer des Hagengebirges auch unmittelbar in das Porenaquifer der 70 bis 90 m mächtigen pleistozänen Talfüllung des glazial übertieften Bluntautales über. Weniger ergiebige Quellengruppen liegen am Ostfluss des Hagengebirges im Salzachtal bei Sulzau und Steinwänd. An der Südabdachung sind nur seltene und eher unbedeutende kleine Karstquellen zu verzeichnen.

Auch am Hochkönig liegen die wichtigen großen Karstwasseraustritte im Norden: die Schuttquellen des Wandbaches und in der Seichen. Die Quelle des Almbaches dürfte ihr Wasser aus dem östlichen Steinernen Meer beziehen. Aber weder für sie noch für die in einer verfestigten alten Schutthalde gelegene Quelle der Urschläu auf der Westseite des Hochkönig liegen Markierungsversuche vor. Das gilt auch für das gesamte Steinernes Meer mit Ausnahme des Dießbachgebietes. Allerdings ist der für dieses Gebiet postulierte Zusammenhang mit den Quellen des Wimbaches nahe Ramsau aus Gründen des Gebirgsbaus und der verwendeten Markierungsstoffe (Bärlappsporen) höchst zweifelhaft.

Für die anderen Kalkstöcke der Berchtesgadener Alpen existieren noch keine karsthydrologischen Untersuchungen. Für die Gruppe des Hochkaltes gilt, nach den Quellgruppen im Hirschbichklammgraben, dem Schwarzbrunn und den Gletscherquellen zu schließen, eine Entwässerung gegen NW bis N. Die rasche Reaktion der Gletscherquellen auf ergiebige Regenfälle und Schneeschmelze in höheren Lagen und der alsbaldige Schüttungsabfall deuten auf Alimentierung aus der vadosen Zone hin. Eine unmittelbare Verbindung zum Blaueis (daher im Volksmund Gletscherquellen) ist bisher nicht nachgewiesen und nach Schichtlagerung und Klufnetz auch wenig wahrscheinlich.

Dagegen steht das Karstaquifer des Hochkaltes sicher mit dem Porenaquifer der Verschüttungsmassen im Klausbachtal in direktem Kontakt. Das geht auch bei Trockenfallen des Klausbaches in recht trockenen Sommern aus den Pegelmessungen am Ausfluss des Hintersees hervor.

Die Hauptentwässerung der Reiter Alm erfolgt über die Quelle des Schwarzbaches, hinter deren Schüttung alle anderen Quellen weit zurückstehen. Das Lattengebirge stellt insofern einen Sonderfall dar, als mit dem Rötelsbachsystem ein großer Teil oberirdisch entwässert wird. Bedingt ist das durch die flächenhafte Verbreitung von Gosausedimenten (vorwiegend Mergelstein). Auch die perennierenden Oberflächengerinne wie der Kematen-Weißbach im W des Steinernen Meeres, der Schapbach im NO des Watzmanns oder der Königsbach und Landtalgraben haben ihren Ursprung in unlöslichen oder kaum löslichen Gesteinen.

Die wenigen Seen im Karstgebiet (Seeleinsee und Laubseelein im Hagengebirge, Funten-, Grün-, Schwarzen- und Seehornsee sowie die Blaue Lache im Steinernen Meer) liegen in geschlossenen Hohlformen, die durch Feinmaterial (Moräne, Seekreide) abgedichtet wurden.

Im Verbreitungsgebiet der Dolomite ist der ober- und unterirdische Karstformenschatz und mit ihm die Karsthydrologie weitaus weniger entwickelt. Zwar wurden schon durch Lindner (1930) Karren und einige unbedeutende Höhlen bzw. Höhlenteile in Dolomit bekannt, doch überwiegend ist in diesem Gestein ein Fluviokarst mit zeitweilig oder auch ganzjährig wasserführenden Tälern entwickelt. Dem steht allerdings das bekannte Phänomen beachtlicher Karbonathärte von Quellen im Dolomit, die die von Quellen im Kalk deutlich übertreffen, gegenüber. Zahlreiche Vergleichsmessungen, die in den Jahren 1987–1991 durchgeführt wurden, bestätigen diese Tatsache auch für die Berchtesgadener Alpen. Der Grund dafür dürfte, wie in der Literatur bereits mehrfach erwähnt, darin liegen, dass zumindest in massigen Kalken mit ihrem relativ weitständigen Klufsystem und bereits gut entwickelten Karstwasserwegen verhältnismäßig wenig Angriffsfläche für die Kalklösung zur Verfügung steht und ein rascher Wasserdurchfluss stattfindet, wodurch die Reaktionszeiten erheblich verkürzt werden. Demgegenüber bietet das überaus fein-



Quelle des Schwarzbaches (Schwarzbachloch), der stärksten Karstquelle der Reiter Alm im Westen der Schwarzbachwacht.

maschigkataklastische Gefüge des Dolomits ausgedehnte Reaktionsflächen und setzt die Geschwindigkeit der Wasserzirkulation herab bzw. erhöht das Rückhaltevermögen des Gesteins außerordentlich, wodurch trotz deutlich geringerer Löslichkeit des Dolomits die Wasserhärte ansteigt (vgl. auch Stiny 1935).

4.7 Salz- und Gipskarst

Zur Ausbildung eines Karstformenschatzes ist es auch im Verbreitungsgebiet des oberpermischen Haselgebirges wegen des Gehaltes an leichtlöslichen Verbindungen gekommen. Im Vergleich mit dem Karbonatkarst ist er allerdings auf ein recht kleines Gebiet beschränkt (Abb. 12). Wie die Verhältnisse in den Salzlagerstätten Dürrnberg und Berchtesgaden zeigen (Kellerbauer 1996), besteht das unverwitterte Haselgebirge aus einer Wechselfolge von Kernsalzstreifen, Anhydritbrockenzügen und Sandsteinlagen inklusive Tonsteinbänken, die alle oftmals kräftige Störungen aufweisen. Salzfreie Gesteinspartien und nahezu reines Steinsalz, sogenannte Kernstriche, treten als Extrema auf. An der Oberfläche ist das Haselgebirge nur in Form des „Ausgelaugten“ anstehend, denn unter Einfluss der Verwitterung ist das „Salzgebirge“ in ein graues, graugrünes oder buntes, to-

nigmergeliges, stark wasserhaltiges und zu Hangbewegungen führendes Substrat, aus dem das Salz herausgelöst ist, umgewandelt.

Die Strukturen des Haselgebirges und die Gesteinsart beeinflussen maßgeblich Verbreitung und Gestalt oberirdischer Karstformen. In chloridischem Gestein (Steinsalz, NaCl) kommt es zu einer flächenhaften ionaren Lösung des Materials. Die Auslaugung des salzführenden Haselgebirges vollzieht sich trotz der leichten Löslichkeit des Halits an der Grenze zum bereits ausgelaugten Haselgebirge nur sehr langsam, da die tonigen Residualmassen des Haselgebirges, der Laist, eine recht geringe hydraulische Leitfähigkeit besitzt. Darüber hinaus führt die Plastizität des Haselgebirgestones zur sofortigen Schließung sich bildender Hohlräume. An der Oberfläche hat dies eine langsame, aber kontinuierliche Senkung und die Bildung flacher geschlossener Hohlformen zur Folge.

Anhydriteinlagerungen (CaSO_4) im Haselgebirge reagieren im Kontakt mit Wasser zu Gips, der ausgelaugt wird. Dolinenbildung ist die Folge dieses Suffosionsvorganges. Bei besonderer Durchlässigkeit des Untergrundes können lösungserfüllte, kavernenartige Hohlräume entstehen, die nach Form und Ausdehnung den Anhydriteinlagerungen im Haselgebirge entsprechen. Wie in

Karbonatgesteinen ist an der Erweiterung der Hohlräume ebenfalls Mischungskorrosion beteiligt. Ebenso wirkt in diesem Falle die Anwesenheit von Fremdionen (z.B. Chloridionen) in der Lösung beschleunigend auf die Umwandlung von Anhydrit zu Gips und auf die Gipsauslaugung. Bei Überschreiten der Standfestigkeit des ausgelaugten Materials kommt es im Zusammenbruch des Hohlraumes und über dem Verbrauch entsteht ein Erdfall.

Entsprechend der petrologischen und hydrologischen Voraussetzungen können demzufolge auf relativ engem Raum verschiedene Karstformen auftreten, deren Genese sowohl auf Gipsauslaugung als auch auf Salzlösung zurückzuführen ist. Im Gebiet von Oberschönau ist dies der Fall (Abb. 18). Neben flachen, kaum merklichen Senkungswannen von 10 bis 100 m Längsausdehnung kommen ausgeprägte Trichter bis zu 40 m Durchmesser und 8 m Tiefe und unregelmäßige Formen vom Charakter flacher Gräben oder gefällsarmer Rinnen vor. Besonders zahlreich sind sie östlich Renner, nördlich Storchchen, zwischen Simon und Kramer sowie zwischen Dick und Rest in Hinterschönau und nördlich der Ramsauer Ache im Osten des Gehöftes Vierrad verbreitet. Ihr Auf-

treten in fluvioglazialen und Terrassenschottern, in Moräne und überdeckendem Murschutt sowie die zunächst gebotene Interpretation refraktionsseismischer Profile durch die Geophysik, die von 50 m mächtiger Grundmoräne unter 20 m Schottern ausging (Interner Bericht des Geol. Landesamtes München vom 18.01.1980; Bader 1981), führte zur Deutung der Hohlformen als Toteisbildungen (Fischer 1988). Nach Uminterpretation der geophysikalischen Ergebnisse und nach Rammsondierungen (Risch 1993), ist nur noch von geringmächtiger Moräne unter Schottern bzw. Schutt auszugehen und damit muss diese Auffassung zugunsten der korrosiven Entwicklung korrigiert werden. Die Ansprache als Pinggen des Salzabbaus (Schöpfungsbau) in frühmittelalterlicher oder sogar keltischer Zeit beruht lediglich auf legendärer Übertiefung, stichhaltige Belege, etwa archäologische Funde oder Sondierungen, liegen nicht vor.

In einigen trichterförmigen Dolinen von Oberschönau/Hinterschönau sind in der Tiefe kleine Ponore ausgebildet, die auf anhaltende Lösungsprozesse hindeuten. Im Grünlandgebiet von Oberschönau kommt es immer wieder zur unverhofften, spontanen Bildung von

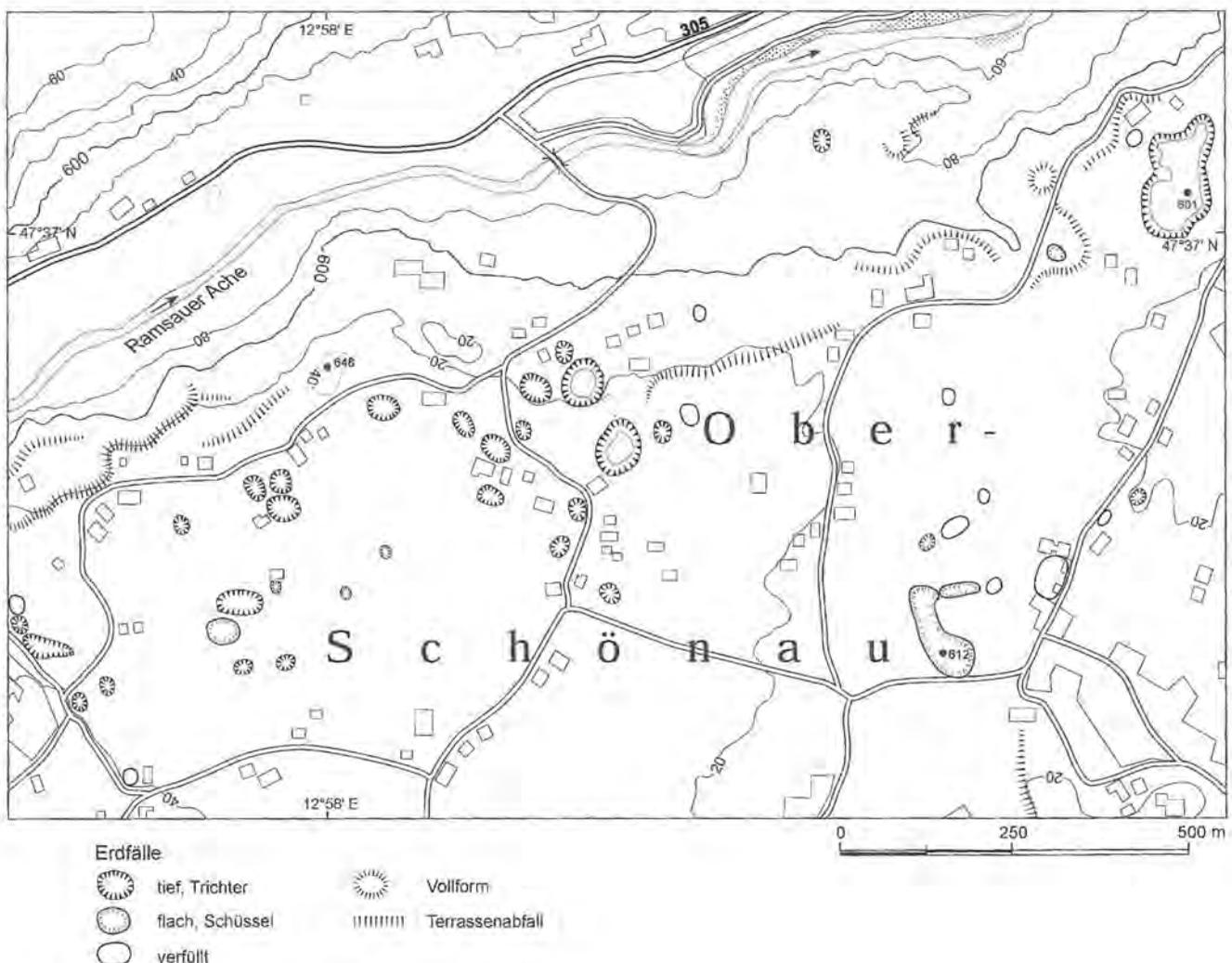


Abb. 18: Gips- und Salzkart in Oberschönau.



Nachsackungsdoline im Salz- und Gipskarst von Oberschönau. Im Hintergrund der Hochkalter.

kleinen Hohlformen, die aber wegen der daraus resultierenden Bewirtschaftungsschwierigkeiten und Verletzungsgefahr der Weidetiere alsbald wieder verfüllt werden. Überhaupt sind durch Verfüllung eine Anzahl von Hohlformen verschwunden, wie ein Vergleich der derzeitigen Situation mit den alten Positionsblättern 1:25.000 lehrt. Eine Quantifizierung ist leider nicht möglich, da diesbezüglich das alte Kartenwerk kartographisch nicht hinreichend exakt genug bearbeitet ist.

Formen des Salz- und Gipskarstes, speziell Dolinen, gibt es südlich vom Anwesen Hundsreit nahe des Bahnhofes Bischofswiesen, westlich und östlich des Wasserers an der Umfahrung der B 20 südlich Bischofswiesen, südwestlich des Aschauer Weihers und dieser selbst in seiner ursprünglichen Dimension (heute zusätzlich höher gestaut) sowie nördlich und nordöstlich des Hofes Oberreit in Stanggaß. Götzinger (1942, 153) deutete sie allerdings als Toteisformen, da sie alle in Grundmoräne liegen. Auch der ebenfalls durch Dammbau höher gestaute Böckelweiher und das Böckelmoos gehen auf Auslagung des Untergrundes zurück.

Rezent andauernde Suffosion wird durch Absenkungen der B 305 bei der Hebenstreitmühle nahe der Ramsauer

Ache und der B 20 im Ortsbereich von Berchtesgaden-Stanggaß (Einmündung Franz-Geiger-Str.) bestätigt. Im Zuge von Sanierungsmaßnahmen an der B 20 ergab sich im Herbst 1990 aufgrund von 20 Bohrungen für Großbohrpfähle folgende Schichtfolge: In 14 bis 20 m Tiefe unter dem Straßenniveau (623 m NN) steht Haselgebirge an. Über dem Gips lagert „Ausgelaugtes“, tonigschluffiger Laist von graublauer Farbe, von dem ein kräftiger H_2S -Geruch ausgeht. In dieses bis zu 9 m mächtige Material sind im oberen Teil ortsfremde kalkalpine und gelegentlich kristalline Komponenten eingebettet, die als Moränenanteile anzusprechen sind. Im Hangenden folgt eine Torflage mit zahlreichen Holzresten. Eine nichtkalibrierte ^{14}C -Datierung aus dem basalen Teil des Torfes, der immerhin die beachtliche Mächtigkeit von 11 m erreichen kann, ergab ein Alter von 9400 ± 85 Jahren vor heute²⁾, also dem Übergang vom Würm-Spätglazial zum Präboreal. Überlagert wird in 5 bis 8 m unter dem Straßenniveau die organische Lage wiederum von tonigschluffigem und graublau gefärbtem Material, das wohl als alte Straßenaufschüttung mit Lokalmaterial zu interpretieren sein dürfte, denn mit einer jüngeren Moränen- oder Solifluktsdecke ist in dieser Höhenlage (625 m) nicht zu rechnen. Aus jüngster Zeit stammt schließlich die mehrfach erneuerte kiesige Straßenschüttung.

²⁾ Die für die Altersbestimmung erforderliche Präparierung und Aufbereitung des Probenmaterials erfolgte im Radiokarbonlabor des Geographischen Institutes der Universität Zürich (GIUZ). Die anschließende Datierung wurde mittels AMS-Technik (accelerator mass spectrometry) auf dem Tandem-Beschleuniger des IMP (Institut für Mittelenergiephysik) der ETH-Hönggerberg durchgeführt.

Auf dem Dürrnberg sind Risse in Langhaus und Turm der 1596 bis 1618 errichteten Kirche Folge von Senkungs- und Bewegungsvorgängen des Baugrundes über Haselgebirge, die schon 1729 bis 1732 zu einer ersten Sanierung zwangen. Ob dieser Vorgang auch die Baufähigkeit alter Bauernhöfe verursacht hat, die dann von den Bergämtern in Berchtesgaden und Dürrnberg/Hallein aufgekauft und abgetragen wurden, ist nicht mit Sicherheit festzustellen (Blasilehen an der Salzberger Straße, Mäusellehen in Oberau, Lenzer-, Ottenbichl- und Grätzenlehen). In nur geringer Entfernung von Dürrnberg treten im Hahnrainwald/Oberau zwischen den Anwesen Neuhäusl und Pannlehen Dolinen auf. Eine aktuelle Weiterbildung konnte dort nicht beobachtet werden.

Zweifelsfrei ist jedoch die rezente Bildung von Dolinen bzw. Erdfällen in der würmzeitlichen Moränendecke in der Gemeinde Bayerisch Gmain östlich Bad Reichenhall (besonders im Kirchholz), in deren Liegendem Haselgebirge ansteht. Die Hohlformen erreichen hier Zehner von Metern im Durchmesser oder in ihrer Längsachse.

In Hanglage haben sich an den Grenzen von auslaugungsfähigem Haselgebirge zu klüftigen und damit gut durchlässigen Karbonaten besondere Entwicklungen vollzogen. So sind die unterkretazischen Oberalmer Kalksteine, die am Obersalzberg Richtung Dürreckstraße infolge Deckentektonik das Haselgebirge überlagern, wasserwegsam. Das hangabwärts anstehende, liegende Haselgebirge staut jedoch das Grundwasser in den klüftigen Kalken zurück, wodurch Lösungsprozesse an und in der Nähe der Gesteinsgrenze verstärkt wirksam sind. Nach Kellerbauer (1996) reicht die Auslaugung entlang dieser Grenze mehr als 300 m in die Tiefe. An der Oberfläche äußern sich die Lösungsvorgänge in Dolinenbildung im hier bereits ausgelaugten Haselgebirge und in der Entwicklung von Zerrspalten in den Oberalmer Schichten, was bis zur Ablösung und Abkippen starrer Gesteinspakete führen kann. Unmittelbar unterhalb des Lindewegs rund 1 km nordöstlich vom Hochlenzer sind derartige breite Zerrspalten entstanden.

5 Die eiszeitliche Vergletscherung der Berchtesgadener Alpen und ihr Formenschatz

5.1 Fern- und Lokalvergletscherung

Aufgrund der Höhe der Gebirgsgruppen und der ausgedehnten Hochplateaus als Nährgebiete entwickelte sich in den Berchtesgadener Alpen während der Vereisungszeiten des Pleistozäns eine beträchtliche Eigenvergletscherung. Sie wurde gerahmt von den Ferneismassen des Saalach- und des Salzachgletschers, deren Herkunftsgebiet im Wesentlichen die kristallinen Zentralalpen waren. Aus der Verbreitung erratischer Geschiebe und geomorphologischen Beobachtungen, etwa von

Schliffspuren, lässt sich ein Bild der Vergletscherung zumindest für die letzte Eiszeit, die Würmeiszeit, rekonstruieren (Abb.19). Allerdings erlauben die wenigen Erratikafunde und die spärlichen Gletscherschliffe in den höheren Lagen nur eine angenäherte Bestimmung der Eisstromhöhe und damit auch der vertikalen Eisausdehnung; sie repräsentieren eine Mindesthöhe. Gletscherschliffe sind durch die Verwitterung (Frostverwitterung, Kalklösung) nach dem Schmelzen des Eises vielfach unkenntlich geworden. Aus diesen Gründen trägt die Abb. 19 hypothetischen Charakter.

Während der Würm-Vereisung waren die Berchtesgadener Alpen einschließlich des Kernraumes um Berchtesgaden mit eigenbürtigem Eis erfüllt. Über die einzige mögliche Pforte für Ferneis, den Hirschbichl (1168 m) zwischen Steinernem Meer und Reiter Alm, gelangte kein Eis aus den Zentralalpen gegen NO. Jedenfalls deutet das vollständige Fehlen von zentralalpinen Erratika im Klausbachtal, das schon Gillitzer (1912, 187) feststellte, auf eine Blockade durch lokale Eismassen hin, oder es bewegte sich lediglich kalkalpines Eis aus dem Dießbach- und Weißbachtal, das sich seitlich an den Saalachgletscher angliederte, über den Pass. Diese Auffassung wird durch die Tatsache gestützt, dass im Weißbach- und Wildenbachtal nur lokales, teilweise recht mächtiges Moränenmaterial vorkommt, wie es schon Hahn (1913, 29) mitteilte. Überhaupt sind fremde Geschiebe an den Säumen des Gesamtgebietes nur spärlich verbreitet und zudem meist nur in relativ geringer Höhe anzutreffen. Beide Fakten machen deutlich, dass sich die Eismassen der einzelnen Gebirgsstöcke der Berchtesgadener Alpen zwischen die Steilränder dieser Berggruppen und die großen Ferneismassen im Saalach- und Salzachtal schoben und das Ferneis abdrängten. Darüberhinaus führten die beachtlichen Hangneigungen zum Abtrag von Moränendecken, also auch dem möglichen Fernmaterial.

Die höchstgelegenen zentralalpinen Erratika fand Goldberger (1950) am SW-Hang der Taghaube (2159 m), dem nach Süden vorgeschobenen Pfeiler des Hochkönigstockes, bei knapp 2000 m. Neue Funde im gleichen Gebiet bestätigen diese Angabe (Gamerith und Heuberger 1999). In diesem Raum dürfte der Eisscheitel zwischen Saalach- und Salzachgletscher gelegen haben und Eis aus den Zentralalpen unmittelbar von Süden an den Hochkönig herangetreten sein, da dessen Eis sich nahezu ausschließlich nach Norden und untergeordnet nach Osten bewegte und lediglich eine Hangvereisung nach Süden gerichtet war. Da die Kristallingeschiebe nur Mindestwerte der Eishöhe liefern, darf hier von einer Höhenlage der Gletscheroberfläche bei rund 2100 m ausgegangen werden, die sich westwärts zum „Pinzgauer Eissees“ (Brückner 1886, 15) auf 2000 m absenkte.

Auf der Südseite des Steinernen Meeres reichen Fremdgesschiebe bis maximal 1350 m empor (Leidlmair 1956, 38), doch lässt sich anhand von überschliffenen Felsen am Braghorn in 2050 m Höhe Eiseinwirkung feststellen und auf beiden Seiten der Hohlwege zwischen Stoßen

und Weißbach bei Lofer eine von 1900 m auf 1800 m absinkende Gletscheroberfläche fixieren, woraus sich eine Eismächtigkeit von 1200 m bis 1300 m ergibt. In diesem ausgeprägten Trogtalabschnitt mit breiter Aufschüttungstalsole ist zusätzlich mit bedeutender glazialer Eintiefung und Übertiefung zu rechnen. Weiter nördlich drängten aus dem Dießbach- und Weißbachtal vom Steinernen Meer größere Eismassen heraus, weshalb in Moränendecken bis 900 m herab nur Lokal-komponenten vorkommen. Rätsel gibt allerdings ein großer erratischer Block eines Quarzit-Konglomerates auf, der anlässlich eines geomorphologischen Praktikums im Sommer 1984 entdeckt wurde, und im Graben nördlich der Weggabel zur Litzlalm in knapp 1400 m Höhe liegt. Er dürfte sich nicht mehr in seiner ursprünglichen Position befinden, sondern hangabwärts gewandert sein.

Geglättete Partien an der Hiefel- und Alpawand an der Westseite der Reiter Alm lassen auf eine Oberfläche des Saalachgletschers bei Lofer in 1600 m Höhe schließen. Eismassen von der Reiter Alm drängten im Bereich des Donnersbachtals den Saalachgletscher wiederum westwärts zurück, wie das Auftreten von Fernmoräne erst unterhalb 800 m erkennen lässt. Bei Unken lag die Gletscherhöhe um 1400 m, Achberg (1316 m) und ebenso der Kienberg (1028 m) sowie der größte Teil des Müllnerberges befanden sich unter dem Eis. Am Müllnerberg (Rabensteinhorn, Müllnerhörndl) und am Ristfeuchthorn (1569 m) lässt sich die Gletscheroberfläche anhand zentralalpiner Geschiebe zu 1200 m bestimmen. In der Reichenhaller Weitung hatte sie eine Höhe um 1100 m und lag damit bereits vollständig im Zehrgebiet des Saalach-Salzachgletschers. Die größte Eismächtigkeit betrug hier rund 800 m, denn die Felssohle des Tales ist nach refraktionsseismischen Erkundungen (Bader 1981) mit spät- und postglazialen Sedimenten bis zu 150 m verschüttet.

Wesentlich schwieriger gestaltet sich die Rekonstruktion der Oberfläche des Salzachgletschers. Im Südosten des Hochkönigs ist von einer Höhe von ungefähr 2000 m auszugehen, die sich über Bischofshofen im Pongau auf etwa 1900 m absenkte. Vor dem Eintritt in das Engtal zwischen Hagen- und Tennengebirge scheint ein Rückstau gewirkt zu haben. Jedenfalls treten kristalline Erratika relativ nahe zum Hochkönig auf. Schon A. Penck (1909, 259) verzeichnete Fremdgeschiebe vom Weg zur Mitterfeldalm (1670 m). Von Goldberger (1950) wurden Stücke von Muskovitgneis, Schiefen und Quarz nahe der Ostpreußenhütte in 1500 m und weitere Erratika am Hang gegen das Blühnbachtal entlang des Fahrweges zur Blühnteggalm gefunden, die hier eine Überlegenheit des Ferneises gegenüber lokalen Eismassen dokumentieren.

Im Engtal selbst sind keine sicheren Spuren für die Gletscherhöhe auszumachen. Am Ampferriedl nördlich des Riffkopfes (2252 m) im Hagengebirge kann sie bei 1850 m vermutet werden und am Nordausgang bei 1700 m. Reliefbedingt ist in hohen Lagen nicht mit Fun-

den von Erratika zu rechnen. Nördlich des Hagengebirges drängten bedeutende Eismassen aus dem Bluntal das Ferneis ostwärts ab. Erst im Gebiet des Dürrnberges sind Funde zentralalpiner Geschiebe verzeichnet (Pichler 1963). Lokale Häufungen gibt es östlich des Anwesens Gmerk gegen Plaik um 980 m, bei Neuhäusl nördlich des Hahnrainkopfes bei 840 m und schließlich östlich Marktschellenberg nahe dem Götschenwirt bei 740 m NN. Schon 1907 berichtete E. Fugger von glazialen Geschieben am Zinkenkopf in fast 1200 m NN. Die Vorkommen beweisen, dass der Salzachgletscher nördlich des Zinkenkopfes den Berchtesgadener Gletscher gegen die Flanke des Untersberges drückte. Möglicherweise wurde der Zinkenkopf von geringmächtigem Eis des Salzachgletschers überfahren, während das Roßfeld (> 1500 m NN) bereits eine Eigenvergletscherung trug.

An der Nordabdachung des Untersberges sind wegen der Eigenvergletscherung dieses Gebirgsstockes zentralalpine Erratika erst in tieferer Position anzutreffen; am höchsten noch am Firmianrücken (Chloritschieferblöcke; E. Fugger 1907) bei 940 m NN. Im Westen des Untersberges fand E. Brückner (1886, 43) Geschiebe in 1050 m Höhe zwischen dem Anwesen Wolfsschwang und der Vierkaser-Alm (1590 m). Die Eishöhe von den hier vereinigten Eismassen des Saalach- und Salzachgletschers hat, wie schon A. Penck (1885) festhielt, am Nordsaum des Untersberges bei 1100 m gelegen.

Aus der Spärlichkeit erratischen Materials an den Außensäumen der Berchtesgadener Alpen im Allgemeinen, dem Fehlen in hohen Positionen und größerer Häufigkeit erst in Lagen unter 1000 m im Speziellen wird die Beteiligung dieses Gebirgsabschnittes am Aufbau von Saalach- und Salzachgletscher mit eigenem Eis erkennbar. Besonders beteiligt waren dabei, wie eingangs bereits erwähnt, die Plateaustöcke. Der Hochkönig trug eine Eiskappe, von der die Übergossene Alm heute nur eine schwache Vorstellung vermitteln kann. Goldberger (1950) schätzt die Mächtigkeit des pleistozänen Hochkönig-Gletschers nach Beobachtungen am Hochsailergrat auf 300 m. Für den Nordrand des Plateaus dürfte dieser Wert tatsächlich zutreffen.

Über „die Seichen“ und das Wasserkar gelangte der größte Teil des Plateaueises in das Blühnbachtal, kleinere Anteile bewegten sich über die Röt im Nordosten zum Imlautal und über das Ochsenkar nach Osten zum Höllental. Nach Süden gab der Plateaugletscher nur unbedeutende Eismassen ab, etwa über die Schrainbachscharte zwischen Großem und Kleinem Bratschenkopf (2852 und 2685 m).

Wesentlich ausgedehnter als das Eisschild des Hochkönigs war die Plateauvergletscherung des Steinernen Meeres, dessen Oberfläche am Südrand bei 2300 m und etwas darüber lag und nach überschliffenen Felsflächen zu schließen, nordwärts auf 2000 m zwischen Schneiber-Funtenseetauern und Teufelshörnern absank. Durch Selbhorngrat-Brunnsulzengrat-Grießkogel und Funtenseetauern wurde das Plateaueis in zwei un-

gleiche Teile getrennt. Der westliche Teil schickte sein Eis hauptsächlich über die Saugasse und das Schrainbachtal zur Königsseetalung, der östliche über die Röth ebenfalls in diese Talung. Das Eis des Platterachs im Westen gelangte über das Dießbachtal zum Saalachgletscher. Eine nennenswerte Eisbewegung von Ost nach West über die Dießbachscharte (Ingolstädter Haus, 2119 m) hat entgegen der Auffassung von Leidlmair (1956, 39) und Seefeldner (1961, 383) nicht stattgefunden. Nach den Felsformen beiderseits der Scharte zu urteilen, hat hier eine Eisscheide gelegen.

Wie am Hochkönig war auch im Steinernen Meer die Eisabgabe nach Süden gering. Überschiffene Flächen

am Sommerstein und in der Umgebung des Riemannhauses (2177 m) sowie an der Ostseite der Schönfeldspitze (2653 m) und der Westseite der Mannköpfe (2456 m) dokumentieren Eisbewegungen über Ramseider und Buchauer Scharte in Richtung auf den „Pinzgauer Eissee“. Überschiffene Flächen an den Einzelauftragungen lassen auch eine annähernde Bestimmung der wärmzeitlichen Eismächtigkeit auf dem Plateau zu; nahe des Südrandes lag sie bei einigen Zehnern bis hundert Meter, stieg im zentralen Plateau auf rund 200 m, um an den Auslässern nach Norden infolge der Konvergenzbewegung des Eises rasch auf 300 und mehr Meter zuzunehmen. Diese Werte sind für die Beurteilung der Wirksamkeit der Glazialerosion von Bedeutung.



⇒ Bewegungsrichtung der Ferngletscher → Bewegungsrichtung der Lokalgletscher

Abb. 19: Würmzeitliche Vergletscherung der Berchtesgadener Alpen.

Der Plateaugletscher der Reiter Alm gab sein Eis vornehmlich nach Westen über den Guggenbühl und das obere Donnersbachtal (Alpa-Alm) zum Saalachgletscher und nach Nordosten über das Wachterl (Wachterlsteig) ab. In geringerem Maße bewegte sich Eis über den Schrecksattel (1620 m) im Nordwesten und über die Troggasse des Baumgartens und die Eisbergscharte (1600 m) im Osten. Das Eis des Wagendröschl-Großkars ging im Gletscher des Klausbachtals auf. Die hochglaziale Eishöhe lässt sich in der Mitte des Plateaus bei 1800 m oder etwas darüber vermuten, eine genauere Fixierung anhand von Schlißspuren gelingt nicht. Immerhin ist im Zentrum der Reiter Alm mit einer Eismächtigkeit bis zu 300 m zu rechnen. Wegen der Wannenform des Plateaus ist im zentralen Teil (Reiter Trett) nur von geringer Bewegung des tieferen Eiskörpers auszugehen (sogenanntes Grundeis), denn sonst wären die wenig resistenten Gesteine der unteren und mittleren Gosau kaum erhalten geblieben (Abb. 14). Die Auffassung vertrat auch bereits Gillitzer (1912, 186).

Obwohl im Lattengebirge der Plateaucharakter nicht so klar hervortritt wie in den bereits erwähnten Karbonatstöcken, entwickelte sich in seinem Westteil (Lattengebirge i.e.S.) ebenfalls ein Plateaugletscher mit Auslass über das Rötelbachtal. Die Eigenständigkeit dieser Vergletscherung wurde bereits von Lebling (1912) festgestellt, denn im Gebiet von Moosen- und Dalsenalm im S, im Rötelbachtal und um die verschwundene Steinbergalm im Norden (östlich des Karkopfes) enthält Moräne ausschließlich lokale Komponenten. Der östliche Teil um Pfaffenbühl, Toten Mann und Götschenkopf lag dagegen unter Eis aus dem Klausbach- und Wimbachtal, also von Hochkalter- und Watzmanngruppe, wie aus der Moränenbedeckung gefolgert werden muss. Aus dieser Situation lässt sich für die Weitung um Berchtesgaden eine Gletscheroberfläche um 1300–1400 m NN folgern, das heißt, sie gehörte noch zum Nährgebiet des Salzach-Vorlandgletschers. Die Eismächtigkeit im Tal der Berchtesgadener Ache betrug 800 m.

Der Plateaugletscher des Untersberges sandte seine Eismassen nach Norden und Westen. Seine Mächtigkeit war wegen der relativ hohen Oberflächenneigung und der daraus folgenden größeren Bewegungsgeschwindigkeit wohl kaum über 100 m.

Die Eismassen vom Hagengebirgs-Plateau bewegten sich hauptsächlich zwischen der Rotwand (1869 m) und dem Tristkopf (2110 m) zur unteren Bluntau im Norden, während nach Süden zum Blühnbachtal mehrere kleine Gletscher über die Sulzenkarhöh, die Ochsenkarhöh, die Tiefenbachtalung und zwischen Hochgeschirr und Riffkopf hinunterführten. Zum Königsseegletscher waren die Eisbewegungen vom Eisgraben, der Schreck, der Labseeleingasse, des Bärensunk und der Schlumscharte gerichtet. Die im NW des Hagengebirges aufragenden Gipfel Schneibstein (2271 m), Reinersberg (2171 m), Weitschartenkopf (2211 m) und Fagstein (2164 m) entwickelten eine vom Plateau unabhängige

Vergletscherung. Die Eismächtigkeit hat über den zentralen Aufragungen des Hagengebirges, der Lengtalschneid (2227 m), den Paradeisköpfen (2169 m) oder den Kragenköpfen (2174 m, 2131 m) wohl kaum 100 m erreicht, in den hauptsächlichen Bewegungsbahnen wie dem Wassertal-Seealm-Zug oder der Vorderschlum hat sie dagegen eine Zunahme auf 300 m und mehr erfahren.

Während älterer Vereisungen scheint das Verhältnis von Fern- und Eigenvergletscherung im nördlichen Teil der Berchtesgadener Alpen ein anderes gewesen zu sein. Im östlichen Lattengebirge (Gebiet Gsengschneid-Pfaffenbühl-Toten Mann), an der Kneifelspitze (1189 m) nördlich Berchtesgaden und in der Tristramschlucht westlich des Ortes enthält die Moräne kristalline Geschiebe. In den beiden erstgenannten Gebieten lässt sich eine Einstufung als ältere Moräne nicht erbringen. Bemerkenswert ist aber eine Tatsache, auf die bereits Lebling (1912) hinwies, dass nämlich kristallinhaltige, relativ lockere Moräne im östlichen Lattengebirge vornehmlich erst ab Höhenlagen um 1200 m verbreitet ist, während in tieferen Lagen dichte Moräne kalkalpiner Herkunft vorherrscht. Bemerkenswert ist allerdings ein großer erratischer Block aus Granit, den schon G. Göttinger (1942) erwähnt. Er liegt am markierten Wanderweg nordöstlich des Götschenkopfes in 1090 m Höhe. Die stark aus kristallinen Geschieben bestehende Moräne von Schwarzeck und vom Toten Mann führt Lebling auf Verwitterungsprozesse, insbesondere Lösung der kalkigen und mergeligen Komponenten, und auf Umlagerungsvorgänge zurück, durch die das Feinmaterial entfernt wurde. Damit verknüpft er die Annahme eines höheren Moränenalters.

Den Gehalt an kristallinen Geschieben in Moränen im Gebiet von Ettenberg und an den West- und Südhängen der Kneifelspitze im NNO von Berchtesgaden deutet Pichler (1963) als Aufarbeitung von Reißmoräne durch den würmzeitlichen Gletscher.

Dagegen wird rißzeitliches Alter für kristallinhaltige Moräne für die Tristramschlucht angenommen (Rieche 1965). Die unter moränenbedeckten Schottern lagernde Moräne ist stark verfestigt und enthält viel pelitisches Material. Neben den kantengerundeten Geschieben lokalen Ursprungs, die den Hauptanteil ausmachen, sind Gangquarze, Gneise, Quarzserizitschiefer von guter Rundung enthalten, die deshalb und aufgrund der Höhenlage auch aus dem Ramsauer Mühlstein (s.u.) abgeleitet werden könnten.

Jedenfalls ist am Eindringen von Ferneis im präwürmzeitlichen Abschnitt des Pleistozäns in die Weitung von Berchtesgaden nicht zu zweifeln; wann dies geschah, ob rißzeitlich oder bereits früher, ist nicht festlegbar. Als Pforte für diese Eismassen kommt allein die Hirschbichl-Talung in Frage. Der Auffassung Böses (1898), das Eis sei über die Schwarzbachwacht zwischen Reiter Alm und Lattengebirge eingedrungen, haben schon Penck (1909) und Rathjens (1939) widersprochen.

5.2 Der glaziale Formenschatz

Die bedeutende Eigenvergletscherung der Berchtesgadener Alpen hat regional zu einer kräftigen Überprägung des Formeninventars, aber auch zur Entwicklung neuer Formen geführt. So wurde als Besonderheit der Plateauvergletscherung bereits der flächenmäßig bedeutende Schichttreppen- und Schichtrippenkarst hervorgehoben, der weitaus mehr der Glazialerosion als der Verkarstung zuzuschreiben ist. Seine typische Ausbildung besitzt er in dickbankigen, kompakten und ruhig gelagerten, d.h. tektonisch nicht deformierten Kalken. Die durch Detraktion des bewegten Eises geschaffene Oberfläche ist weitgehend identisch mit Schichtflächen, denn die flachlagernden oder mäßig geneigten, gebankten Kalke waren der aushebenden Wirkung des Eises besonders an den Schichtfugen unterworfen. Das Herausbrechen aus dem Gesteinsverband erfolgte entlang von Klüften oder Kluffkarren, die mehr oder weniger senkrecht zu den Schichtfugen ausgebildet sind. Dadurch entstand eine gestufte Oberfläche, die treppenförmig bei annähernd söhligler Lagerung und rippenartig bei stärker geneigten Schichten gestaltet ist.

Weitaus unauffälliger sind, da die weiterhin wirksame Verkarstung eine glaziale Formenprägung verschleiert hat, die Rundhöckerlandschaften. Auch sie überziehen ebenfalls großflächig Teile der Hochplateaus. Einzig auf dem Hochplateau des Hochkönigs, das noch bis in das Postglazial zur Gänze einen Eismantel trug, treten Rund-

höcker viel stärker in das Gesichtsfeld als Karstformen. Die Gestaltung der Rundhöckerfluren hängt wie beim Schichttreppenkarst stark vom Großgefüge ab. Bei intensiv geklüftetem Gestein, etwa in Störungszonen, ist die Glazialerosion wesentlich wirkungsvoller gewesen als in kluffarmen Komplexen. Die Anordnung von Voll- und Hohlformen richtet sich in diesem Falle recht deutlich nach dem Verlauf von Klüften und Störungen. In kluffarmen Gestein bestimmt die Eisbewegung die Ausrichtung der Formen: Ihre Längsachsen sind dann parallel zur ehemaligen Bewegungsrichtung des Eises orientiert. Neben dem Hochkönig trägt der von Dachstein-Riffkalken aufgebaute Südtteil des Hagengebirges Rundhöckerfluren. Im Steinernen Meer sind die Areale von Rundhöckern wesentlich bescheidener. Sie treten im Gebiet der Schönflecken, des Himmelreiches, des Griebbachbirgs, des Hinterbirgs und der Hüttentalhöhe sowie am Simetsberg auf. Auf der Reiter Alm gibt es sie im Südwesten im Gebiet mit den höchsten Erhebungen und im zentralen Teil, dort allerdings wegen der Vegetationsbedeckung weniger augenfällig. Gleiches gilt für den Südtteil des Lattengebirges i.e.S. Am Hohen Göll sind Rundhöckerkomplexe nur in Teilen des Alptales ausgebildet und am Untersberg beschränken sich die nicht allzu klar ausgeprägten Rundhöcker auf Lagen über 1600 m NN.

Beide Landschaftstypen, Schichttreppen-/Schichtrippen- und Rundhöckerlandschaften, auf den Hochplateaus sind also unzweifelhaft das Ergebnis glazialer Abtragung. Doch das Ausmaß der Glazialerosion lässt sich



Schichttreppenkarst mit Wandkarren östlich des Rotwandl/Steinernes Meer.

im Zusammenhang mit ihrer Genese nicht genau ermitteln. Zwar ist erkennbar, dass diese Gebiete gegenüber wenig veränderten Altreliefresten tiefergelegt wurden und nun durch Steilhänge von ihnen getrennt werden, doch kann der relative Höhenunterschied zwischen der Oberfläche der Altreliefreste und der Rundhöcker- und Schichttreppenlandschaft nicht das Maß der glazialen Erosion sein (ähnlich auch Graf 1972, Stocker 1978). Nach diesem Prinzip der Bestimmung der Höhenunterschiede würden sich im Hagengebirge oder im Steinernen Meer Werte von bis 300 m für die Glazialerosion auf den Plateaus in den Vergletscherungszeiten des Pleistozäns ergeben. Unberücksichtigt bleiben dabei jedoch die reale Lage und Gestaltung der präglazialen Oberfläche, die schwierige Abschätzung des Anteils flächenhafter Korrosion an ihrer Tieferlegung in den eisfreien Zeiten des Pleistozäns und die ungleiche Erniedrigung der Landoberfläche durch die Glazialerosion. Diese reicht von nahezu konservierender Wirkung des Eises auf hochgelegenen Altreliefresten bis zu sehr bedeutenden Beträgen des Abtrages in bevorzugten Bewegungsbahnen, die bereits präglazial als Hohlformen (Talungen) existierten und das Eis in vorgezeichnete Bahnen wies. Darauf deuten Gebiete mit Resten von Augensteinsedimenten und mit zahlreichen Höhlen einerseits und Bereiche ohne solche Sedimente und Höhlensysteme (ausgenommen Schachthöhlen) andererseits hin. Im Hagengebirge und im Steinernen Meer ist diese Differenzierung am deutlichsten erkennbar.

In den Berggruppen mit Kettencharakter und an Einzelgipfeln, die die Plateaus überragen oder die an deren Rändern sitzen sowie an den Plateaurändern selbst entstanden Kare und karähnliche Formen. Sie sind aus Talschlüssen, Quellmulden oder Nivationsformen hervorgegangen. In der Gesamtschau sind die Berchtesgadener Alpen jedoch arm an Karen, die dem Lehrbuchideal nahe kommen. Flache oder sichtbar übertiefte Karböden gibt es kaum, vielmehr sind statt dessen mäßig bis steil geneigte Sohlen mit gleichsinnigem Gefälle ausgebildet (Wandnischenkare), die stufenlos nach unten in die Hänge übergehen. Dementsprechend fehlen Karschwellen am Ausgang der Hohlformen. Relativ häufig treten an die Stelle halbkreisförmiger Zirkusschlüsse, die von schroffen und hohen Karwänden gerahmt werden, stark gegliederte Formen mit Einbuchtungen (Nischen) und vorspringenden Felsbastionen. Einigen Karen am Rand der Plateaus fehlen auch die schroffen Rückwände. Sie erhielten Eiszufuhr vom Plateaugletscher, wodurch die Karrückwand glazial bearbeitet und erniedrigt wurde. Derartige Durchgangskare mit teilweise gestufter Sohle sind das Ochsenkar und das Egglaubenkar im östlichen Hochkönigstock oder das Kar östlich des Hochschirrs im südöstlichen Hagengebirge. Überwiegend weisen die Kare, gleich welcher Gestalt sie sind, als Zeichen ihrer Zerstörung durch die aktuelle Geomorphodynamik große Massen an Sturz- und Murschutt auf.



Eisüberschliffenes Karstgelände auf dem Platterach. Von nahe der Dießbachscharte nach Westen (Leonganger Steinberge).



Großer Hundstod (2594 m) als Karling, vom Großen Schneiber.

Einzelgipfel im Bereich der Plateaus, die über die Eisfläche aufragten, wurden durch die Anlage von Karen oder karartigen Nischen auf mehreren Seiten zu Karlingen umgestaltet. Das schönste Beispiel ist die Schönfeldspitze (2653 m) am Südrand des Steinernen Meeres. Auch weitere Gipfel in dieser Plateaugruppe können den Karlingen zugeordnet werden: Seehorn (2321 m), Großer Hundstod (2546 m), Funtenseetauern (2578 m), Griebkogel (2543 m), Großes Teufelshorn (2362 m) und Selbhorn (2654 m). Bei den anderen Plateaus konzentrieren sich die Kare auf die Ränder. Am Plateau-Ostrand des Hochkönigs sind unter den Karen besonders das Gams- und Eiskar recht gut ausgebildet. Beide besitzen sogar ansatzweise eine Karschwelle bei rund 2170 m NN. Im Südwesten tritt das Schneekar hervor, während auf der Südseite lediglich wenig tiefe Nischen – ausgenommen das große Birgkar – ausgebildet sind. Abgesehen von der Schneegrube westlich des Breithorns gilt dies ebenfalls für die Südseite des Steinernen Meeres, während im Osten zwischen Albriedlhorn und Brandhorn eine Karreihe eingearbeitet wurde.

Auch auf der Südseite des Hagengebirges sind mit Hunds-, Sulzen- und Ochsenkarl oder Sauwinkl und Langgrube südlich des Riffkopfes nur Andeutungen von Karbildungen vorhanden. Das trifft auch für das Wildkar im Nordosten des Riffkopfes zu, während das Tristkar als langgestreckte Hohlform deutlicher entwickelt ist. In einem kleinen Kar im Westen des Plateaus liegt das

Laubseelein (1787 m) und nördlich und südlich davon sind embryonale Karformen angedeutet.

Im Gegensatz dazu gliedern mehrere deutliche Kare die Südflanke der Reiter Alm zwischen Stadel- und Schottmalhorn: das große Kar östlich des Wagendrischlorns, das Kar zwischen Unterem und Oberem Plattelkopf, das Weg-, Feuer- und Beibkar. Auf der Ostseite des Plateaus ist eine karähnliche Form zwischen Bärenkareck und Übeleck entstanden und im Nordwesten liegt ein Kar östlich der Drei Brüder (1864 m). Schließlich existieren Kleinkare im Gebiet der Häuselhörner im Südwesten.

Im Göllstock ist mit dem Gamskar, einem Zwillingskar im Osten des Großen Archenkopfes (2391 m), der Karcharakter besonders kräftig entwickelt, während der Wilde Freithof im Osten und das Gutredkar zwischen Vorderem Freieck (2151 m) und Kleinem Göll (1753 m) diesen weit weniger aufweisen und noch weniger gilt das für das Großkar des Rauchfangs im Norden.

Am Watzmann fehlt dem Watzmannkar die Rückwand und die Watzmanngrube repräsentiert lediglich den Beginn einer Karentwicklung. In der Gruppe des Hochkaltes können die Hohlformen im Norden und Westen des Hinterberghorns (2493 m) als Kare mit steiler Sohle charakterisiert werden. Die Talschlüsse von Stein-, Ofen- und Blaueistal wären im Rahmen einer Typengliederung sogenannte Hochtalkare, jedoch kann bei Betrachtung



Das Birgkar, schwach ausgeprägte Glazialform am Südbabsturz des Hochkönigs.

der Gesamtform treffender von kurzen Trogtälern mit schönen Trogschlüssen gesprochen werden.

Im Lattengebirge ist mit dem Steinbergkar nordöstlich des Karkopfes (1738 m) eine einzige, wenig markante Karform entwickelt. Eine Hohlform, die an ein flaches Kar oder besser an eine Nivationsform erinnert, findet sich nordöstlich des Pfaffenbühl (1423 m) im östlichen Lattengebirge. Da die Eishöhe in diesem Gebiet während der beiden letzten Hochglaziale bei 1400 m lag, kann es in tieferer Position zu keiner Karbildung gekommen sein. Während der Stadialzeiten im Spätglazial sank die Schneegrenze nicht mehr unter 1450 m, so dass auch für diesem Zeitraum eine Karbildung ausgeschlossen werden kann. Damit ist eine glaziale Genese dieser Form auszuschließen.

Am Untersberg sind keinerlei Formen ausgebildet, die als typische Kare bezeichnet werden können. Das gilt für die Obere Rositten, aber auch für das „Sulzkar“ an der Nordabdachung. Dafür kann der Untersberg mit zwei spezifischen Formen glazialer Genese aufwarten: mit den glazialen Gassen oder Troggassen auf der Nordseite und mit Kurztrögen im Osten.

Die *glazialen Gassen* am Untersberg (Grüntal, Schoß, Klingertal, Großes und Kleines Wasserfalltal, Großes und Kleines Brunntal) sind die dominanten Glazialformen auf der Nordseite dieses Karbonatstockes. Sie setzen am Plateau bei etwa 1400 m an und ziehen nord-

wärts bis gegen 800 m herab. Als Charakteristikum besitzen sie ein breites, meist kastenförmiges Querprofil. Infolge von Eisschliff sind ihre gefällsreichen Sohlen geglättet oder von Rundhöckern besetzt. Erhöhte laterale Glazialerosion hat zur Bildung von Wänden zu beiden Seiten geführt (Abb. 20). Diese trogähnlichen Gassen müssen als Abzugsbahnen des Plateaeises interpretiert werden, in denen relativ viel Eis rasch bewegt wurde und infolgedessen eine intensive Erosion stattfand. Günstig oder sogar bedingend für ihre Entwicklung ist nach Stocker (1978) die Gleichsinnigkeit von Schichtfallen und Eisbewegung wie es für den Untersberg zutrifft. Wegen der Neigung des Plateaus nach Norden bewegte sich die Hauptmasse des Eises in dieser Richtung, in der auch die Dachstein- und Plassenkalkbänke einfallen.

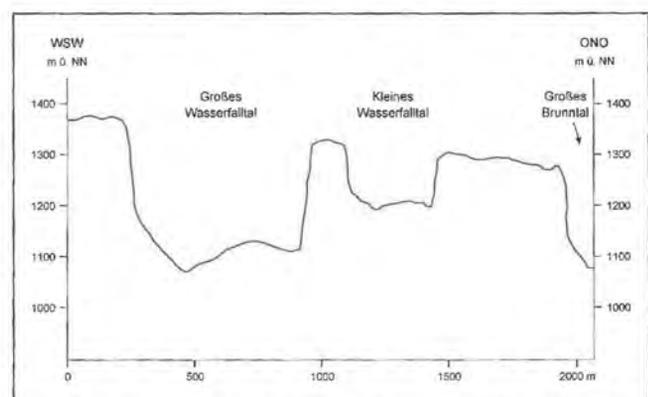


Abb. 20: Querprofile glazialer Gassen am Untersberg-Nordhang

Zwischen den glazialen Gassen sind Teile des ursprünglichen Hanges ohne starke Überprägung durch Glazialerosion erhalten geblieben (vgl. Abb. 20). Aus der Höhendifferenz zwischen diesen Hangresten und der Sohle der glazialen Gassen, die wegen fehlender Oberflächengerinne keine fluviale Umgestaltung erfahren haben, lässt sich ein Maß für die Glazialerosion in diesen Gassen auf der Nordabdachung des Untersberges gewinnen. Es liegt bei maximal 250 m, im Mittel um 100 m.

Nach dem Umfang ihrer Längserstreckung vermitteln die Kurztröge zwischen Kären und Trogtälern. Dabei handelt es sich in der Regel um hängende kurze Trogtäler, deren Abschluss das Halbrund einer Trogwand ist. Auf der Ostseite des Untersberges zählen das Weißbachtal, der Bach-, Kar- und Ludlgraben zu dieser Kategorie von Glazialformen. Ihre Anlage in dem überaus klüftigen Ramsaudolomit hat allerdings zu starken nachträglichen Formveränderungen geführt. In die Steilhänge der Tröge haben sich, wie es für den Dolomit typisch ist, eine Unzahl von Rinnen, Runsen und Gräben eingetieft. Die gefällsstarke Talböden sind von Kerben zerschnitten oder zu solchen von größerer Dimension umgestaltet worden.

Wesentlich klarer wird der Charakter eines Kurztroges am Beispiel der Scharitzkehl auf der Westseite des Hohen Göll mit ihren gewaltigen Wänden im Trogschluss. Wie bei Trogtälern, die eine Folge von Schwellen und übertieften Wannen aufweisen, ist nach refractionsseismischen Messungen (Bader 1981) die übertiefte Wanne der Scharitzkehl-alm in der südlichen Fortsetzung des Klausbichels an der Dürreckstraße durch eine Schwelle abgeschlossen (Abb. 21). Gegenüber dieser Schwelle

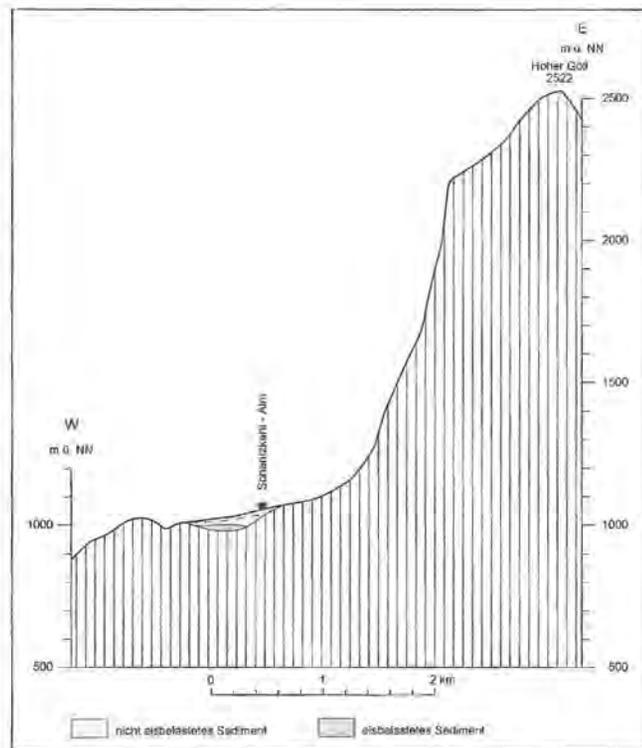


Abb. 21: Kurztrög der Scharitzkehl.

ist die Wanne um rund 150 m übertieft. Sie wurde vor der Meliorierung von einer teilweise sumpfigen oder anmoorigen Aufschüttungsfläche überdeckt, die, wie schon Gümbel (1894, 235) vermutete, wohl aus der Verlandung eines Sees hervorgegangen ist. Die Ergebnisse von Brunnenbohrungen im westlichen Teil der Wanne bestätigen diese Vermutung (Abb. 22). Zu den Kurztrögen sind auch das Stein-, Ofen- und Blauweistal am Hochkalter zu zählen.

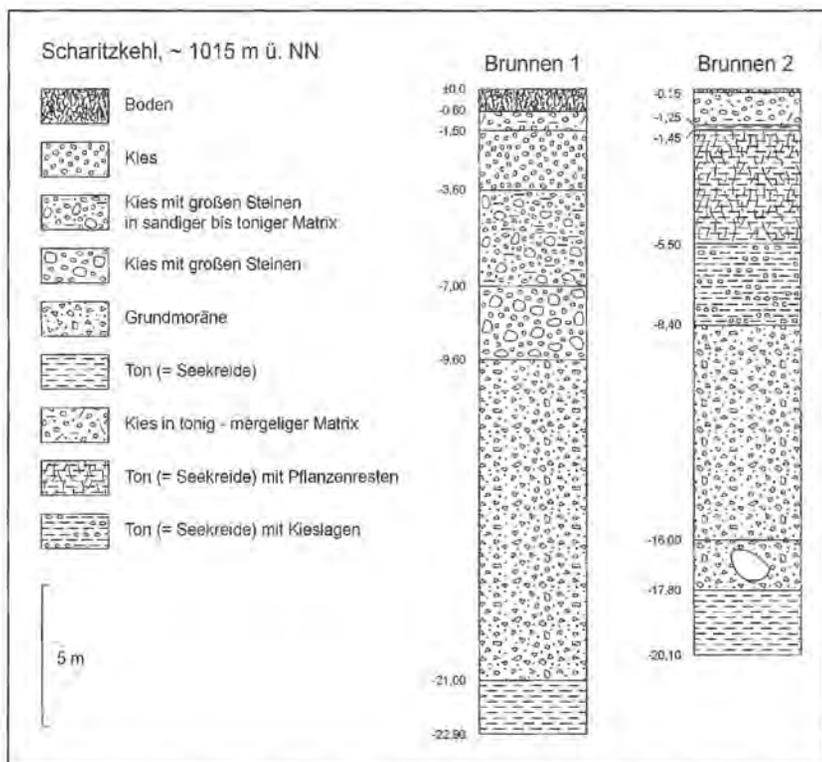


Abb. 22: Brunnenbohrungen in der Scharitzkehl



Kurtzrog der Scharitzkehl mit der 1000 m hohen Rückwand

Durch die glazialerosive Erweiterung benachbarter Kare wurden die trennenden Riedel oder Zwischenkarscheiden (Maull 1958, 386) verschmälert und zugeschärft. In einigen Fällen blieben nur noch Reste dieser Rücken oder Sporne als turmartige Felsformen erhalten. Sie werden nach dem Typusberg zwischen Ochsenkar und Eiskarl am Ostrand des Hochkönig-Plateaus als *Torsäulen* bezeichnet. Am Ausgang des über der Scharitzkehl hängenden Alptales ist das Pflughörndl (1920 m) eine derartige Torsäule. Ebenso kann die Hochsäul (2070 m) am Rande des Hagengebirgs-Plateaus gegen das Langtal im Westen als solche typisiert werden. Am Südrand des Steinernen Meeres ist der Sommerstein (2308 m) östlich der Ramseider Scharte zu erwähnen.

Auch auf dem Hochplateau des Steinernen Meeres wurden Altreliefreste in ähnlicher Weise allmählich reduziert. Erhalten blieben zwischen den Bewegungsbahnen von Eismassen zugeschärfte Gipfel wie das Schottmalhorn (2237 m), der Leiterkopf (2369 m) und der Wildalmrotenkopf (2515 m).

Die durch Eisschliff geglätteten Flanken der Torsäulen lassen in Annäherung eine Bestimmung der Höhenlage der Gletscheroberfläche und der Eismächtigkeit zu. Die Torsäule am Hochkönig besitzt, wie Goldberger (1950) bereits feststellte, Schlifffspuren bis fast zum Gipfel (2586 m). Daraus lässt sich unter Berücksichtigung

leicht muldenförmiger Gletscheroberflächen in den Bewegungsbahnen der Nährgebiete eine Gletschermächtigkeit von rund 300 m im Ochsenkar, das Eis vom Plateau aufnahm, ableiten. Auch das Schottmalhorn im Steinernen Meer überragte die Eisoberfläche nur wenig. Sie lag hier bei 2200 m, woraus sich eine Eisdicke von 200 m gegen den Eisgraben und von ungefähr 300 m über der Baumgartlhöhe ergibt. Die Gletscheroberfläche beiderseits des Leiterkopfes befand sich ebenfalls nahe des Gipfels bei 2350 m, die Eismächtigkeit betrug demnach 150 m. Am Wildalmrotenkopf kann die Eishöhe zu 2400 m angegeben werden. In der Steinigen Grube im Norden befand sich demzufolge Eis von 150 m Dicke, über der Salzstattgrube im Süden lagen dagegen etwa 350 m Eis.

Weitere Angaben über Eismächtigkeiten auf den Plateaus lassen sich aus dem Relief ableiten:

im Steinernen Meer	
um das Rotwandl	um 100 m
um Brandhorn/Toter Hund	300 m
im Hagengebirge	
Tantalköpfe-Roßfeld	200 m
Blühnbachkopf- Wildalbi	über 200 m
Kahlersberg-Hochplateau im NW	300 m
Hochsoienkopf und Schneibstein-Schlum	150–200 m

Die dominanten Bewegungsbahnen von Plateau eis zu den großen Tälern hinab erfuhren eine kräftige glaziale Ausgestaltung. Sie wurden eingetieft und teilweise trogförmig ausgestaltet. Die fälschlich dem Vorherrschen oder Überwiegen von Verkarstungsprozessen zugeschriebenen sogenannten Karstsacktäler erhielten mit Sicherheit erst durch die Glazialerosion ihre typischen Längs- und Querprofile durch Herausarbeitung von Wannen, Schwellen und Steilstufen sowie der trogförmigen Querschnitte. Dazu zählen die bereits genannten Talungen der Hinter- und Vorderschlum im Hagengebirge, Fischunkel-Obersee und Baumgartl-Funtensee-Saugasse sowie das Dießbachtal im Steinernen Meer.

Die großen altangelegten Täler wurden durch die Gletscherwirkung verbreitet und vertieft, insbesondere in den weniger resistenten Gesteinen. So verdankt die Weitung von Berchtesgaden ihre Gestaltung nicht zuletzt der Glazialerosion in den, insgesamt gesehen, wenig resistenten Gesteinen der Hallstätter Einheit und ihrem raschen horizontalen Wechsel. Ebenso sind, wie bereits skizziert, die Weitungen und Verengungen in den Tälern von Saalach und Salzach zumindest teilweise auf den Einfluss des petrographisch-tektonischen Rahmens zurückzuführen.

Wie in den Alpen allgemein ist eine typische Trogform der Täler auch in den Berchtesgadener Alpen nur auf relativ kurze Distanz entwickelt. Derartige Talstücke sind nahezu ausschließlich auf Gebiete des resistenten Dachsteinkalkes beschränkt, wie etwa das Saalachtal im Abschnitt der Hohlwege bis gegen Weißbach bei Lofen. Typische Trogform besitzen auch das Schwarz-



Hochkönig von Osten (Werfenweng) mit der Torsäule in der Bildmitte.



Das Pflughörndl (2047 m), Torsäule im Westen des Hohen Gölls.



Glazialer Trog der Talung Königssee - Fischunkel mit dem Obersee vom Wildtörl.

bachtal zwischen Reiter Alm und Lattengebirge, das Wimbachtal unterhalb des Wimbachschlosses, das Schrainbachtal, die Talung Fischunkel-Obersee-Königssee oder das untere Bluntautal.

Deutliche Unterschiede gibt es nach wie vor in der Einschätzung des Ausmaßes glazialer Erosion an der Formgestaltung der Täler, insbesondere bei der Tieferlegung der Talsohlen. So geht Leidlmair (1956, 54) für das Saalachtal lediglich von einer untergeordneten Rolle der Glazialerosion aus und schreibt die pleistozäne Taleintiefung zur Hauptsache der fluvialen Erosion in den Interglazialen zu. Allein aus der Talform ist jedoch auf eine abschnittsweise beträchtliche glaziale Ein- und sogar Übertiefung zu schließen, so etwa in den Hohlwegen und weiter talaus Richtung Paß Luftenstein, oder in der Weitung von Lofer, die in wenig resistenten Gesteinen im Nahtbereich von Reiter Alm-Decke und Hallstätter Einheit ausgebildet ist, oder in der Weitung von Unken bis südlich des Kniepasses an der Stirn der Berchtesgadener Schubmasse. Demgegenüber steht am Kniepaß in der Talsohle Dachsteinkalk an, in den sich die Saalach eingetieft hat. Als Ursache dieser Schwellenbildung wird die Divergenz der Eismassen in zwei Eisströme westlich und östlich des Achberges angenommen, doch muss auch die Resistenz des Dachsteinkalkes als Ursache genannt werden. Angaben zur Höhen- bzw. Tiefenlage der verschütteten Felssohle sind aus den erwähnten Abschnitten des Saalachtales bisher allerdings nicht bekannt geworden.

Im Rahmen der Planungen und Erkundungen für den Dießbachspeicher im gleichnamigen Tal östlich der Saalach wurde ebenfalls eine abschnittsweise Übertiefung festgestellt. Während im Bereich des heutigen Staudammes eine Felsschwelle existiert, ist das Gebiet der überfluteten ehemaligen Dießbachalm um rund 50 m übertieft. Dieser Übertiefungsabschnitt wurde mit Sanden, Kiesen, Schottern, Hangschutt, aber auch Seekreide aufgefüllt und galt vor der Überflutung als botanisches Paradies.

Das Talstück der Saalach von Unterjettenberg bis an den Alpenrand wurde refraktionsseismisch und geoelektrisch erkundet. Nach Bader (1981, 45) liegt die Felssohle zwischen Unterjettenberg und dem Saalach-Stausee bis zu 200 m unter der heutigen Talsohle und steigt südlich von Bad Reichenhall bis 40 m unter den rezenten Talboden an (Abb. 23). Das Übertiefungsbecken ist von Schottermassen erfüllt, die großenteils aufgrund höherer seismischer Geschwindigkeiten als sie im Normalfall in unverfestigten Sedimenten gemessen werden, als eisbelastet interpretiert werden. Da ein spätglazialer Gletschervorstoß diesen Talabschnitt nicht mehr erreichte, muss davon ausgegangen werden, dass die Kompaktation der Sedimente durch wärmzeitliche Eismassen hervorgerufen wurde. Damit rückt die Hauptmasse der Sedimentfüllung in das Riß-Würm-Interglazial. Gleichzeitig wird daraus deutlich, dass der wärmzeitliche Saalachgletscher kaum zu einer

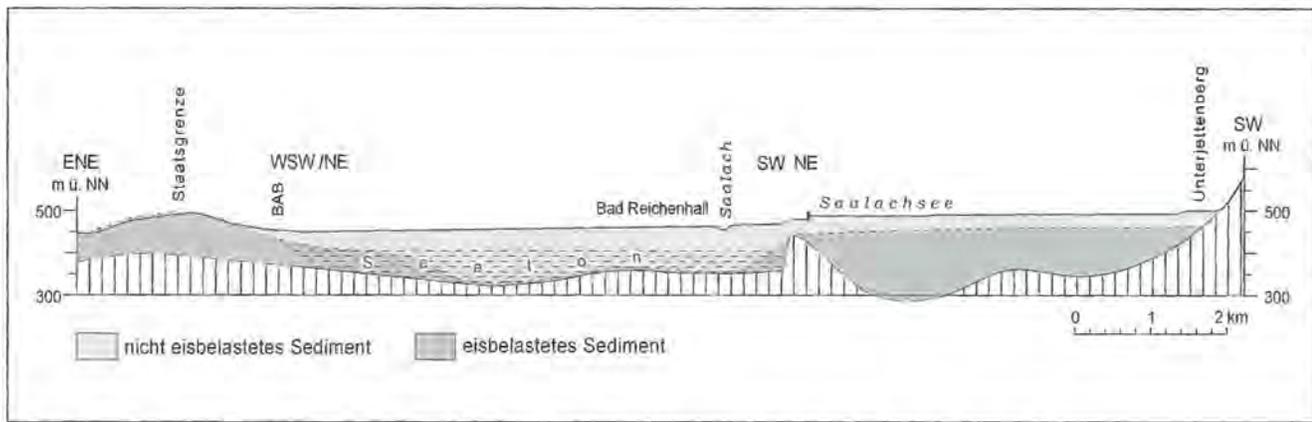


Abb. 23: Glaziale Übertiefung im unteren Saalachtal zwischen Unterjettenberg und dem Alpenvorland.

weiteren Ausarbeitung der Wanne befähigt war, die Übertiefung also der präwürmzeitlichen Vergletscherungen zuzuschreiben ist.

Nördlich der überdeckten Schwelle bei Bad Reichenhall folgt gegen Piding eine weitere Übertiefungswanne, die wohl teilweise in Haselgebirge, teilweise in Flysch angelegt wurde und bis zu 130 m unter die heutige Talsohle hinabreicht. Auch diese Übertiefungswanne, die im Nordosten von einer moränenüberdeckten Schwelle im Flysch abgeschlossen wird, ist mit Schottern im Hangenden und Seeton im Liegenden gefüllt. Die Sedimente sind hier ebenfalls zu großen Teilen als eisbelastet zu charakterisieren.

Auch im Salzachtal zwischen Bischofshofen und dem Paß Lueg besitzt die Felssohle ein ungleichsinniges Gefälle. Detaillierte Untersuchungen über ihren Verlauf liegen in diesem Talabschnitt noch nicht vor. Lediglich in den Salzachöfen ist die Salzach in Dachsteinkalk eingeschnitten, südlich davon fließt sie durchgehend in jungen und jüngsten Sedimenten. Talauflauf des Paß Lueg sind es zunächst Seetone, die bis 520 m NN, also fast 25 m über dem rezenten Salzachspiegel anstehen. Sie besitzen bei der Autobahnbrücke über die Salzach eine Mindestmächtigkeit von 50 m, womit gegenüber dem Paß Lueg eine schwache Übertiefung vorliegt. Diese dürfte sich auch weiter nach Süden fortsetzen.

In der Weitung von Hallein sind von nördlich des Ofenauer Berges bis gegen Salzburg die wenig resistenten Gesteine der Unterkreide und der Oberalmer Schichten (Jura) kräftig glazialerosiv ausgeräumt worden. Punktuell konnte die Lage der Felssohle durch Tiefbohrungen ermittelt werden: nahe der Mündung der Lammer in die Salzach bei Golling mit 161 m unter der jungen Aufschüttungstalsole, bei Vigaun mit 338 m und in Salzburg in der Kugelhofbohrung mit 261 m. Andere Bohrungen haben das Anstehende in erheblich geringerer Tiefe erreicht. Damit wird deutlich, dass im Untergrund ein bewegtes Relief mit einzelnen Rinnen vorliegen dürfte. Schon dieser Befund spricht gegen die Interpretation als Einbruchsbecken, wie es von Wähner (1903) oder Hoernes (1908) geschah. Demgegenüber

vertraten schon Penck/Brückner (1908) und in jüngerer Zeit Del Negro (1963) die glazialerosive Genese, während Machatscheck (1922), Pippin (1957) und Seefeldner (1961) eine vermittelnde Position bezogen. Nach den heutigen Kenntnissen über die Wirkung glazialer Ein- und Übertiefung ist dieser die Gestaltung der Halleiner Weitung zuzuordnen.

Das übertiefte Salzachtal dürfte im Abschnitt Paß Lueg-Salzburg ähnlich wie das Saalachtal bereits präwürmzeitlich angelegt worden sein. Nach der Bohrung von Vigaun lagern unter den nicht verfestigten spätglazialen Kiesen, Sanden und Brudertonen stärker verdichtete Sedimente bis hinab zum festen Anstehenden, in denen ältere pleistozäne Ablagerungen zu vermuten sind (van Husen in Plöching 1990, 35/36). In dieser großen übertiefen Talwanne wurden im Süden grobklastische fluvioglaziale Sedimente abgelagert, die im tieferen Untergrund nördlich von Golling mehr und mehr in Feinschotter übergehen. Schluffige bis tonige Sedimente, in rund 30 m Tiefe unter der Talsole zeigen schließlich ähnlich wie im äußeren Saalachtal die Existenz eines großen spätglazialen Sees an.

Auch das nördlich des Ofenauer Berges in das Salzachtal von Westen einmündende Bluntal ist durch die vornehmlich vom Hagengebirge kommenden Eismassen über 120 m unter die heutige Talsole eingetieft worden.

Aus dem Tal der Berchtesgadener Ache (einschließlich Ramsauer Achen- und Klausbachtal) liegen Erkenntnisse über die glaziale Übertiefung nur vom oberen Talabschnitt vor. Die geophysikalische Erkundung ergab im Klausbachtal einen Übertiefungsbetrag bis zu 150 m. Gegen Osten bzw. Nordosten des Hintersees wird diese Wanne von einer Schwelle, vermutlich aus Kalken und Dolomit, die von Moräne und Bergsturzmaterial bedeckt ist, abgeschlossen (Abb. 24). Gefüllt ist die Wanne mit Schottermassen, die im tieferen äußeren Teil offenbar eisbelastet sind. In trockenen Sommern versetzt mit der Absenkung des Grundwasserspiegels der Klausbach ab der Grundübelau vollständig in der Talfüllung und tritt erst am Hintersee wieder aus.

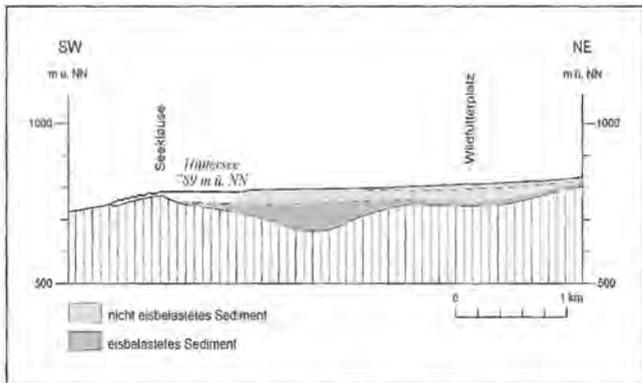


Abb. 24: Glaziale Übertiefung des Klausbachtals.

Im Mündungsgebiet des Wimbachtals in das Tal der Ramsauer Ache hat erstaunlicherweise nur eine unbedeutende Übertiefung des Felstalgrundes stattgefunden, obwohl hier beträchtliche Eismassen von Süden herandrängten und unter den geringmächtigen spät- bis postglazialen Schottern Haselgebirge ansteht³. An dieser Tatsache ändert sich auch dann kaum etwas, wenn die rund 30 m tiefe Preissenklamm als Bildung des Postglazials angesehen und statt ihr von einer Schwelle in den Karbonatgesteinen ausgegangen wird.

Dafür haben sich durch geoelektrische und refraktionsseismische Messungen in den südlichen Nebentälern des Ramsauer Achentales teilweise überraschende Übertiefungsbeträge ergeben. Eine Übertiefung liegt bereits im Tal der Eckaualm südlich Ramsau vor, durch

das sich Eis von der Hochalm nach Norden bewegte. Die Übertiefungswanne im Gebiet der Eckaualm ist durch 50 m mächtige, wohl wassererfüllte Schotter- und Schuttmassen verschüttet (Abb. 25 a). Eine ähnliche Situation besteht auch im Schapbachtal auf der Nordseite des Watzmannes. Oberhalb der Schapbach-Holzstube (1040 m) befindet sich eine Übertiefungswanne von einigen Dekametern Tiefe, die nach der Interpretation seismischer Geschwindigkeiten mit eisbelasteten Sedimenten gefüllt ist (Abb. 25 b).

Weniger übertieft als vielmehr glazialerosiv eingetieft ist das Wimbachtal (Abb. 26 und 27). Vom Talschluss am Trischübel aus taucht die Felsoberfläche relativ steil unter die mächtigen Schuttmassen des Wimbachgrieses unter und fällt in Stufen zum Ramsauer Achental ab. Eine oberste Stufe besteht zwischen der Wimbachgrieshütte und dem Mitterfleck mit einer relativen Höhe von etwa 300 m. Im Gebiet des Mitterflecks und weiter gegen den Schneelahnwald verläuft die Felssohle nahezu horizontal oder weist eine leichte Gegenläufigkeit, also Übertiefung auf. Eine nächste Stufe von 200 m relativer Höhe befindet sich im Abschnitt Schneelahnwald. Sie führt in eine Wanne hinab, die gegenüber der Schwelle an der Wimbachklamm um 40 m übertieft ist. An der Klamm setzt eine letzte, allerdings nur knapp 100 m hohe Stufe an, wodurch das Wimbachtal gegenüber dem Tal der Ramsauer Ache zum Hängetal wird.

Die Verschüttungsmassen des Wimbachgrieses erreichen im Mitterfleck eine Mächtigkeit von 300 m. Sie be-

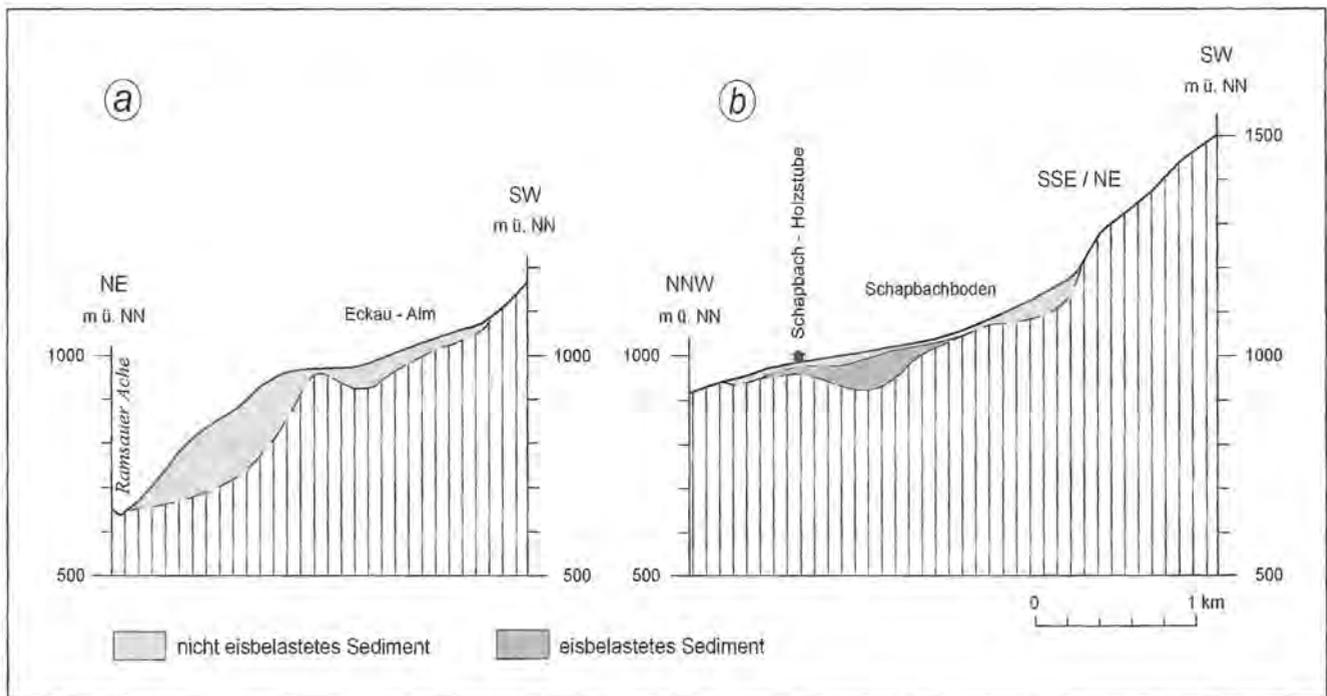


Abb. 25: Glaziale Übertiefung im Gebiet der Eckaualm und im Schapbachtal.

³ Die ältere Angabe von Bader (1981, 46), es handele sich hier um einige 10 m mächtigen eisbelasteten Schotter, wurde später vom gleichen Bearbeiter korrigiert (Bader in Risch 1993, 79). Hinsichtlich der Interpretation geophysikalischer Messwerte in jungpleistozänen Ablagerungen gibt es allerdings noch immer erhebliche Unsicherheiten und daher Fehldeutungen.

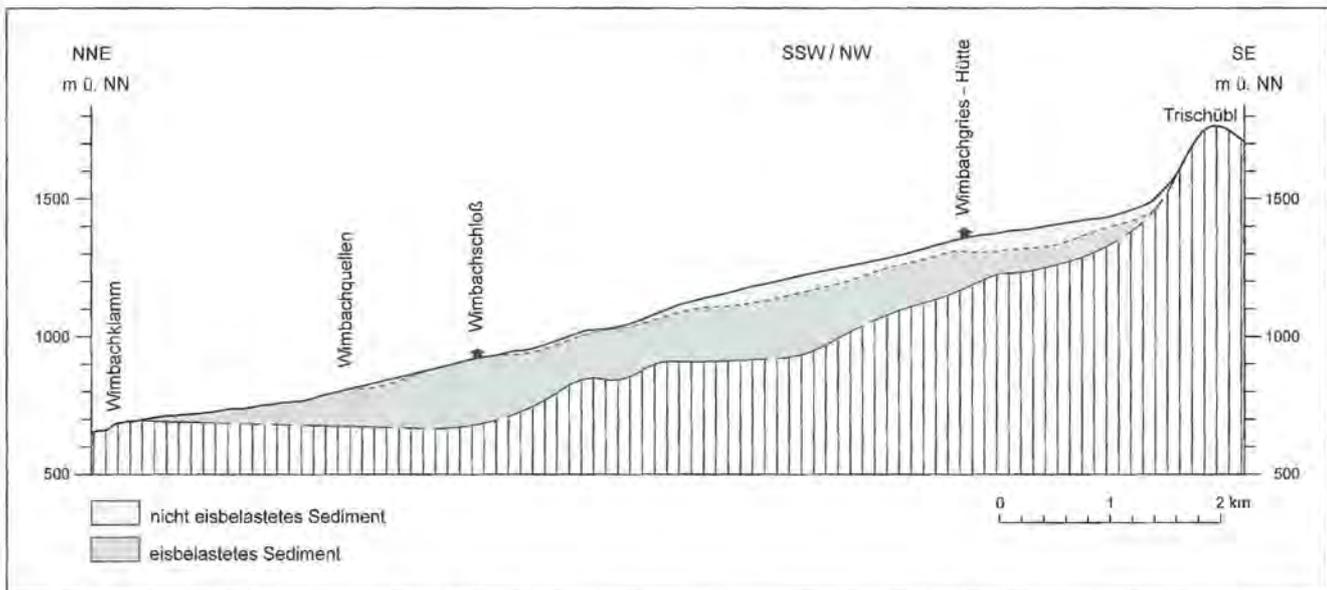


Abb. 26: Glaziale Übertiefung des Wimbachtals.

stehen nach den Ergebnissen der geophysikalischen Erkundung zu einem großen Teil aus eisbelastetem Gries, der wohl von Moräne unterlagert wird. Nicht eisbelastete Sedimente im Hangenden dieser Serie treten von den Wimbachquellen talauf mit zunehmender Mächtigkeit auf. Sie erreichen im Talschluss gegen 100 m Dicke (Abb. 26) und dürften zum größten Teil dem Spätglazial angehören. Der Verlauf der Felssohle zeigt, dass im Wimbachtal kein See existiert haben kann, der dem Königssee vergleichbar gewesen und von Schuttmassen vollständig zugefüllt worden wäre (Penck und Richter 1885, 252).

Im Gegensatz zum Wimbachtal ist die Talung Fischunkel-Obersee-Königssee beträchtlich übertieft. Dies geht schon aus der Tiefe des Königssees mit 180 m hervor. Refraktionsseismische und geoelektrische Messungen auf dem Schwemmkegel des Eisgrabens (St. Bartholomä), dem Gelände zwischen Königs- und Obersee und in der Fischunkel vermitteln ein genaueres Bild über den Verlauf der Felssohle (Abb. 28). So taucht von der Röt wand die Felsoberfläche steil nach Westen um 120 bis 150 m unter Schuttmassen unter. Eine weitere Stufe führt in die Wanne unter dem Obersee hinab und eine nächste

im Gebiet der Salletalm zur Wanne unter dem Königssee. Die Messergebnisse vom Eisgraben-Schwemmkegel ergaben eine Lage des Felsgrundes von 200 m unter der Kegeloberfläche, also bei 400 m NN. Der Kegel wird durchgehend von nichteisbelastetem Material aufgebaut und ist damit erst in den letzten 11.000 Jahren entstanden (Postgschnitz). Zwischen Königssee und Obersee liegt eisbelastetes Material von 150 m Mächtigkeit, das von Sturzblöcken und von jungen Kegelsedimenten bedeckt ist. In ihrer Gesamtheit stellt diese Sedimentmasse weder eine Stadialmoräne noch einen Bergsturz dar, wie F. Simony (1874), A. Penck (1885, 1909), L. Simon und A. Geistbeck (1925) annahmen.

Die mehrfache Deutung als junger, sogar historischer Bergsturz beruht darauf, dass kantige Blöcke dem Gelände aufgelagert sind, wie es schon Petzholdt (1843, 67) beschrieb. Die Jugendlichkeit dieser Sturzblöcke wird zweifellos richtig aus der Tatsache abgeleitet, dass auf diesen Sturzblöcken aus Dachsteinkalk noch keine Karrenbildung festzustellen ist (Haserodt 1965, 57). Es handelt sich um Sturzblöcke und Felsstürze aus der Nordwand des Halsköpfls (1719 m), die der älteren Schuttmasse auflagern. Ähnliche Verhältnisse

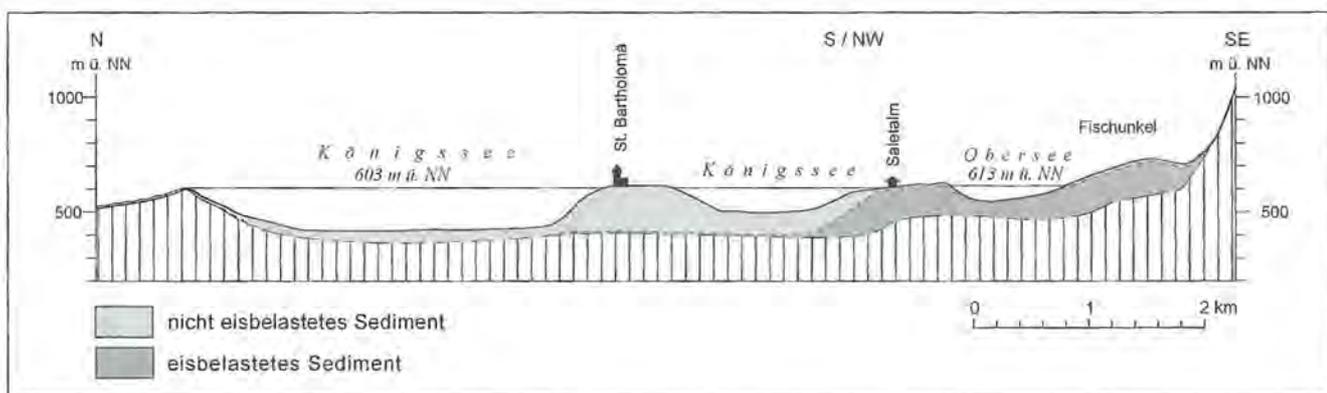


Abb. 28: Felsbecken von Königs- und Obersee.



Abb. 27: Karte der Lage der Felssohle im Wimbachgries 1:25.000. Kartengrundlage: Topographische Karte 1:25.000 Nationalpark Berchtesgaden. Wiedergabe mit Genehmigung des Bayerischen Landesvermessungsamtes München Nr. 5680/98.

wie zwischen Königs- und Obersee liegen auch in der Fischunkel vor, nämlich junge Kegelbildungen über eisbelastetem Material.

Übertiefung unbekanntem Ausmaßes und junge Verschüttung hat auch das Tal des Eisgrabens erfahren. Das Schmelzwasser der Firnmassen im unteren Hocheis und der Eiskapelle versetzt in trockenen Sommern vollständig in den Schuttmassen und tritt auf kurze Strecke wieder an der Felsschwelle aus Dachsteinkalk am Ausgang des Eisgrabens nahe St. Johann und Paul wieder zutage.

Wie festgestellt ist die Lage der Felssohle im Tal der Berchtesgadener Ache unterhalb von Berchtesgaden unbekannt. Lediglich am Hofbrauhaus Berchtesgaden wurde 1965 eine Bohrung niedergebracht, die 48 m unter der Talsohle (530 m) das Festgestein, „Schiefer“, Sand- und Tonstein, also vermutlich Werfener Schichten, erreichte.

Da sich aus der Weitung von Berchtesgaden Eismassen über die Talpässe Hallthurm und Schwarzbachwacht zum Saalachgletscher bewegten, wurden in diesen Gebieten ebenfalls geophysikalische Messungen zur Ermittlung der Tiefenlage des Felsgrundes ausgeführt. Während an der Schwarzbachwacht unter 70 bis 90 m mächtiger, wohl eisbelasteter Moräne, keine Übertiefung erkennbar ist, existiert südlich des Hallthurms eine geschlossene Hohlform, und zwar dort, wo die nordgerichtete Bewegung des Eises durch Untersberg und Lattengebirge stark eingeengt wurde. Gegen Süden und Südosten zur Weitung von Berchtesgaden ist die Wanne 80 m und gegen den Talpass von Hallthurms 130 m übertieft (Abb. 29). Nach der Interpretation der geophysikalischen Messergebnisse durch Bader (in Risch 1993, 75) hat in dieser Wanne ein spätglazialer See bestanden, in den von Süden Schotter eingefüllt wurden, während es im Norden zur Bildung mächtiger (bis 100 m) Seekreiden kam, die als Grundwasserhemmer wirken. Über diesen wird im Hallthürmer Moos auch heute noch ein episodischer See gestaut, wenn nach starken, langanhaltenden Regenfällen oder rascher Schneeschmelze die Karstquellhöhle Mausloch bei Pompoint als Entwässerer der Untersberg-Westseite anspringt.

Alle erwähnten Werte glazialer Übertiefung in den Berchtesgadener Alpen (Abb. 30) müssen als Mindest-

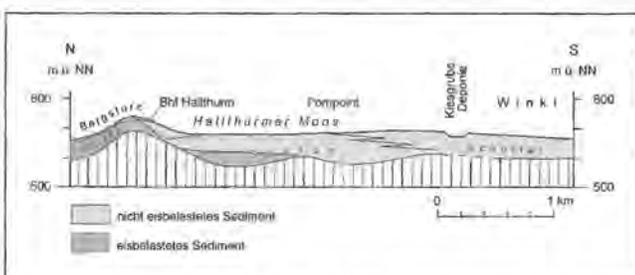


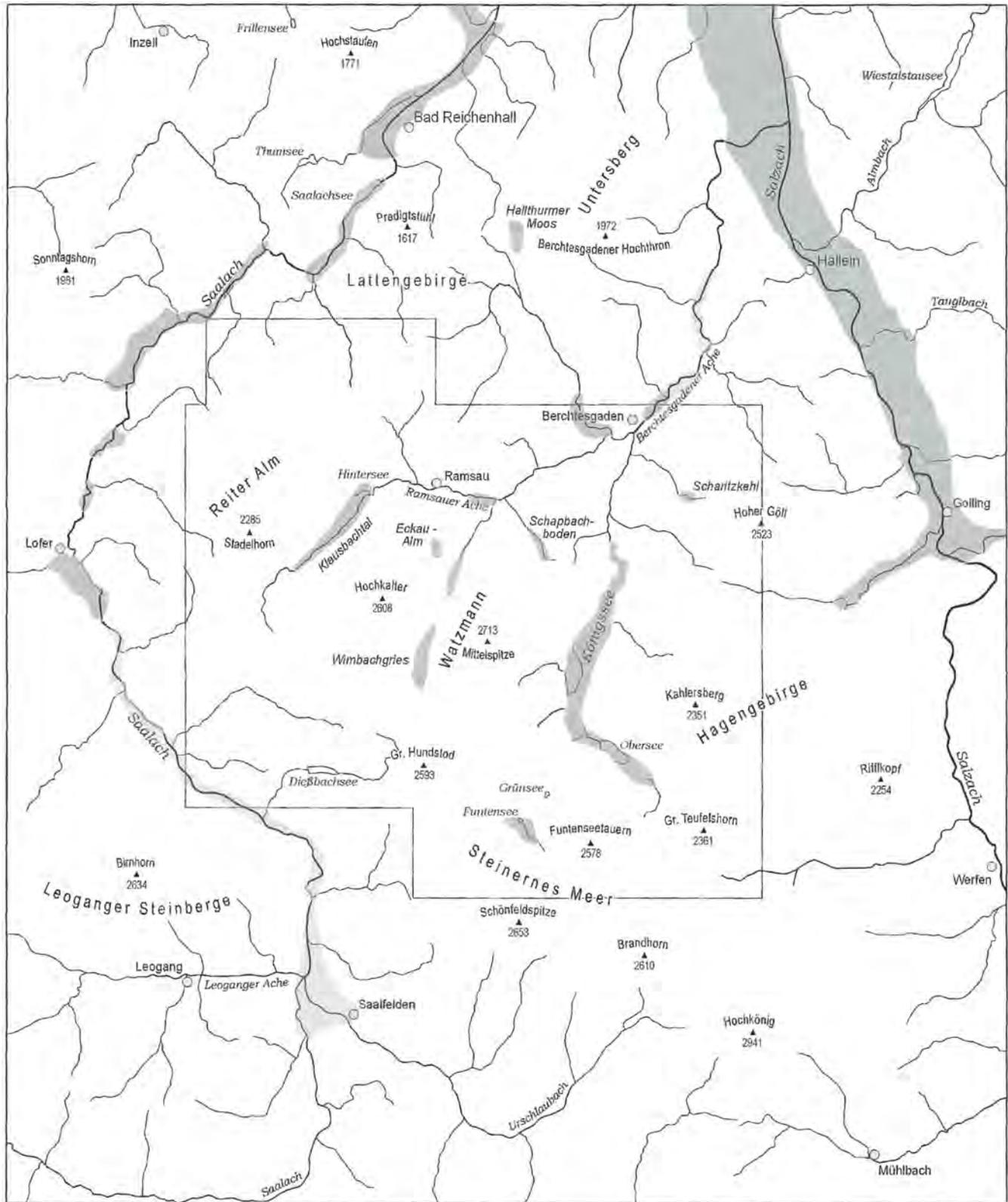
Abb. 29: Glaziale Übertiefung zwischen Hallthurm und Winkl.

werte betrachtet werden, da auch die talab gelegenen Schwellen um einen unbekanntem Betrag glazialerosiv erniedrigt wurden und bei Ermittlung der Übertiefung von einer horizontalen Fläche ausgegangen wird, die der Kulmination der Schwellen unterhalb einer Übertiefungsstrecke aufliegt. Das ehemalige Talbodengefälle bleibt also unberücksichtigt.

Das Gesamtausmaß glazialer Eintiefung lässt sich kaum ermitteln. Dies ist erstens auf die höchst unsichere Fixierung des unmittelbar präglazialen Talbodens zurückzuführen, denn die Anzahl von Talbodenresten, die ihm zugerechnet werden könnten, ist gering und zudem bestehen, wie dargelegt, erhebliche Unterschiede in der Einschätzung der Höhenlage dieses Talbodens in den verschiedenen Tälern. Zum zweiten haben gerade die geophysikalischen Messungen sehr wechselnde Höhen- oder Tiefenlage der Felssohlen, also das bekannte ungleichsinnige Gefälle glazial überprägter Täler verdeutlicht. Darüber hinaus ist, wie schon vielfach in der Literatur betont wurde, eine Trennung von glazialer Tieferlegung und interglazialer fluvialer Eintiefung nicht möglich.

Insgesamt zeigt sich am Beispiel der Berchtesgadener Alpen und der begrenzenden Täler von Saalach und Salzach, dass das Phänomen der glazialen Übertiefung ausgedehnter und beträchtlicher ist, als lange Zeit angenommen. Auch aus anderen Teilen der Alpen mehrten sich die Belege einer bemerkenswerten glazialen Übertiefung, die die bedeutende Rolle der glazialen Erosion bei der Talgestaltung unterstreicht.

Die Ursachen der Übertiefung von Felswannen und der Entwicklung von Felsschwellen in den Talläufen sind ein oft diskutiertes Thema der alpinen Geomorphologie. Zweifellos können enge Beziehungen von Gesteinsresistenz und Gesteinsklüftung zur Gestaltung der Täler, durch die sich große Eismassen bewegten, hergestellt werden, also speziell für die Quertäler von Saalach und Salzach. Hierbei spielen zweifellos die präglazialen Talformen mit ihren Engen und Weitungen eine gewichtige Rolle für die weitere Talformung durch Gletscher. Transfluenz respektive Diffluenz von Eismassen haben sicherlich auch Auswirkungen in Richtung einer Minderung der Erosionsleistungen gehabt. Dafür bietet die Zwillingsstaltung zwischen Reit an der Saalach und Bad Reichenhall Hinweise. In kräftiger Übertiefung kann sich dagegen die Konfluenz von Gletschern dokumentieren, wie in der Weitung von Lofer, wo zum Saalachgletscher beachtliche Eismassen von Westen aus dem Strubtal stießen oder am Zusammentritt von Salzach-, Lammer- und Bluntau-gletscher bei Golling. Erhöhte Geschwindigkeit von kalten Gletschern in Talengen vermag ebenso zu wirken. Schließlich wird als Ursache auch die Eismächtigkeit angeführt, die beispielsweise Bader (1981, 51) als wirksamste Größe für den Grundschurf der Gletscher ansieht, was jedoch bei Einbeziehung der Vorlandvergletscherung mit ihren übertieften Zungen- und Zweigbecken nicht abgesichert werden kann. Insgesamt lassen sich im Raum der Berchtesgadener Al-



Kartographie: T. Richtmann, 2002

- nachgewiesen glazial übertiefte Talabschnitte
- wahrscheinlich glazial übertiefte Talabschnitte
- Geomorphologische Karte des Nationalparks Berchtesgaden 1 : 25.000

Abb. 30: Glazial übertiefte Talabschnitte in den Berchtesgadener Alpen.

pen einschließlich Saalach- und Salzachtal für alle genannten möglichen Ursachen Beispiele anführen, in gleicher Weise gibt es aber auch Fälle, wo derartige Beziehungen nicht bestehen oder nachgewiesen werden können.

Eine relativ geringe Wirkung von Eismassen auf die Reliefumformung mag für die letzte Vereisung Gültigkeit haben, wie die teilweise mächtigen, eisbelasteten Sedimente zeigen. Dies gilt jedoch keinesfalls für die Eiszeiten insgesamt, wie schon die großen, mehrere hundert Meter übertieften Wannen in Tälern der Alpen und am Alpenrand dokumentieren. Auf jeden Fall hatten die älteren Vereisungen wesentlichen Anteil an der Ausgestaltung des Reliefs, insbesondere der Täler.

Ein weiteres Ergebnis beträchtlichen glazialen Tiefschurfs in den Haupttälern sind die hängenden Mündungen der Nebentäler, die heute meist von jungen Klammern oder Kerben zerschnitten sind. Ihre Anzahl in den Berchtesgadener Alpen ist beträchtlich. Neben dem Einzugsgebiet der Berchtesgadener Ache bietet wiederum das Saalachtal schöne Beispiele. Rechtsseitig (östlich) des Saalachtales sind es die hängenden Talmündungen von Dieß-, Weißen-, Wilden-, Schoberweiß-, Aschauer-, Schwarz- und Rötelbach mit ihren Kerbeinschnitten oder Klammern. In den Hängetalmündungen dieser Nebentäler sieht Leidlmair (1956, 55) im Gegensatz zur allgemeinen glazialmorphologischen Interpretation kein Ergebnis verstärkter glazialer Eintiefung des Haupttales, sondern nur das Resultat einer länger wirkenden („vorausgehenden“) fluvialen Eintiefung im Saalachtal während der kurzen Zeiträume des Wachstums und des Zurückschmelzens der pleistozänen Gletscher, als die Nebentäler noch oder bereits wieder von Lokalgletschern besetzt waren, die zudem wegen relativ geringer Eismasse nur mäßige Schurfwirkung besaßen. Wegen der Kürze der zur Verfügung stehenden Zeiträume von wenigen hundert Jahren und der daraus notwendiger Weise resultierenden Annahme gewaltiger fluvialer Eintiefungsbeträge von bis zu mehreren hundert Metern in den Haupttälern ist diese These jedoch unwahrscheinlich. Gerade das Phänomen der Übertiefung in den verschiedenen Talstücken des Saalachtales spricht gegen die Einschätzung Leidlmairs, der der glazialen Erosion nur geringe Wirkung zubilligt, der interglazialen fluvialen Eintiefung aber große Leistungsfähigkeit einräumt. Sie würde außerdem eine mehrfache Stadialvergletscherung jeweils bis zur Talstufe der Nebentäler gegenüber dem Haupttal voraussetzen, für die es keine Belege gibt und gegen die auch die ungleichen Höhen der Hängetalmündungen sprechen.

5.3 Das Riß-Würm-Interglazial

Die relativ geringe geomorphologische Wirkung der würmzeitlichen Vergletscherung bestätigen auch die ausgedehnten Reste präwürmzeitlicher Moränen und die interglazialen fluvialen und gravitativen Sedimente, die als Konglomerate und Brekzien überliefert sind.

5.3.1 Interglaziale Konglomerate

In der Weitung von Berchtesgaden und in der Ramsau existieren eine Reihe von Konglomerat-Vorkommen. Seit Albrecht Penck (1909, 360) sind die Konglomerate der „Tristramschlucht“, dem Kerbtal der unteren Bischofswiesener Ache, bekannt, die er allerdings damals seiner Achenschwankung zwischen Würmglazial und Bühlstadium zuordnete. In dieser Einordnung folgte ihm auch Lebling (1912, 73), während sie von späteren Bearbeitern (u.a. Wehrli 1928, 465, Rathjens 1939, 53, Rieche 1965, 65) in das Riß-Würm-Interglazial gestellt wurden. Maßgebend waren dafür einmal die Aufgabe von Achenschwankung und Bühlstadium durch Penck (1921) und zweitens die bemerkenswerte Verfestigung der Schotter. Dennoch darf diese altersmäßige Zuordnung nicht als voll gesichert gelten, denn die hangende Moräne kann sowohl dem Würm-Hochglazial als auch einem frühen Spätglazial angehören.

Diese Konglomerate, die bis nahe an den Bahnhof von Berchtesgaden reichen, lagern über einer stark verfestigten Moräne, die aus gelblichbraunem Mergel mit kleinen, aber deutlich gekritzten Geschieben kalkalpiner Herkunft, also aus Dachsteinkalken und -dolomiten, Hornsteinkalken, Fleckenkalken, Radiolariten, roten Liaskalken und Haselgebirgsfragmenten besteht. Gering sind die Anteile zentralalpiner, meist gut gerundeter Geschiebe wie Gneisen, Serizitschiefern oder Gangquarzen (Abb. 31).

Über dieser Moräne folgen bis zu 50 m mächtige, gut sortierte und verkittete Sedimente: Schotter mit Einschaltungen von Feinsand- bis Feinkieslagen und gelegentlich auch mergeligen Materials. Die Matrix besteht

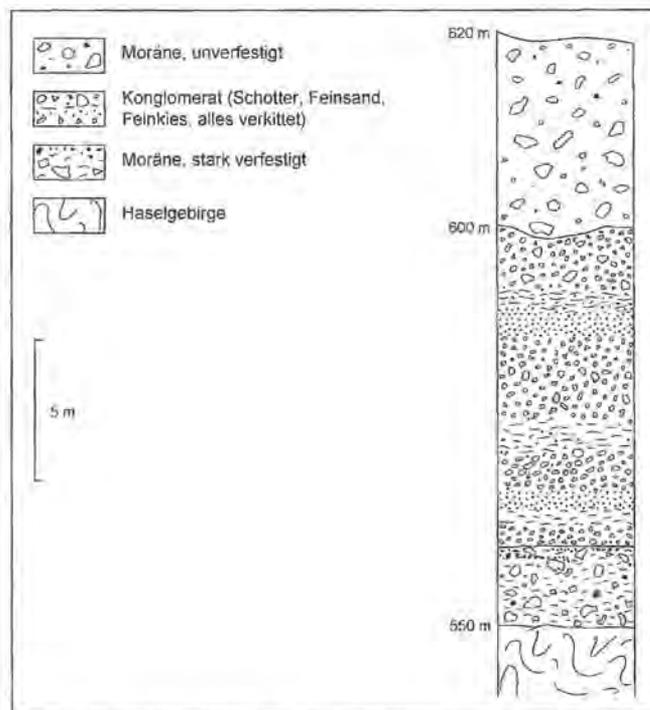


Abb. 31: Interglaziale Terrassenschotter in der „Tristramschlucht“ bei Berchtesgaden.

aus kalkigem Bindemittel. Die Geröllgröße kann 20 cm erreichen, im Mittel liegt sie bei 5 bis 10 cm, wobei bis zu 20 % der Gerölle zentralalpiner Herkunft sind. Das Konglomerat weist neben der guten Korngrößensortierung eine diskordante Parallelschichtung mit 20° bis 30° Nord- bis Nordwestfallen, also eine Deltaschichtung auf, deren Oberfläche bemerkenswert konstant bei 600 m NN liegt. Die Orientierung der Schüttung weist auf eine Abflussblockade bei Berchtesgaden hin, die möglicherweise durch Eis bedingt war. Damit korrespondiert das gelegentliche Auftreten von gekritzten Komponenten im Konglomerat, das auch Rieche (1965, 65) aufgefallen war. Demnach wäre das Konglomerat dem Riß-Spätglazial zuzuordnen. Über diesem, örtlich kleine Wände bildenden Konglomerat folgt eine unverfestigte Moräne lokaler Provenienz.

Inwieweit die ebenfalls als interglazial angesehenen Schotter nahe der B 20 südlich der Strubkasernen Äquivalente des Tristram-Konglomerats sind, lässt sich nicht sicher entscheiden. Jedenfalls enthält hier das Konglomerat, das insgesamt gröber als das der „Tristramschlucht“ ist, viele kantige Kalk- und sehr wenige Kristallinkomponenten. Der Charakter einer Deltaschüttung ist nicht oder nur undeutlich entwickelt und das Konglomerat liegt mit etwa 600 m NN höher als das an der Bischofswiesener Ache (550–600 m).

Kaum als altersgleich einzustufen sind im Gegensatz zu Lebling (1912, 72) Konglomeratvorkommen von Unterklapf, Hundsbreit und der Erbmühle an der Bischofswiesener Ache zwischen Bischofswiesen und Winkl. Diese wenig verfestigten, bis 15 m mächtigen Konglomerate werden zwar von Moräne überlagert, sind aber keine Äquivalente des Tristram-Konglomerates, da sie bis 680 m NN anstehen. Trotz der Moränenüberlagerung stellte sie Rathjens (1939, 54) in das Postglazial(l) während Rieche (1965, 66) eine Einordnung in das jüngere Riß-Würm-Interglazial vertritt. Mit NW-Fallen der Konglomeratbänke von 25° wird jedenfalls die Existenz eines ehemaligen Sees im mittleren Bischofswiesener Tal mit einer Spiegelhöhe bei mindestens 680 m erwiesen.

Auf der rechten (südlichen) Seite der Berchtesgadener Ache wurden von Kühnel (1929) und Pichler (1963) interglaziale Terrassenschotter beschrieben. Sie lagern wenig südlich der Straßenbrücke zum Obersalzberg unter dem Anwesen Unterherzogenberg, südwestlich des Salzbergwerkes, westlich Pfnür, bei Freimann, beiderseits der Mündung des Nesselalgrabens in die Ache zwischen Lippenbichl und Brochenberg und schließlich südlich der Tiefenbachmündung bei Reschen im Süden von Marktschellenberg. Im Salzbergwerk werden sie von einem Stollen auf 200 m Länge durchteuft.

In allen Fällen handelt es sich um verfestigte, grobe Schotter, die ein kalkiges Bindemittel besitzen. Die Korngrößen liegen allgemein bei 5 bis 10 cm Durchmesser, können aber auch 20 cm erreichen. An ihrer Zusammensetzung sind überwiegend kalkalpine Komponenten beteiligt, zentralalpine Gesteine können

20 % erreichen und stammen offensichtlich aus aufgearbeiteter Moräne. Ihre Lagerung ist fast sählig, mit leichter Neigung talab. Die maximale Mächtigkeit gibt Kühnel (1929, 492) mit 70 m beim Salzbergwerk an. Talabwärts nimmt ihre Mächtigkeit ab, an der Tiefenbachmündung bei Marktschellenberg beträgt sie nur noch 5 m. Bemerkenswert ist, dass alle Vorkommen nur wenig über der Berchtesgadener Ache liegen. Im Liegenden der Konglomerate steht am unteren Larosbach, also ebenfalls nahe des Talbodens, stark verfestigte Moräne an, die sich durch einen hohen Anteil zentralalpiner Geschiebe auszeichnet. Hinzu treten kalkalpine Erratika, die nicht aus dem engeren Raum um Berchtesgaden stammen können, insbesondere Sandsteine. Der Verwitterungsgrad der Geschiebe ist beträchtlich, woraus auf ein höheres Alter der Moräne geschlossen wird.

In allen erwähnten Lokalitäten werden die Konglomerate von jüngerer Moräne überlagert, die kaum verfestigt und nach ihrem Geschiebeinhalt lokaler Herkunft ist: Dachstein- und roter Liaskalk, Hallstätter Kalk, Dolomit, roter Radiolarit und dunkelrote Hornsteinkalke.

Insgesamt zeigen die Verhältnisse an der Berchtesgadener Ache ebenso wie die der „Tristramschlucht“, daß bereits im Riß-Würm-Interglazial und wohl schon im Rißglazial das Tal mindestens bis zu seiner heutigen sichtbaren Tiefe eingetieft war. Auch sonst dürfte das Würmeis um Berchtesgaden keine gravierenden Formveränderungen verursacht haben, wie weitere Beobachtungen am Larosbach und im Gebiet Mitterbach wahrscheinlich machen.

Am Larosbach lagern rechtsseitig bei Hofreit in 730 bis 770 m Höhe verfestigte Schotter, die lokaler Herkunft sind. Die Korngröße nimmt im Profil von unten nach oben von Sand zu Grobkies zu; eingelagert sind große, kantige Blöcke von Roßfeldschichten. Die Sedimente fallen leicht in nördlicher Richtung ein. Ähnliche Gegebenheiten sind auch von der linken Talseite festgehalten (Kühnel 1929, 491), nur dass um Unter- und dem verfallenen Oberthal im oberen Teil des Sedimentpaketes grobe Gerölle bis über 20 cm Längsachse vorkommen und diese Grobschotter mit 10° bis 15° nach Nordwesten einfallen. Überlagert werden die Schotter auf beiden Talseiten von unverfestigter Moräne. Eine ähnliche Situation liegt am Lettengraben zwischen 980 m und 1070 m vor. Diese Verhältnisse könnten auf eine Talverschüttung hindeuten, die im Tal der Ache immerhin gegen 200 m mächtig gewesen sein müsste. Am Larosbach besitzen die Schotter jedenfalls eine Mächtigkeit von 60 m.

Eine stark verfestigte Moränenüberkleidung mit einigen zentralalpinen Geschieben (Gneise, Granite, Serritzschiefer, Phyllite, Quarze) dehnt sich am Hang von Mitterbach im Südsüdosten von Berchtesgaden aus. Von den Anwesen Maurer und Hochlenzer über Kressen bis Schiedbichl in einer Höhenlage von 730 m bis 930 m sind immer wieder Ausbisse dieser Moräne anzutreffen, ebenso südwestlich Otten zwischen 620 und 750 m.

Kleinere Reste finden sich auch im Einzugsgebiet des Grubenbaches nahe der Dürreckstraße und östlich des Klingereckes an der Roßfeldstraße zwischen 1000 m und 1030 m NN. Hinzu treten nach Bolz (1967, 76) kleinere Vorkommen südlich des Klausbichls zwischen 1000 m und 1040 m NN. Ihre Einordnung in das Rißglazial durch Kühnel erfolgte aufgrund ihrer Verfestigung und ihres Gehaltes an zentralalpinen Gesteinen, die der Würmmoräne fehlen. Weder die interglaziale Abtragung noch das Würmeis waren demnach in der Lage die ältere Moräne zu beseitigen.

Bemerkenswert ist schließlich ein kleines fossilführendes Seeton- oder Mergelvorkommen am Larosbach an der Einmündung des Lackmühlbaches, das von Ganss (1953) und Pichler (1960) beschrieben und gedeutet wurde. In der Zugehörigkeit dieses Vorkommens zum Riß-Würm-Interglazial sind sich beide Autoren einig, denn der Mergel zeigt Anzeichen einer leichten Diagenese und schwache Faltung, beides Hinweise auf eine Eisbelastung. Hinzu kommen die Reste von Laub- und Nadelhölzern sowie Insektenteilen, die auf warmzeitliche Verhältnisse während der Ablagerung schließen lassen. Unterschiedliche Ansichten bestehen jedoch hinsichtlich der Entstehungsursachen. Während Ganss (1953, 345) eine 350 m mächtige Verschüttung des Berchtesgadener Achentales für möglich hält, nimmt Pichler (1960, 22) die Existenz eines kleinen Karsees an, in dem das Feinmaterial abgesetzt wurde.

Im Falle einer enormen Talverschüttung von 350 m Mächtigkeit müsste davon ausgegangen werden, dass der Gesamttraum der Berchtesgadener Alpen von ihr betroffen worden wäre und nicht nur ein lokales Phänomen vorliegt. Doch dafür finden sich weder im Einzugsgebiet der Berchtesgadener Ache noch im Salzach- oder Saalachtal Hinweise. Der Annahme Pichlers – Sedimentation in einem Karsee – widerspricht die geringe Höhenlage des Vorkommens in nur 870 m NN und das Fehlen einer karähnlichen Form. Einwandfrei lässt sich eine Ursache für die Seetonablagerung nicht ausmachen, vermutlich war es eine lokale Talverbauung, die zum Einstau des Larosbaches geführt hat und später wieder beseitigt wurde.

Aus dem Tal der Ramsauer Ache erwähnt Lebling (1912, 72) eine grobe „Nagelfluh“ bei Ilsank in etwa 600 m Höhe, die viel kantige Karbonatkomponenten und wenig Kristallanteile enthielt. Nähere Angaben über das Liegende und Hangende fehlen. Aufschlüsse in diesem Konglomerat waren bei den Geländebegehungen nicht aufzufinden.

Nördlich des Wartsteins (893 m) in der Ramsau, von Triebenbach im Westen bis über Semleiten im Osten hinaus, ist ein verfestigtes Sediment verbreitet, das als Hangschuttbrekzie (Barth 1966, 50) oder als Konglomerat (Siegwarth 1989, 65) eingestuft wird. Es enthält überwiegend kantigen Dachsteinkalk vom Reiter Alm-Typus und Juragesteinsfragmente, aber auch gut gerundete Anteile. Das Bindemittel ist kalkig. Die Ansprache als

Brekzie beruht neben dem hohen Gehalt an kantigen Psephiten auf der Schichtungslosigkeit, dem Fehlen einer typischen Einregelung und der geringen Korngrößenauslese. Die Überlagerung durch Moräne ist eindeutig, jedoch nicht das Alter dieser Moränendecke (Hochwürm oder frühes Spätglazial).

Nach wie vor gibt im Einzugsgebiet der Berchtesgadener Ache der Ramsauer Mühlstein, ein stark lithifiziertes Konglomerat, Rätsel um seine Genese und seine Altersstellung auf. Seit der ersten Erwähnung durch Hailer (1851) sind mehrfach Deutungsversuche unternommen worden, so von Penck (1885), Böse (1898), erneut Penck (1909), Lebling (1912), Wehrli (1928), Rathjens (1939), Barth (1966) oder Siegwarth (1989). Seinen Namen verdankt das Konglomerat der Tatsache, dass es in mehreren Steinbrüchen in der Ramsau gewonnen und wegen seiner erstaunlichen Lithifizierung zu Mühlsteinen, aber auch zu Säulen, Platten u.ä. verarbeitet werden konnte (Helm 1929, S. 271).

Das Konglomerat bildet auf der Südseite der Ramsauer Ache zwischen dem Anwesen Sommerau und der Wimbachmündung eine Hangstufe von rund 150 m Höhe (700–850 m NN). Auf der Nordseite ist die Kerbe des unteren Lattenbachtals bis zu 90 m in den Mühlstein eingetieft. Kleine Vorkommen gibt es zwischen Lattenbach und der Deutschen Alpenstraße nahe der Hindenburglinde (bei 840 m NN). Geringe Reste entdeckte Jurgan (1962, 29) unterhalb 650 m NN in Hinterschönau an den steilen Hängen zur Ramsauer Ache hinab und am Schapbach in 720 m Höhe. Der Ramsauer Mühlstein erweist sich also als Rest einer nahezu 200 m mächtigen Talverschüttung. Nach Auszählungen von Barth (1966) besteht er zu mehr als 50 % aus kristallinen Komponenten (Phyllite, Glimmerschiefer, Gneise, Hornblendenschiefer, Granatamphibolite, Tonalite u.a.). Hinzu kommen Quarze (7 % bis 15 %), Sandsteine (1 % bis 4 %) Kalke und Dolomite (zusammen zwischen 12 % und 40 %). Vereinzelt enthält das Konglomerat auch eckige bis kantengerundete Blöcke bis zu Metergröße von lokalem kalkalpinen Material aus der näheren Umgebung. Eingeschaltet sind fein- bis grobsandige Lagen. Die Matrix ist kalkigsandig.

Der Mühlstein besitzt durchwegs die Merkmale eines fluvialen Sedimentes. Mit Ausnahme der kalkalpinen Blöcke, die sicher aus der Nähe eingetragen wurden (Sturzmaterial), ist die Zurundung der Komponenten gut; sie wird allerdings von der Basis nach oben hin geringer. Hinzu kommen deutliche fluviale Strukturen: Schrägschichtung, gradierte Schichtung, parallele Schichtung oder diskordante Parallelschichtung. Gekritzte Geschiebe fehlen völlig. Die Einregelung der Gerölle und das leichte Einfallen der Konglomeratbänke gegen NO bis O weisen auf eine Schüttung aus westlicher Richtung hin. Die Herleitung des Mühlsteins aus dieser Richtung bereitet allerdings Schwierigkeiten, da mit dem Hirschbichl (1272 m) heute eine Barriere zur über 500 m tieferen rezenten Sohle des Saalachtals besteht.

Aus diesem Grunde und wegen der z.T. beachtlichen Größe der Kristallingerölle (bis > 30 cm Längsachse) geht Rathjens (1939) in Anlehnung an Lebling (1912) von einem Gletschertransport vom Saalachtal über den Hirschbichl bis in das Klausbachtal aus. Der zentralalpine Saalachgletscher soll bei einem längeren Halt mit einem Seitenarm bis zum Hirschbichl oder ein wenig weiter nach N gereicht haben und von dort hätten Schmelzwässer den Weitertransport des Materials besorgt. Für ein derartiges Stadial fehlen jegliche Belege. Außerdem ist es unwahrscheinlich, dass z.Zt. eines noch derart mächtigen Saalachgletschers mit einer Eishöhe von mindestens 1200 m am Hirschbichl der Raum um Berchtesgaden schon völlig eisfrei gewesen sein soll. Die Herkunft von einem Seitenzweig des Saalachgletschers nahm schon Böse (1898), allerdings von NW über die Schwarzbachwacht an, obwohl er auf das Fehlen von gekritzten Geschieben im Konglomerat besonders hinwies. Penck (1885, 237) deutete das Konglomerat zunächst „...als Saalachgerölle von sehr hohem Alter, entstanden unter abweichenden hydrographischen Verhältnissen“, die infolge von tektonischen Bewegungen zerstört wurden, und später (1909, 363) als fluvioglaziale Gerölle einer Eiszeit, was Lebling (1912) und Rathjens zu ihrer Deutung führte.

Das Alter des Ramsauer Mühlsteins ist ungeklärt. Eine Liegendmoräne konnte nicht festgestellt werden. Nahe der Lattenbachmündung in die Ache lagert das Konglomerat auf Werfener Schichten. An den Hängen des Steinberges im S der Ache wird es von meist stärker verfestigten Lokalschottern bzw. einer Hangbrekzie („Wimbachbrekzie“) überlagert, über denen wiederum Moräne, wohl der Würmvereisung, folgt. Wie am Lattenbach beobachtet werden kann, reicht das Konglomerat bis zum heutigen Talboden herab und setzt damit ein bereits tief eingeschnittenes Tal zur Zeit der Schotterablagung voraus.

Im Salzachquertal nördlich des Ofenauer Berges existieren mindestens zwei verschieden alte Konglomeratkomplexe. Der ältere, der dem Mindel-Riß-Interglazial zugeordnet wurde, aber auch älter sein kann, ist vornehmlich im Stadtgebiet von Salzburg als Mönchberg-nagelfluh und östlich der Salzach verbreitet. Dabei handelt es sich teilweise um Deltaschotter, die in einen großen See sedimentiert wurden, den Penck (1909, 163) als „Salzburger See“ bezeichnete. Diesen Konglomeraten werden die moränenbedeckten horizontal geschichteten Vorkommen des Adneter Riedls und des südöstlich anschließenden Riedls im Osten von Hallein zuge-

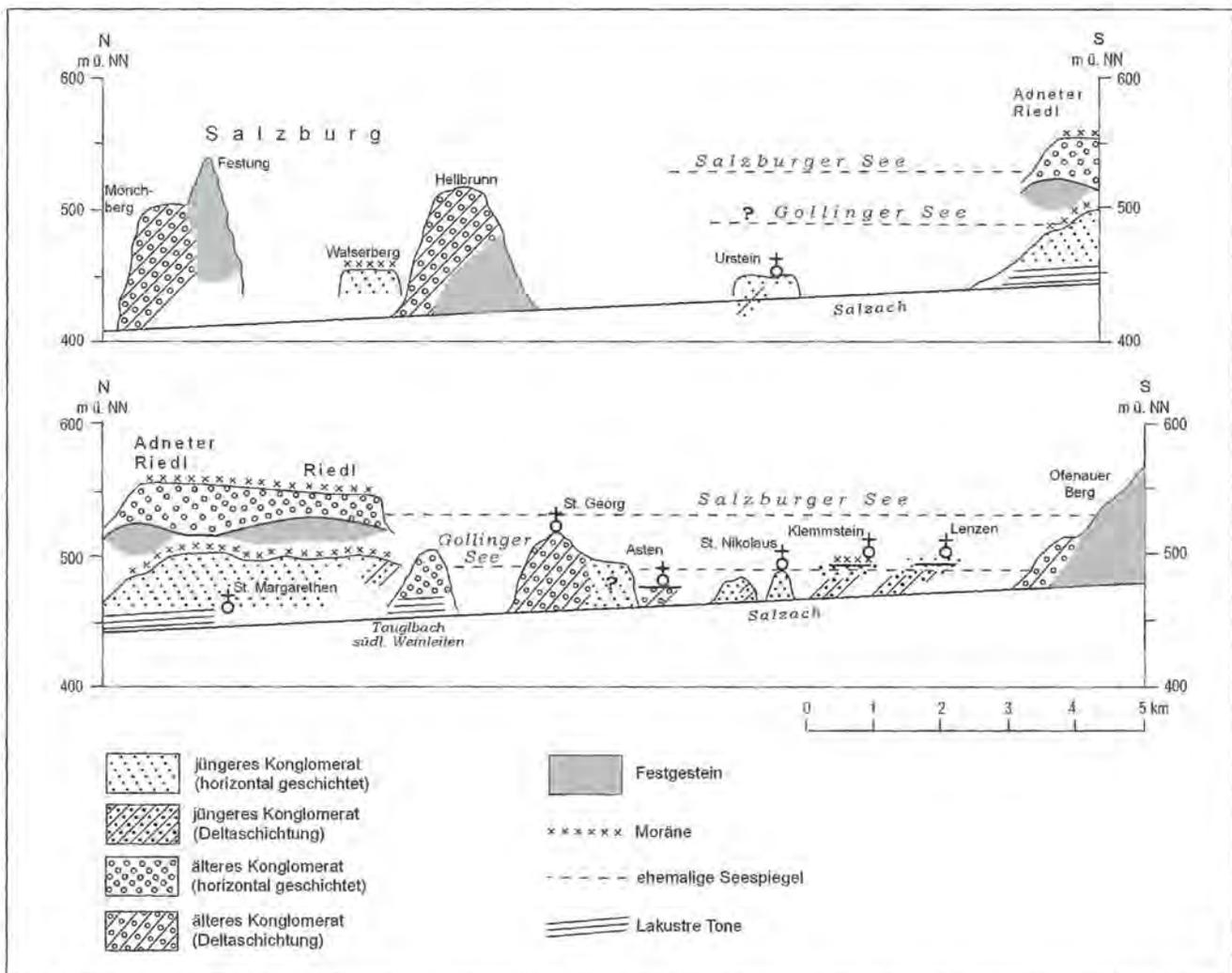


Abb. 32: Präwürmzeitliche Konglomeratvorkommen im Salzachtal zwischen Ofenauer Berg und Salzburg (nach A. Penck 1910 und E. Stummer 1936, verändert).

rechnet. Da die Basis der Konglomerate am Adneter Riedl bei 530 m NN liegt, ist der Seespiegel bei mindestens 530 m anzunehmen (Abb. 32). Auch die Konglomerate in der Fortsetzung des Riedls südlich Weinleiten am Tauglbach und vom Georgenberg bei Kuchl werden den älteren Konglomeraten zugeordnet.

Demgegenüber gehört die Torrener Nagelfluh dem Riß-Würm-Interglazial an. Ihre Bezeichnung leitet sich vom Ort Torren ab, wo sie in Brüchen abgebaut wird. Auch hier handelt es sich um Deltaschotter, die in den „Gollinger See“ (Penck 1910) geschüttet wurden. Den größten Anteil unter den Geröllen haben kalkalpine Gesteine, hinzu treten Gerölle aus der Grauwackenzone und den Zentralalpen. Außer bei Torren (Klemmstein) sind sie südlich des Torrener Baches bei Tax (Lanzen) und im Norden bei Lacher (St. Nikolaus) verbreitet. Hinzu gehört auch das horizontal gelagerte Vorkommen bei Urstein in der Nähe der Mündung der Berchtesgadener Ache in die Salzach und das Konglomerat von St. Margarethen bei Hallein, das von lockerer Grundmoräne überlagert wird sowie eventuell das Konglomerat im südlichen Teil des Georgenberges bei Kuchl (Abb. 32). Dem „Gollinger See“, dessen Spiegel bei 490 m lag, also ungefähr 40 m über dem heutigen Salzachlauf, werden auch Seetone an der Tauglmündung zugerechnet. Die Alterseinstufung in das letzte Interglazial wurde aus der Einschaltung einer 3 m mächtigen Grundmoräne zwischen den Konglomeraten des Salzburger und des Gollinger Sees bei Tax (Lanzen) nahe Golling gefolgert. Nach van Husen (in Plöschinger 1990, 30) war die Oberfläche der Konglomerate an einem abgeräumten Steinbruchareal nahe des Hofes Klemmstein klar eisüberformt und mit einigen Kratzern versehen, wodurch die Einordnung vor das Würmglazial gesichert wird.

Allerdings ist van Husen aus Gründen der Geomorphodynamik voll zuzustimmen, wenn er alle diese Konglomerate im Salzachtal weniger Interglazialen als vielmehr Spätglazialen verschiedener Eiszeiten zuordnet. Die Parallelisierung der einzelnen Vorkommen kann auch noch nicht als absolut gesichert gelten, da der Verkittungsgrad der Konglomerate, die Komponentenzurundung, die Korngrößenverteilung und die Geröllgesellschaft uneinheitlich sind; teilweise auch innerhalb der genannten Vorkommen. Die unterschiedlichen Auffassungen diskutiert ausführlich Del Negro (in Ebers et al. 1966, 176-194).

Während die Spiegelhöhe des Salzburger Sees mit 530 m NN gut mit der Höhe von Mindelendmoränen im Alpenvorland in Bezug gesetzt werden kann, lassen sich die Deltaschüttungen bei Golling (Klemmstein, Lanzen), die bei 490 m NN ihre Oberkante haben, nicht mit den Rißendmoränen verbinden. Diese erreichen maximal 470 m NN, so dass spezielle Verhältnisse um Golling bestanden haben müssen, die für eine Spiegelhöhe von 490 m verantwortlich waren. Del Negro (in Ebers et al. 1966, 178) vermutet Deltaschüttungen in Seen, die für relativ kurze Zeit zwischen Toteismassen des zurückschmelzenden Salzachgletschers entstanden. Ein Nachweis dafür lässt sich jedoch nicht erbringen.

Die Verbindung vom Salzach- zum Saalachtal stellen horizontal geschichtete Konglomerate am Walsberg in 455 bis 470 m Höhe und in Wals (Kirche) in 466 m Höhe im Norden des Untersberges her, die in das Riß-Würm-Interglazial eingeordnet werden (Del Negro 1979, 39). Dagegen entspricht das stark verfestigte Konglomerat, auf dem die Ruine Gruttenstein bei Bad Reichenhall steht, mit einer Höhe von 510 m NN einem alten Saalachdelta in den „Salzburger See“, also dem Mindel-Riß-Interglazial (Stummer 1938, 197). Das Konglomerat im nordöstlich anschließenden Kirchholz befindet sich in tieferer Position und ist horizontal geschichtet. Daher wird es, wie das Konglomerat der Nonnterrasse am Fuße des Hochstaufen auf der gegenüberliegenden Seite der Saalach dem Riß-Würm-Interglazial zugeordnet.

Saalachaufwärts finden sich am Südwesthang des Müllnerbergs nördlich von Ulrichholz bzw. 120 bis 150 m über dem Fluss (620–640 m NN) Konglomerate, auf die Krauss (1914, 135) aufmerksam machte. In Analogie zu den Vorkommen bei Unken stellte er sie in das Riß-Würm-Interglazial. Dies ist sehr wahrscheinlich, da sie von Moräne überlagert werden, die dem Hochwürm zugeordnet werden muss, weil in dieses Talstück im Würm-Spätglazial kein Gletscher mehr vorstieß.

In der Talweitung von Unken findet sich ein Konglomerat mit unruhiger Schichtung, dessen Gerölle ebenfalls gute Zurundung aufweisen. In geringem Prozentsatz sind sie zentralalpiner Herkunft. Auf der Ostseite des Tales, am Hang des Achberges reicht es bis 650 m Höhe, also mehr als 100 m über den Saalachspiegel empor. Während Hahn (1910, 399) von einer Überlagerung des Konglomerates durch Würmmoräne, in der Konglomerat-Bruchstücke enthalten sind, berichtet, konnte Leidlmair (1956, 58) keine eindeutige Moränenüberlagerung feststellen. Veigel (1991) beschreibt aus einem Aufschluss nahe des Schütterbades südsüdöstlich von Unken mittel- bis dickbankige Konglomerate, die mit 20° bis 30° nach Nordosten einfallen, also eine Deltaschüttung verkörpern. Vereinzelt sind auch Sandsteinlagen eingeschaltet. Die Komponenten zentral- und kalkalpiner Herkunft sind schlecht sortiert und nur schwach gerundet. Der größte Teil der kalkalpinen Gerölle weist bereits eine stärkere Verwitterung auf, was als Hinweis auf höheres, wohl riß-spätglaziales Alter gewertet werden muss. Überlagert wird dieser Komplex von einer weiteren Folge von Sandsteinen und Konglomeraten. Von einer Bedeckung mit Moräne wird nichts erwähnt und konnte auch durch unsere Geländebegehungen nicht abgesichert werden.

Im Donnersbachtal östlich von Reit lagern in 670 m Höhe mit 22° talaus geneigte, geschichtete Kiese und Feinsande. Sie werden von Moräne unter- und überlagert, sind also sicher präwürmzeitlich. Im unteren Schoberweißbachtal, das bei Au von Osten in das Saalachtal mündet, finden sich ebenfalls Konglomerate. Sie kommen an drei Stellen in etwa 640 m, 700 m und 730 m vor. Während in den Lagen unter 700 m die Konglomerate

horizontal lagern und zentralalpine Gerölle enthalten, fallen die höher gelegenen Bänke talaus mit 4° ein und enthalten fast nur kalkalpines Material. Damit wird ein Aufschüttungsniveau des Vorfluters knapp unter 700 m im Saalachtal angedeutet, dem der Schoberweißbach Material zutrug und dabei einen Kegel aufbaute. Die Überlagerung der Konglomerate durch Würmmoräne ist eindeutig. Im übrigen weist ein kurzes, mit interglazialen Schottern plombiertes älteres Kerbtal im Norden der heutigen Mayrbergklamm darauf hin, dass im Gegensatz zur Annahme von Rathjens (1939, 80) die Zerschneidung von Mündungsstufen von Nebentälern durchaus älter als spätwürmzeitlich sein kann.

Schließlich existiert ein kleines Konglomeratvorkommen im Weißbachtal vor dem oberen Eingang der Seisenbergklamm. Auf dieses grobe Konglomerat in 730 m Höhe hat bereits Brückner (1886, 70) hingewiesen. Alles in allem ist es ein relativ unbedeutender Rest von 10 m Mächtigkeit. Die gut verfestigten Bänke bestehen aus schlecht sortiertem und schwach gerundetem Lokalmaterial, vorwiegend aus Dachstein- und Liaskalken. Mit einer Neigung von 5° bis 10° gegen Westen spielen sie auf ein etwas tiefer gelegenes Aufschüttungsniveau im Haupttale ein, das auf ungefähr 710 m Höhe berechnet werden kann. Die Überlagerung durch Moräne ist gesichert.

Alle erwähnten Konglomerat-Vorkommen sind Hinweise auf eine „gewaltige Talverschüttungsperiode des Riß-Würm-Interglazials“ (Hahn 1913, 26) im Saalachtal mit über 100 m Mächtigkeit der Verschüttungsmassen. Wie schon für das Salzachtal angemerkt, dürften jedoch die Schotterreste aus geomorphogenetischen Gründen (Waldfreiheit, Schuttherde) auch im Saalachtal weitaus eher dem ausgehenden Rißglazial als dem Riß-Würm-Interglazial zuzuordnen sein. Die Verschüttung wirkte bis in die Nebentäler zurück. Von ihr sind nur noch in geschützten Positionen letzte Dokumente erhalten. Wie das Vorkommen in der Weitung von Unken zeigt, war das Saalachtal hier bereits am Ende des Rißglazials mindestens bis zu seiner heutigen Tiefe, sehr wahrscheinlich aber noch tiefer, ausgearbeitet. Der Abstand von der heutigen Aufschüttungssohle bis zum Felstalboden ist daher keinesfalls ein Maß für die Talvertiefung in der Würmeiszeit, wie Leidlmair (1956, 58) annimmt. Ebenso wenig wird man die Ursache dieser Talverschüttung nach dem gleichen Bearbeiter in hypothetischen tektonischen Bewegungen zu suchen haben, nämlich Hebungstendenzen in den Zentralalpen und Senkungsvorgänge in den Nördlichen Kalkalpen, sondern als Folge der Aus- und Abräumung von Moränendecken und Schuttmassen an den Talhängen deuten müssen.

Das Saalachtal steht mit dem Phänomen einer beachtlichen Talverschüttung, die sich der Rißvereisung anschloss bzw. in deren Spätphase erfolgte, nicht allein. Im Einzugsgebiet der Großen oder Tiroler Achen im Westen sind entsprechende Hinweise zahlreicher und die Ausdehnung interglazialer, besser spätglazialer Sedimente erheblich größer, wie etwa um Kössen oder Waidring.

Auch im Pongau lagern Konglomerate aus dem Spätglazial der Riß-Eiszeit östlich von St. Johann und Bischofshofen (Brückner 1886, Penck und Brückner 1909, Wehrli 1927). Im Raum Pfarrwerfen reichen von Moräne überdeckte Schotter bis 700 m Höhe, also fast 200 m über das Niveau der Salzach. Bei Werfen werden interglaziale Salzachablagerungen in 640 m Höhe von Grundmoräne überlagert (Wehrli 1927, 20).

Belege für eine beachtliche Talverschüttung liefert auch das bei Bischofshofen von Westen in das Salzachtal einmündende Mühlbachtal. Von 790 m bis 860 m NN lagern in einem epigenetischen Talstück unter Grundmoräne 70 m mächtige verfestigte Schotterreste. Sie lassen sich im heutigen Tal noch 200 m weiter über Mühlbach am Hochkönig aufwärts bis gegen 900 m NN weiterverfolgen und werden hier ebenfalls von Grundmoräne überlagert. Da die Verschüttung bis zum Talgrund hinabreicht, wird der Bestand eines bis zur heutigen Tiefe eingeschnittenen präwürmzeitlichen Tales bewiesen.

5.3.2 Hangbrekzien

Auf regional geringe erosive Wirkung der Würmgletscher weisen auch alte Hangbrekzien hin. Interglazialen Alters ist die „Wimbachbrekzie“ an den Nordhängen von Watzmann- und Hochkaltergruppe, auf die bereits Penck (1885), Penck und Richter (1885) und Brückner (1886) hingewiesen haben. Sie wird als Rest eines alten Schuttkegels ähnlich dem heutigen Wimbachgries gedeutet. Aufschlüsse finden sich auf dem Nordhang des Steinberges (2065 m) in der Hochkaltergruppe in 850 bis 1200 m Höhe zwischen dem Wimbachtal und dem Hof Sommerau. Am Watzmann-Nordhang existieren Aufschlüsse zwischen dem Weg von der Wimbachbrücke zum Watzmannhaus und dem Schapbachtal in 1000 bis 1200 m Höhe, insbesondere an der Koppenwand (von Penck 1885, 132 irrtümlich als Graue Wände, die weiter westlich liegen und aus Dachsteinkalk bestehen, bezeichnet). Am Steig unter der Grauen Wand zur verfallenen Schüttalm ist wohl als identisch anzusprechendes Material in 1200 m anzutreffen.

Im Schapbachtal sind am Südwest-Hang von 1500 m bis 1100 m Brekzien aufgeschlossen, die ausschließlich aus Dachsteinkalk bestehen und von den höheren zu den tieferen Vorkommen an Korngrößen verlieren, aber an Zurundung gewinnen. Sie bilden Hangstufen oder kleine Wände von 30 bis 50 m Höhe. Auch auf der Ostseite des Schapbachbodens treten zwischen 1320 und 1200 m unterschiedlich verfestigte Brekzienreste auf, die eine nördlich fallende, nicht durchwegs erkennbare Schichtung besitzen. Als Lokalkomponenten sind dunkle Dogger-Kieselkalke und rote Liaskalke im dominanten Dachsteinkalkschutt enthalten. Die Gleichkörnigkeit im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich spricht gegen die Auffassung es handele sich um Moräne (Jurgan 1962, 29).

Die Überlagerung der „Wimbachbrekzie“ und ihrer vermutlichen Äquivalente durch Moräne ist eindeutig und in dieser sind auch Brekziengeschiebe enthalten. Demgegenüber konnte die von Penck und Richter (1885, 247) mitgeteilte Unterlagerung durch verfestigte Moräne nicht mehr festgestellt werden. Die Mächtigkeit der Brekzie erreicht am Watzmann-Nordhang etwas über 100 m, am westlichen Hang des Wimbachtales bis zu 140 m. An ihrem Aufbau sind ausschließlich lokale Komponenten beteiligt, die von Millimeter- bis zur Dezimetergröße reichen. Gelegentlich sind auch größere Blöcke eingelagert. Örtlich treten zwischengeschaltet (linker Talhang des Wimbachtales) Kieslagen und Feinsandlinsen auf. Das Bindemittel ist kalkig bis kalkigsandig. An einigen Stellen kann eine leicht talwärts einfallende Schichtung ausgemacht werden. Damit ist diese Brekzie in beträchtlichem Umfange eine umgelagerte und verfestigte Hangschuttdecke, in der auch Moränenmaterial enthalten ist, wie auch aus der Zusammensetzung hervorgeht. Wäre alles der Rest eines Schwemmkegels aus dem Wimbachtal, dann müsste der Gehalt an Dolomitfragmenten erheblich höher liegen. Westlich des Eckautales fehlen Dolomite sogar völlig. Der Annahme zu folgen, diese Brekzie sei Zeichen einer gewaltigen interglazialen Talverschüttung, fällt schwer, würde dies doch Verschüttungsmächtigkeiten von mehreren hundert (> 300) Metern erfordern. Weitaus eher ist der Gedanke Pencks (1909, 363) wieder aufzugreifen, der von einer Bildung am Rande eines zurückschmelzenden Gletschers ausgeht. Damit wird aber eine Eisfreiheit des Wimbachtales und die Schüttung eines Kegels aus diesem Tal ausgeschlossen, was neue Erklärungsschwierigkeiten nach sich zieht. Im übrigen wies Penck sie der später (1921) aufgegebenen Achenschwankung zwischen dem Würmhochstand und dem Bühlstadial zu. Eine Verzahnung mit dem Ramsauer Konglomerat (Mühlstein), die Barth (1966, 50) für möglich hält, lässt sich anhand der gegebenen Aufschlussverhältnisse nicht nachweisen und ist auch höchst unwahrscheinlich.

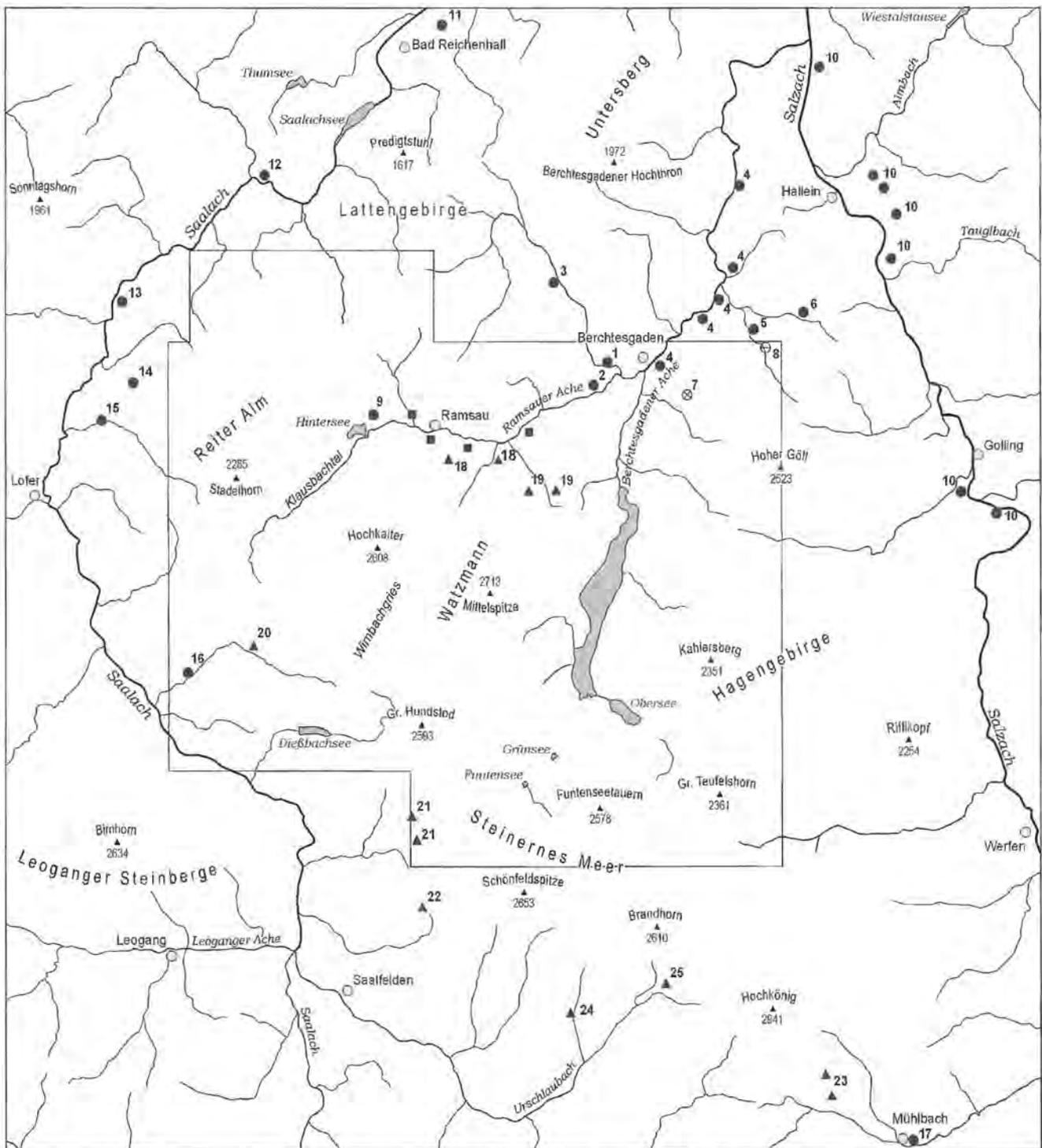
Weitaus unsicherer als bei der „Wimbachbrekzie“ ist die Einordnung einer Brekzie in das Interglazial im Weißbachtal oberhalb Hintertal im Südwesten der Hochkaltergruppe. Südöstlich unter dem Forsthaus Falleck fällt diese Brekzie deutlich geneigt gegen OSO ein. Sie besteht hier aus größeren Blöcken, die auf Liaskalken lagern. Etwas weiter talauf (1030 bis 1080 m) ist der Bach bis zu 5 Meter in sie eingetieft. Sie besteht aus Dachsteinkalk und dunklem Liasegestein, also Komponenten, die in der Nachbarschaft anstehen. Es dürfte sich um Murschutt handeln, der vornehmlich von den Hängen der Kammerlingalm stammt. Während Hahn (1913, 33) von keiner gesicherten Überlagerung durch Würmmoräne spricht, obwohl dies aus seiner Karte abgeleitet werden kann, hält Leidmair (1956, 63) ihr interglaziales Alter für bewiesen. Ob diese hangende Lokalmoräne dem Hochglazial angehört, ist allerdings unsicher; ebenso kann es sich um eine Stadialmoräne eines Gletschers handeln, der vielleicht bis Hintertal reichte. Dort finden sich jedenfalls Wallformen auf beiden Talseiten, die auf einen Gletscherstand hindeuten (900 m) könnten.

Ausgedehnte Brekzienvorkommen existieren auf der Südseite von Steinernem Meer und Hochkönig. Bereits auf der „Geognostischen Karte des Königreiches Bayern 1:100.000“ von C.W. von Gümbel (1861) sind „Hochgebirgsschotter“ im Einzugsgebiet des Buchweißbaches eingetragen, Dabei handelt es sich um verbackene Hangschuttauflagen von 3 bis 5 m, örtlich 25 m Mächtigkeit in 1400 bis 1800 m, die durch ein gelbliches bis rötliches, kalkiges Bindemittel verkittet sind. Die Dachsteinkalk-Brekzie lagert auf den rund 30° geneigten Hängen im Gebiet der Weißbachalm bis zur Hollermaißalm über Dolomit. Sie weist Bankung auf, wobei die hangparallel einfallenden Bänke von oben nach unten wie in einem Sturzkegel an Mächtigkeit gewinnen. In gleicher Richtung nimmt auch die Fragmentgröße von faust- zu kopfgroß zu. Damit handelt es sich eindeutig um eine alte Sturzhalde unter den Dachsteinkalkwänden zwischen Hollermaißhorn (2298 m) und Achselhorn (2467 m), die schubweise aufgebaut wurde. Wie bereits Brückner (1886, 71) feststellte und von Leidmair (1950) bestätigt wurde, wird die Brekzie an der Weißbachalm von Grundmoräne eines Lokalgletschers überlagert, die allerdings nicht mit absoluter Sicherheit dem Würm-Hochglazial zugeordnet werden kann. Durch junge Grabenbildung ist die Brekzie heute in Riedel aufgelöst und die schuttliefernden Wände sind zurückverlegt worden, da die zur Höhe projizierten Neigungswerte der Brekziebänke keinen Bezug zur rezenten Wandflucht haben, sondern vor ihr in die Luft ausstreichen. Nach Heissel (1938, 39) sind in der Brekzie einige Fragmente von Lias-Crinoidenkalk enthalten, der heute im Einzugsgebiet nicht mehr ansteht, was ebenfalls auf kräftige Abtragung und Formveränderungen in der Hochregion hinweist.

Ein weiteres Brekzienvorkommen lässt sich am Hang zwischen Kalmbach und Jufersbach im Nordosten von Saalfelden in 1280 m bis 1400 m lokalisieren. Auch hier wird die geringmächtige Brekzie von Lokalmoräne überlagert. Sie ist ebenfalls der Rest einer Sturz- oder Lawinentalde, die in jüngerer Zeit von den beiden genannten Bächen zerschnitten wurde.

Große flächenhafte Verbreitung besitzt eine Brekzie am Hang südöstlich unter dem Großen Bratschenkopf auf der Südseite des Hochkönigs, die bereits von Penck (1909, 359) und später von Wehrli (1927, 24) erwähnt wurde. Von der Wiedersbergalm (1539 m) lässt sie sich talwärts bis auf 940 m unter den Riedelstein verfolgen. Die aus ungeschichtetem Hangschutt bestehende Brekzie wird von einer teilweise mächtigen Lokalmoräne überlagert, die von Wehrli (1928, 382) dem Hochwürm, von Heissel (1949, 154) jedoch dem Schlern-(Steinach) und Gschnitzstadium zugeordnet wird.

Alle zuletzt genannten Brekzien sowie das Krallerkonglomerat am Aufstiegsweg von Maria Alm zur Buchauer Scharte zwischen 900 m und 1200 m und das Zwieselboden- oder Urschlaukonglomerat nordöstlich Hintertal in 1160 m bis 1300 m Höhe, die ebenfalls von Lokalmoräne überdeckt werden und eher einer Brekzie als



- ▲ Brekzie
- Ramsauer Konglomerat (Mühstein)
- Schotter
- ⊖ Seeton
- ⊗ verfestigte ältere Moräne (Riss)

- | | | |
|--|----------------------------------|--------------------------------|
| 1 "Tristramschlucht" | 9 Triebenbach - Semleiten | 18 "Wimbachbrekzie" |
| 2 südlich Strub-Kasernen | 10 Salzachtal | 19 Schapbachtal |
| 3 Bischofwiesen (Hundsreit) | 11 Kirchholz bei Bad Reichenhall | 20 Weißbachtal |
| 4 Unterherzogenberg, Pfnür, Freimann, Reschen (Berchtesgadener Ache) | 12 Müllnerberg | 21 Weißbach- und Hollermaißalm |
| 5 Larosbach (Hofreit) | 13 östlich Unken | 22 Kalmbach - Jufersbach |
| 6 Lettengraben | 14 Donnersbachtal | 23 Wiedersbergalm - Riedelberg |
| 7 Mitterbach, Klingereck | 15 Schoberweißbachtal | 24 Kraller "konglomerat" |
| 8 Laros-/Lackmühlbach | 16 Weißbachtal / Seisenbergklamm | 25 Zwieselbach "konglomerat" |
| | 17 Mühlabach am Hochkönig | |

Abb. 33: Riß-Würm-Interglaziale bzw. spätrißezeitliche Ablagerungen in den Berchtesgadener Alpen.

einem Konglomerat ähneln, können nicht mit Sicherheit dem Riß-Würm-Interglazial zugeordnet werden, da die Hangendmoräne einem frühen Stadial des Spätglazials angehören kann. Zudem ist der Verfestigungsgrad der Brekzien nicht allzu hoch.

Insgesamt beweisen die zahlreichen Vorkommen gesicherter oder vermutlicher riß-würm-interglazialer oder wohl eher spätrißzeitlicher Ablagerungen und die beachtliche Verbreitung eisbelasteter Sedimente in über-tiefen Talabschnitten der Berchtesgadener Alpen, dass die würmzeitliche Vergletscherung nur relativ geringe Wirkung bei der Reliefentwicklung im Allgemeinen und der Talausformung im Speziellen ausgeübt hat. Wesentlich größeres Formungsgewicht kommt den älteren Vereisungen zu.

5.4 Die Stadialvergletscherung des Spätglazials

5.4.1 Älteres Spätglazial

Das rasche Rückschmelzen der Gletscher im Spätglazial war bekanntlich kein kontinuierlicher Vorgang, sondern wurde von relativ kurzzeitigen Halten und Vorstößen der Eismassen unterbrochen, die End- und Seitenmoränen hinterließen. Zeugnisse auf einen bereits bis nahe an den Alpenrand zurückgeschmolzenen Salzach-Saalach-Vorlandgletscher liefert das nördliche Vorgelände des Untersberges. In Höhenlagen zwischen 500 m und 600 m und von Bayrisch- und Großmain im Westen bis Fürstenbrunn im Osten sind als Ergebnis des Rückschmelzens und des Einsinkens der Eisoberfläche mehrere fingerförmig in nördlicher Richtung divergierende Moränenwälle des Saalachgletschers, genauer seines Berchtesgadener Anteils, entwickelt. Das Weichen der Ferneismassen gab nun den Lokalgletschern des Untersberges Raum zur Eigenentwicklung, so dass ihre Zungen über das Moränengelände des Saalachgletschers vorstoßen konnten.

Für das weitere Zurückschmelzen des Saalachgletschers liefert das Gebiet zwischen Marzoll und Bayrisch Gmain gute Belege. Bereits Seefeldner hat hier verschiedene Formen vom Eisrand und des Eiszerfalls kartiert (Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1:50.000, 1969). Innerhalb von Moränenständen zwischen den Höfen Hochburger und Buchegger liegt eine Terrasse in 540 m NN. Sie wird nach Seefelder aus schräggeschichteten Schottern aufgebaut, die offensichtlich in einen See am Rande des Eises geschüttet wurden. Im Süden, Westen und Norden des Hügels mit der Ruine Plain (634 m) gehören die Flächen dieser Terrasse an. Eine zweite derartige Eisrandterrasse liegt 10 m tiefer in 530 m NN. Reste von ihr sind westlich des Schlosses von Großmain und im unteren Weißbachtal erhalten geblieben.

Westlich des Buchegger dehnt sich bis zum Köhlerbach ein Kesselfeld aus und von der Wolfsbergmühle am

Köhlerbach zieht ein Moränenwall gegen Weißbach. Mit ihm ist nach Norden ein Übergangskegel verbunden, der bis zur B 21 (bei 450 m) herabzieht. Eine als Oser gedeutete Wallform westlich der Straße Großmain-Walserberg und zwischen dem Anwesen Gruber und dem Steinerwirt ist durch Schottergewinnung vollständig eingeebnet und später überbaut worden. Schließlich konnte Seefeldner ein drittes Kames-Terrassen-Niveau in 485 m im Ortsbereich von Marzoll anhand einer Deltaschüttung als Zeugnis einer weiter eingesunkenen und rückschmelzenden Gletscherzunge nachweisen. Insgesamt wird durch diese Formen die Existenz einer Gletscherzunge in der Pidinger Weitung sehr wahrscheinlich, ohne dass damit jedoch ein längerer Halt, also ein Stadial verbunden gewesen wäre.

Eine Beteiligung von Lokaleis aus dem Berchtesgadener Raum an der Gestaltung dieser Eiszerfall-Landschaft, das über Hallthurm hierher gelangt sein könnte, ist nicht feststellbar. Offenbar war es bereits über Hallthurm gegen Winkl zurückgeschmolzen. Damit wird allerdings das von Penck (1909) am Hallthurm vermutete Bühlstadium des Berchtesgadener Gletschers in Frage gestellt. Zudem werden die Schuttmassen und die Wallformen von Hallthurm in Richtung Bayrisch Gmain nahezu ausschließlich aus weißlichem Dachsteinkalk vom Reiter Alm-Typus, der nur vom Untersberg und nicht von den südlichen Gebirgsgruppen (lichtgrauer Dachsteinkalk) stammen kann, gebildet. Nach der Fazies sind die Schuttmassen, wie die großen Aufschlüsse im Zuge des Ausbaus der B 20 Ende der achtziger Jahre zeigten, zwar moränenähnlich, mit dem Korngrößenspektrum von Ton bis zu hausgroßen, teilweise in sich zerrütteten Blöcken und ebensolchen Partien und der Kantigkeit des Materials aber als Bergsturz anzusprechen. Als Ausbruchsgebiet kann nur die Nische unter dem Hirschangerkopf (1769 m) und der Fadererschneid in Frage kommen. Die Herleitung vom Rotofen/Lattengebirge (Lebling 1912, 75) ist weder geologisch noch geomorphologisch zu stützen. Der Rotofen als denkbarem Herkunftsraum wird nämlich aus Dolomit aufgebaut und eine Ausbruchs-nische ist nicht erkennbar.

Im Salzachtal finden sich keine entsprechenden Hinweise auf eine rückschmelzende Gletscherzunge wie am Saalachtalausgang. Unsicher ist in diesem Zusammenhang die Zuordnung von Moränen im Weißenbachtal auf der Ostseite des Hohen Gölls zu einem zurückgeschmolzenen und zerfallenden Hauptgletscher im Salzachtal. Da der Gletscher des Weißenbachtals wegen der kräftigen Ernährung durch Lawinen im Wilden Freithof im frühen Spätglazial noch tief herabreichte, ist eine Verbindung mit dem Haupttalgletscher durchaus denkbar. Das ergibt sich auch aus der Höhenlage der Moränen in 900 bis 800 m Höhe beiderseits des Weißenbachtals, die damit nahe des Haupttales mehr als 300 bis 400 m über dessen heutiger Sohle liegen. Die Annahme einer selbstständigen Gletscherzunge am Ausgang des Weißenbachtals würde unrealistisch hohe Neigungswerte dieser Zunge voraussetzen.

Das älteste von Penck-Brückner (1909) herausgestellte, später aber von Penck (1921) wieder aufgegebene Bühlstadium erlebte durch Arbeiten von Mayr und Heuberger (1968) und van Husen (1977) und vor allem durch neuere Forschungen in den Schweizer Alpen unter G. Furrer eine Renaissance. Moränen dieses Stadials belegen, dass das Eisstromnetz in den randnäheren Teilen der Alpen um 14.500 v.h. sich im Zerfall befand und die großen Talgletscher bereits im Inneren des Gebirges ihr Ende fanden. In den Berchtesgadener Alpen und in den begrenzenden großen Tälern konnten allerdings keine sicheren Reste dieses Stadials gefunden werden.

Im Saalachtal wurden Moränen des Bühl-Standes am Kniepaß (Rathjens 1939), in den Hohlwegen (Penck 1909, 358, 362) am Pass Luftenstein (Levy 1922, 28; „Walchseestadium“) oder zwischen Saalfelden und Maishofen (Seefeldner 1929) vermutet. Keiner der postulierten Endstände kann einer genaueren Prüfung standhalten, denn nirgendwo sind einwandfreie Endmoränen nachweisbar, wie schon Leidlmair (1956, 40) hervorhob. Am Steinpaß handelt es sich nach den Aufnahmen von Heuberger (1972, 241) um Erosionsformen in Grundmoräne des Saalachgletschers und am Paß Luftenstein sind es die Trümmermassen eines Felssturzes aus den Steilhängen des Thurnecks (1355 m) im Südwesten. In den Hohlwegen sind überhaupt keine Moränenreste erhalten und auch südlich Saalfelden gibt es keine Endmoränen, sondern nur zu Drumlins umgestaltete, würmzeitliche Grundmoräne, wie es bereits Brückner (1886, 34) und Ampferer (1936, 38) festhielten.

Im Salzachtal vermutete Penck (1909, 352) den Bühl-Stand am Paß Lueg. Jedoch existiert an diesem Ort kein Beleg für einen Gletscher-Halt, denn die Moränenfüllung in der kurzen Schluchtstrecke bei Maria Bruneck kann nicht als Beweis gewertet werden. Ebenso wenig gibt es Hinweise im weiteren Talverlauf gegen Süden, der bis Tenneck kaum Moränenreste aufweist.

Für die Lokalvergletscherung in der Weitung von Berchtesgaden wurden jeweils an den Ausgängen zum Saalach- und zum Salzachtal die Endstände des Bühl-Stadials angenommen. Am Hallthurm ist dies, wie die guten Aufschlussverhältnisse am Ende der achtziger Jahre zeigten, unzutreffend und die frühere Darstellung (Fischer 1988) ist entsprechend korrekturbedürftig. Schon Seefeldner (1957, 78) hat die „Bühlmoränen“ bezweifelt, da er sie keinem der spätglazialen Stadien klar zuordnen konnte. Er deutete den mächtigen Wall innerhalb der großen Schleife der B 20 als Felssturz, der auf einen abschmelzenden Gletscher gefallen ist und durch ihn an seinen heutigen Platz transportiert wurde.

Auch im Gebiet Schwarzbachwacht-Taubensee fällt der Nachweis dieses Stadials schwer. Wie schon Lebling (1912, 71) hervorhob, besitzen die Vollformen um den Taubensee eher den Charakter von Drumlins als den von Endmoränen. Geophysikalische Messungen weisen auf eisbelastete Grundmoräne hin. Gegen die Schwarzbachwacht wird das Gelände von Sturzmaterial überla-

gert, das aus einer Ausbruchsnische am Eisberg im SSW stammt und bis über 20 m Mächtigkeit erreichen kann. Die Differenzierung des Schuttkörpers mit Hilfe geophysikalischer Messungen in eine obere Blockschicht von 2 bis 10 m Mächtigkeit und eine darunter liegende kiesig-schluffige Lage steht mit der Kinematik und Art der Deposition von Sturzmassen allerdings nicht im Einklang, wie überhaupt eine konkrete Materialansprache aufgrund der Messwerte nicht problemfrei ist. Schließlich folgt westlich anschließend Moräne, die nach ihrem Gesteinsinhalt von einer Zunge des Plategletschers der Reiter Alm stammen dürfte (Dachsteinkalk und bunte Liaskalke).

Problematisch hinsichtlich der Fixierung eines Bühl-Standes ist auch das Gebiet um Marktschellenberg. A. Penck (1909, 360) ging von einer Endlage am Hangendstein-Paß aus und Seefeldner (1929, 148) sah im Talstück um den Markt das entsprechende Zungenbecken. Die als zugehörig betrachteten Seitenmoränen am westlichen Talhang von den Anwesen Lindenhäusl bis Friedensberg in 550 bis 600 m Höhe sind kaum ausgeprägt; anstelle von deutlichen Wällen sind lediglich Hangterrassierungen ausgebildet.

Insgesamt lassen sich also auch für den Berchtesgadener Lokalgletscher keine Bühl-Endstände zweifelsfrei belegen, sicher aber war zu dieser Zeit die Weitung von Berchtesgaden noch eiserfüllt. Dafür sprechen auch die Moränen im Gebiet der Priesberg-Alm und auf Roint, die Penck (1885, 216) zunächst dem Würm-Hochglazial, später aber dem Bühl-Stand zuordnete (1909, 361).

Auf der Priesberg-Alm lässt sich die Eishöhe recht genau festlegen, da sie durch eine scharfe Obergrenze der Moränenbedeckung bei 1460 m fixiert ist. Mit diesen Moränen zu parallelisieren sind die Talverbauungen an den Ausgängen von Königstal und Königsberg in 1360 bis 1400 m, der kleine Moränenrest an der Strubalm (1260 m) und die Wälle an der Wasserfallalm (1260 m). Auch im Westen des Königssees wird nördlich des Archenkopfes und östlich der Kühroint-Alm die Eishöhe von 1460 m durch eine ähnlich scharfe Obergrenze der Moränen wie an der Priesberg-Alm bestätigt.

Nach Nordnordwesten zieht von östlich Kühroint ein ausgeprägter Moränenrücken bis gegen 1300 m NN herab, der aus Dachsteinkalk-Material besteht. Westlich schließt sich ein Blockfeld aus großen Dachsteinkalkblöcken an, die mit großer Wahrscheinlichkeit aus den Westwänden des Kleinen Watzmanns als Felsstürze ausbrachen und vom Watzmannkargletscher hierher verfrachtet wurden. Diesem Gletscher ist auch zur Hauptsache der Moränenwall zuzuschreiben, der vom Kederbichl zur Kühroint-Alm zieht (1550 m bis 1460 m). Zum Königssee- und Watzmanngletscher trat im Nordosten des Kleinen Watzmanns noch der Mooslahnergletscher, so dass in diesem Zwickel eine unruhige Moränenlandschaft mit einer Reihe geschlossener Hohlformen, die wohl teilweise als Toteisformen zu deuten sind, entstand.

Der Seitenmoräne des Watzmannkargletschers vom Kederbichl zur Kühroint-Alm entspricht im Westen um die Mitterkaser Alm ein von 1500 m zur Mitterkaser Diensthütte (1340 m) absteigender Moränenwall. Wenig unterhalb verschmilzt er mit einem Wall, der leicht nach Westen ansteigt und westlich der Grubenalm in 1390 m Höhe ausläuft. Er besteht zur Hauptsache aus Dolomit, womit sein Bezug zu einem Eisstrom aus dem Wimbachtal hergestellt wird, der dieses Material von der Westflanke des Watzmanns erhielt, wo karnisch-norischer Dolomit bis zu einer Höhe von 2300 m NN ansteht. An diesen Gletscher aus dem Wimbachtal lagerte sich an der Grubenalm Eis aus der Watzmanngrube an, wodurch der Moränenbogen nördlich der Almhütten entstand.

Alle diese Moränenwälle lassen auf eine Schneegrenze bei 1500 bis 1600 m schließen, was mit einer angenommenen Schneegrenzdepression von etwa 1000 m für das Bühl-Stadial übereinstimmt.

Weniger Aussagekraft für die ehemalige Höhenlage der Gletscheroberfläche und der Schneegrenze haben erratische Blöcke, auch wenn sie gebietsweise massiert auftreten und damit ein Einsinken der Gletscheroberfläche und Abschmelzen des Eises dokumentieren. Allein schon ihre vertikale Streuung lässt keine genauere Bestimmung der Höhenlage der ehemaligen Eisoberfläche zu, wie etwa am Hang nördlich des Kitzkartauern in der Hochkaltergruppe. Dort liegen von

den Feuersteinen in 1200 m bis hinab zur Forststraße in 900 m große Dachsteinkalk-Blöcke über den Hang verstreut. Nordwestlich des Zinkenkopfes (1340 m) unterhalb der Roßfeldstraße finden sich zwischen 940 m und 840 m eine Reihe großer Erratika, darunter der Priesterstein mit einem Volumen von rund 6000 m³ als größtem Block. Sie können lediglich auf eine bereits abgesunkene Gletscheroberfläche hinweisen, sind aber nicht zwingend einem alten Stadial zuzuordnen. Das trifft auch für die Blöcke von Lehen in Obergern in 960 bis 1000 m Höhe zu. Da sie aus grauem Dachsteinkalk der Tirolischen Einheit bestehen und nicht aus weißem der Reiter Alm-Decke, kann es sich nicht um Sturzblöcke vom Untersberg handeln. Mehrere große Erratika wurden vom abschmelzenden Gletscher nördlich vom Anwesen Kropfleiten in Anzenbach nahe des Weges zur Kneifelspitze bei 660 m NN abgesetzt.

Moränen jüngerer Stadiale sind in allen Gebirgsgruppen verbreitet. Jedoch gibt es häufig erhebliche Unsicherheiten bei der Identifikation von Lockermaterial als Moräne und bei der Zuordnung von Moränenwällen zu den einzelnen Stadialen. Dies ist begründet in:

- dem Mangel umfassender palynologischer Untersuchungen im Berchtesgadener Land
- der geringen Zahl von ¹⁴C-Datierungen
- der problematischen Zuordnung der Moränen zu den allgemein postulierten Schneegrenzabsenkungen in



Spätwürmzeitliche Moräne an der Priesbergalm, von Norden.



Priesterstein im Ortsteil Unterau / Berchtesgaden.



Erratische Blöcke nahe dem Anwesen Sieglbast / Königssee.

den Stadialzeiten unter Berücksichtigung der modifizierenden Wirkung des Reliefs, insbesondere der mächtigen Geländestufen zwischen den Plateaus und den Tälern.

- dem Fehlen guter Aufschlüsse.

Schwierigkeiten bereitet im Gesamtgebiet die Ausgliederung des Steinach-(Schlern) Stadials, wie es bereits Heuberger (1972) an Beispielen aufzeigte.

Am Nordfuß des Untersberges dürfte es sich jedoch bei den von Schlager (1951) festgestellten Moränen tatsächlich um Moränen des Steinach-Stadials handeln. Bei einer Schneegrenzdepression von 900 m gegenüber heute war das Untersbergplateau noch weitgehend von Eis bedeckt und Gletscherzungen zogen in den glazialen Gassen tief herab. Unter der Schoß ist südöstlich des Latschenwirtes (früher Wegscheid) in 660 m bis 800 m Höhe ein Amphitheater aus blockreicher kalkalpiner Moräne entwickelt. Seitlich der auslaufenden Gassen des Großen und Kleinen Wasserfalltales und des Großen Brunntales sind ähnliche Seitenmoränen zwischen 600 m und 820 m ausgebildet, während die zugehörigen Endmoränen bereits wieder abgetragen wurden.

Weitaus unsicherer ist die Zuordnung von Moränenresten zum Steinach-Stadial auf der Ostseite des Untersberges, etwa im Weißbachtal an der Kienbergalm in 700 m bis 800 m, nahe des verfallenen Karkasers im Kargraben in rund 950 m oder im Almbachtal in 900 m bis fast 1100 m, wo auch der Charakter der Schuttmasse als Moräne keineswegs gesichert ist. Für Endstände des Steinach-Stadials fehlen selbst bei Annahme starker Zufuhr von Schnee durch Verwehung vom Plateau her in allen Fällen die nötigen großen Nährgebiete.

Während das Lattengebirge zur Zeit des Steinach-Stadials nur noch in seinem Nordteil (Hochschlegel-Schreck-Dreisesselberg) kleine Gletscher trug, wovon der Moränenwall im Steinbergkar unter Dreisesselberg (1680 m)-Karkopf (1737 m) Zeugnis ablegt, war das Reiter Alm-Plateau noch eisbedeckt. Gefällsreiche Gletscherzungen reichten von hier noch bis in die Täler herab. So zog eine Zunge vom Plateau über das Wachterl in das Schwarzbachtal herab. Sie hinterließ südlich des Brunnhauses eine deutliche Seitenmoräne und an den Schwarzbachalmen Endmoränen bei 720 m bis 800 m NN, von denen aus ein terrassierter Übergangskegel nordwärts geschüttet wurde.

In nahezu identischer Höhe endeten Eismassen aus den Karen im Süden der Reiter Alm zwischen den Grundübelhörnern und dem Prünzlkopf (2081 m) im Klausbachtal südwestlich des Hintersees. Wegen der zahlreichen großen Dachsteinkalkblöcke wurden die Schuttmassen zwischen 805 m und 960 m nahe des Weges zur Halsgrube schon von Gillitzer (1912) als Bergsturz interpretiert. Ein Berg- oder Felssturz ist aber weder von Teufelskopf noch vom Halskopf abzuleiten, da diese Höhen aus Ramsaudolomit und Wettersteinkalk aufge-

baut sind. Eine Herkunft aus den hohen Wänden des Plateaurandes würde eine kaum erklärable Bewegungsbahn voraussetzen, zumal noch die Halsgrube als größere Hohlform zwischengeschaltet ist und nur wenig Felssturzmaterial enthält. Daher ist von einem Berg- oder Felssturz aus den brüchigen Wänden zwischen Knittelhorn (2015 m), Grundübelhörnern (2084 und 2096 m) und Mühlsturzhörnern (2141 m und 2234 m) auszugehen, der auf den Gletscher aus dem Wagendrischkar stürzte und von diesem an seinen heutigen Platz transportiert wurde.

Diese Moränen an den Schwarzbachalmen und im Klausbachtal müssen dem Steinach-Stadial zugeordnet werden, da, wie erwähnt, für die Bühl-Zeit noch von Eis Erfüllung der Weitung von Berchtesgaden und der auf sie ausgerichteten Täler auszugehen ist. Schon Penck (1909, 362) sprach diesbezüglich von einem im Vergleich mit dem Saalach- und Salzachtal vorgeschobenen Posten des Bühl-Stadials im Raume Berchtesgaden.

Wie weit sich eine Gletscherzunge über die Alpaalm nach Westen in Richtung auf das Saalachtal bewegte ist ungeklärt, nachdem Heuberger (1972) im Gegensatz zu Rathjens (1939, 63) den Moränencharakter für Ablagerungen am Ausgang des Donnersbachtals in 620 bis 720 m zu Recht bezweifelt. Diese Höhenlage erachtet er auch als zu tief für das Steinach-Stadial, da bei einer Schneegrenzabsenkung von 900 m ein Stadialgletscher nach Berechnungen nicht bis zum Haupttalboden gereicht haben konnte. Er interpretiert sie als Eisrandterrassen des zurückschmelzenden Saalachgletschers, die von periglazialen Rinnen zerschnitten sind. Allein die Anordnung der Rücken und der begleitenden Hohlformen auf dem Kegel schließt tatsächlich eine Deutung als Moränenwälle aus. Im Alpa- oder Donnersbachtal sind keine Moränenwälle erhalten. Nur auf der Alpaalm selbst ist in 1260 m Höhe ein kurzer Moränenrücken entwickelt, der jedoch einem jüngeren Stadial (Gschnitz?) angehören dürfte.

Auf der Hochkalterseite des Klausbachtals gibt es keine entsprechenden Moränen, wie überhaupt in der gesamten Hochkaltergruppe keine zeitlich äquivalente Moränenlagen einwandfrei festgestellt werden können.

Auf der Westseite des Steinernen Meeres stellt Leidlmair (1956, 43) die Moränen eines Dießbachtalgletschers an der Kallbrunnalm in das Schlern-(Steinach-) Stadial, während Hahn (1913, 31) in ihnen den Gschnitz-stand des Dießbachtalgletschers erblickte (Abb. 34). Das beträchtliche Einzugsgebiet dieses Gletschers in über 1800 m einerseits und die Höhenlage der Moränen, bei denen es sich um Seiten-, nicht um Endmoränen handelt, in über 1400 m andererseits sprechen für die Einordnung nach Hahn. Die Gletscherzunge in dem von hier an sehr steilen und engen Tal dürfte 200 bis 300 m tiefer gereicht haben. Wegen der Steilheit des Geländes sind keine Endmoränenreste überliefert, da die Moränen vollständig abgetragen wurden. Hinzu kommt, dass die

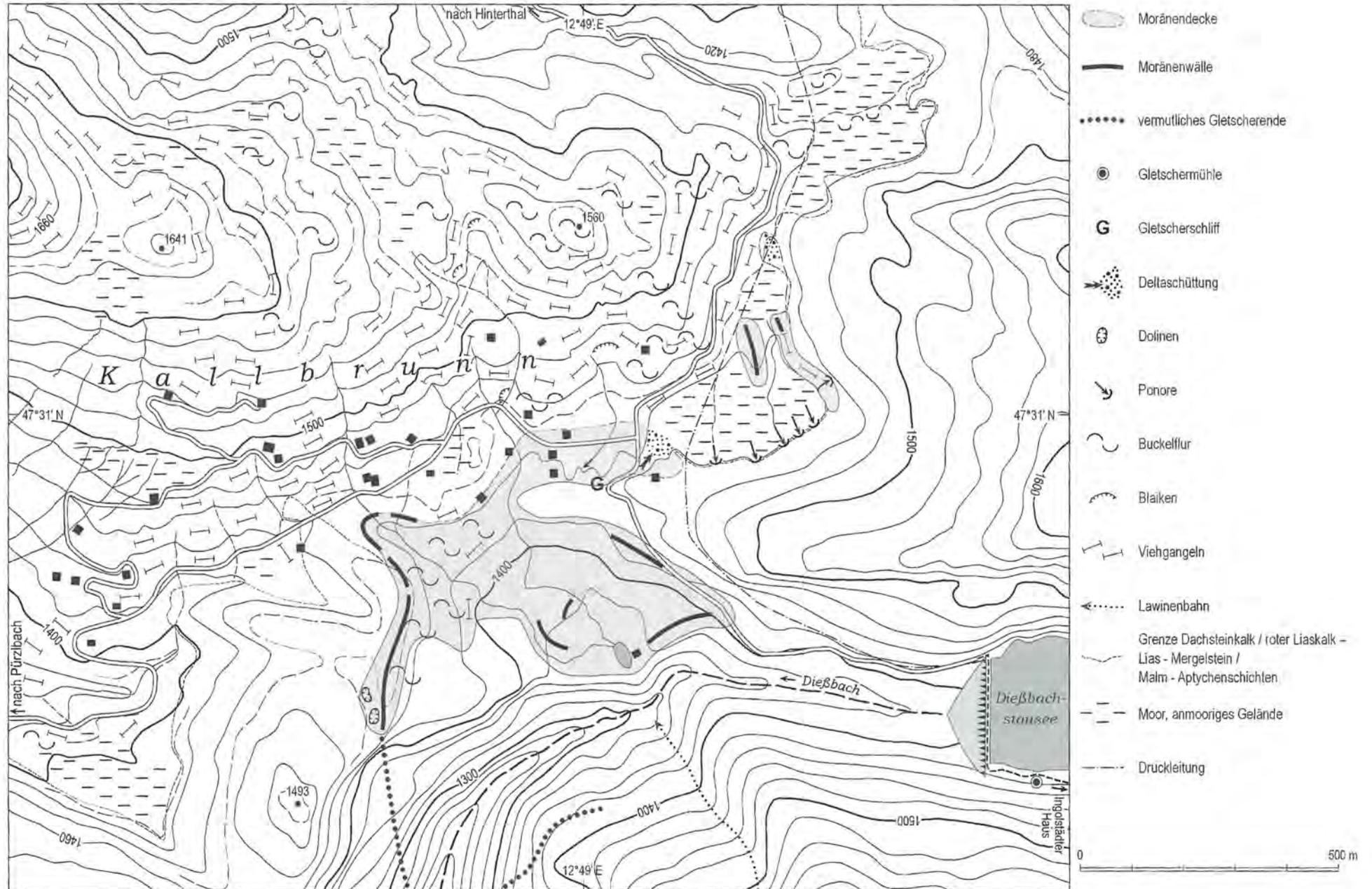


Abb. 34: Geomorphologische Karte der Kallbrunnalm und des unteren Dießbachtals 1:10.000.

Moränen auf der Kallbrunnalm gut ausgebildet sind, wie es für die Gschnitzmoränen allgemein gilt, während steinachzeitliche meist nur als stark verwaschene Formen vorliegen.

Unter der Wandflucht der Südseite des Steinernen Meeres gibt es nur am Grenzjägerofen (Weg von Maria Alm zum Riemannhaus) Moränenreste. Dort setzt am Westhang des Tales ein Wall an und ist über 100 Höhenmeter zwischen 1400 m und 1300 m zu verfolgen. Eine entsprechende Form auf der Ostseite des Tales ist wesentlich undeutlicher ausgebildet. Auch hier kann der Einordnung Leidlmairs in das Steinach-Stadial nicht gefolgt werden, insbesondere wenn zum Vergleich die Verhältnisse auf der Südseite des Hochkönigs herangezogen werden; es dürfte sich um einen Gschnitz-Stand eines steilen, wild zerrissenen Hanggletschers handeln.

Im Süden des Hochkönigs vermutete Heissel (1949, 156) das Vordringen steinachzeitlichen Eises bis gegen Mühlbach und Dienten, also bis 900 m und 1050 m NN herab. Allerdings wird dies nur aus der Verbreitung von Blockschuttmassen geschlossen, während Moränenwälle fehlen. Soweit Wallformen oder Rücken im Gelände erkannt werden können, handelt es sich um Abtragungsformen, die aus der jungen Eintiefung von Gerinnen resultieren.

Die gleichen Einschränkungen gelten auch für das Gainfeldtal im Osten, denn innerhalb der Kernmatenalm (971 m) gibt es keine eindeutigen Moränenwälle. Die „Schlern“- oder Steinach-Moränen am Ausgang des Im-lautales in 600 m NN wurden bereits von Heuberger (1972, 347) der Kritik unterzogen und als Endmoränen eines selbstständigen Lokalgletschers abgelehnt. Vielmehr handelt es sich nach diesem Autor um Eisrandbildungen am Rande des Salzachgletschers. Ufermoränenreste des Im-laugletschers existieren erst zwischen 850 und 920 m Höhe.

Im Hagengebirge können auch auf der Westseite gegen den Königssee keine sicheren Reste des Steinach-Stadials benannt werden. Gleiches gilt für die Westhänge der Göllgruppe gegen die Königsseer Ache. Keinesfalls sind die moränenbedeckten und mit beträchtlicher Neigung abfallenden Rücken von Faselsberg als „Jung-Endmoränen ... von Rückzugsstadien der Würm-Eiszeit“ einzustufen, wie es durch Lebling und Mitarbeiter (1935, 20) geschehen ist. Das würde nämlich eine bis zu 500 m mächtige und mit bis 30° (67 %) abdachende Gletscherzunge erfordern, wie sie allenfalls die Auslassgletscher Grönlands besitzen. Vielmehr handelt es sich um moränenüberkleidete ältere Abtragungsformen.

Auf der Nordseite der Göllgruppe liegen vor den Karen zwischen Kehlriedel, Hochfeld und Eckerkamm mehrere Moränenwälle. Obwohl sie um 300 bis 500 m höher liegen als die steinachzeitlichen Moränen der Untersberg-Nordflanke oder der Reiter Alm sind sie mit großer Wahrscheinlichkeit ebenfalls diesem Stadial zuzuordnen. Das ergibt sich aus der Annahme einer Schnee-

grenze um 1700 m bis 1800 m Höhe für das Steinach- und um 2000 m für das Gschnitz-Stadial. Während des letztgenannten hat im Winkelkar nördlich des Kehlsteins (1820 m) sicherlich kein Gletscher mehr gelegen, der die Moränen im Waldgebiet Schwarzort bei 1100 m hätte schaffen können. Die relativ hoch gelegenen Gletscherenden an der Göll-Nordseite erklären sich aus der hier fehlenden Zufuhr von Plateaueis wie am Untersberg und an der Reiter Alm. In den tieferen Moränenwällen stellte bereits Kühnel (1929, 493) Material des Berchtesgadener Hauptgletschers (Dolomit, Radiolarit) fest und folgerte daraus, dass die Gletscher der Göll-Nordseite hochwürmzeitliche Grundmoräne des Berchtesgadener Gletschers aufgenommen haben müssen.

Auch die Endmoränen im Osten und Süden des Klausbichls an der B 319 (Dürreckstraße) markieren die Endlage eines steinachzeitlichen Scharitzkehlgletschers in wenig über 1000 m Höhe. Riesige Dachsteinkalkblöcke sitzen der Moräne auf. Als Sturzblöcke sind sie auf den Gletscher, der außer durch Lawinen aus den hochaufragenden Wänden des Endstales über das Alptal vom Hohen Göll mit Eis versorgt wurde, gestürzt und an ihren heutigen Lagerplatz transportiert worden.

Auf spezielle Formen im Bereich abschmelzender Gletscher sei in diesem Zusammenhang hingewiesen, obwohl sie nicht allzu häufig vorkommen und exakt auch keinem Stadial zugeordnet werden können: die Gletschertöpfe. Am Soleleitungsweg auf dem Südosthang des Kälbersteins, also im Ortsbereich von Berchtesgaden, finden sich fünf derartige Töpfe, von denen zwei in den 20er Jahren des 20. Jahrhunderts durch den Alpenverein freigelegt wurden. Sie sind in Hallstätter Kalk eingearbeitet und besitzen eine elliptische Form. Der größte Topf misst in der Längsachse 4,7 m und in der Breite 3,8 m. Die bergseitige Tiefe beträgt 7,5 m, während wegen der Hangneigung talseitig nur 2,5 m zu messen sind.

Wesentlich eindrucksvoller sind die Riesengletschertöpfe am Nordhang des Ofenauer Berges im Salzachtal, die von Haserodt (1965) beschrieben wurden. Die etwa 20 Töpfe liegen 120–270 m über der Salzach und können schon wegen ihrer Form keinesfalls als Kolke einer einst in höherem Niveau fließenden Salzach gedeutet werden. Der größte Gletschertopf hat einen Durchmesser von 10–12 m und eine sichtbare Tiefe bergseitig von 14 m, am tiefsten Punkt seines Rahmens immerhin noch 7 m. Ein noch größerer Gletschertopf mit 19m-Längs- und 13 m Querachse ist sehr wahrscheinlich durch Zusammenwachsen mehrerer Einzeltöpfe entstanden.

Ein drittes Vorkommen befand sich im Süden des Dießbach-Staudammes neben überschliffenen und geschrammten Felsflächen. Mehrere Töpfe mit bis zu 5 m Durchmesser und einigen Metern Tiefe wurden bis auf einen direkt am Weg von der Kallbrunnalm zum Ingolstädter Haus durch die Baumaßnahmen zerstört.

Als Ergebnis ortsbeständiger Wasserwirbel mit steiler bis senkrechter Achse zeigen die Gletschertöpfe schön geglättete Wandungen, die teilweise spiralig ausgeformt

sind und Hohlkehlen aufweisen. Da die nötigen Wassermengen für die Eintiefung der Töpfe erst nach Absinken der Gletscheroberfläche unter die Schneegrenze (Firnlinie) und/oder dem Anstieg der Schneegrenze über die Eisoberfläche zur Verfügung standen, ist ihre Entstehung an zurückschmelzende Würmgletscher oder Gletscher des älteren Spätglazial geknüpft. Die Genese von Gletschertöpfen ist außerdem an die konstante Lage von tiefreichenden Gletscherspalten gebunden, in die das in Strängen gesammelte Schmelzwasser, das Moränenschutt als Schleifmaterial mitführte, stürzte. Derartige Spalten(systeme) treten wie die rezenten Alpengletscher zeigen, über Schwellen des Felsuntergrundes auf. Die Tatsache, dass Gletschertöpfe überhaupt überliefert sind, macht deutlich, dass nach ihrer Anlage keine nennenswerte Glazialerosion mehr wirksam war.

Im Raum um Berchtesgaden finden sich noch einige weitere Hinweise auf zurückschmelzende Eismassen. So gibt es an mehreren Lokalitäten Schotter, die an den Eisrand oder in einen See am Eisrand geschüttet wurden.

Einen bereits mit seiner Oberfläche abgesunkenen Königsseegletscher deuten auf der Ostseite des Sees Kegelreste auf der Königsbachalm in 1150 bis 1200 m Höhe und auf der Gotzentalm in 1050 bis 1120 m Höhe an. Die Kegel, für die nach den heutigen geomorphologischen Gegebenheiten keine Bildungsursache auszumachen ist, müssen vom bereits eisfreien Gelände im Osten gegen das Eis des Gletschers geschüttet worden sein. Mit dem weiteren Absinken der Gletscheroberfläche wurden sie alsbald wieder zerschnitten. Kleine Aufschlüsse sowohl im Königsbach- als auch im Gotzentalm belegen den fluvioglazialen Charakter der Aufschüttungen.

In Hinter-Ettenberg sind am linken Hang des Ludlgrabens südlich der Sägmühle in einer Höhe von 790 m bis 800 m Deltaschotter aufgeschlossen, die Richtung Almbachtal vorgeschüttet wurden, als in diesem noch Eismassen lagen. Deltaschotter, allerdings in deutlich tieferer Lage, finden sich auch am Etzerschlößl und im unteren Gernbachtal um 600 m. Ebenso wie in Hinter-Ettenberg sind hier die Sedimente lokaler Herkunft und sie fallen mit etwa 30° Neigung südwärts ein. Als Eisrandterrasse ist schließlich das leicht von Ost nach West geneigte Gelände in Unterau zwischen der B 319 und dem Lettengraben in 700 m bis 730 m NN aufzufassen. Über Moräne, die vom Lettenbach angeschnitten wird, lagern meist kreuzgeschichtete Schotter und Sande lokalen Ursprungs. Westlich Auerdörf ist noch der Rest einer Moräne erhalten (Punkt 722), gegen den offenbar das Material geschüttet wurde. Durch beide, Moräne und Terrasse, wird auf einen Gletscher im Tal der Berchtesgadener Ache hingewiesen, der über der Laroswacht noch 250 m mächtig war.

Aus dem Spätglazial stammen auch unverfestigte Schotter am Talhang südlich der Berchtesgadener Ache am Untersalzberg. Nach Kühnel (1929, 493) lagern sie oberhalb Oberherzogenberg, nordöstlich vom Angerer

und zwischen dem Rennlehen und Rothenbichl in Höhen zwischen 620 m und 770 m. Wegen ihres Habitus und der Kreuzschichtung werden sie von ihm als fluvioglaziale Bildungen angesehen. Die Kreuzschichtung dieser rein kalkalpinen Schotter und Sande sowie eine mäßige Zurundung deuten tatsächlich auf fluvioglaziale Genese hin.

Im Gebiet von Stanggaß und Anzenbach existieren Wallformen, die an Moränenwälle erinnern und auch als solche angesprochen wurden (Rieche 1965). Doch ihre Ausrichtung lässt am Charakter von Endmoränen zweifeln und mehr an kuppige Grundmoränen- und an Abtragungsformen denken. Leider fehlen zu einer genaueren Beurteilung Aufschlüsse. Schließlich sei noch an die auffällige Hohlform östlich des Hofes Oberklapf bei Winkl westlich der Bischofswiesener Ache erinnert, die wohl auf Toteis zurückgeführt werden muss, denn Haselgebirge, das ausgelaugt worden wäre, steht hier unter der Moränendecke nicht an.

Insgesamt ist jedenfalls aus allen erwähnten Sedimentvorkommen und Formen kein detailliertes Bild über den Abschmelzprozess der Eismassen in der Weitung von Berchtesgaden im älteren Spätglazial, also vor rund 14.000 v.h. zu gewinnen.

5.4.2 Das Gschnitzstadial

In den Hochplateaugruppen im Süden der Berchtesgadener Alpen hat sich zunächst, das heißt im frühen Spätglazial, an der Ausdehnung der Nährgebiete der Stadialgletscher wegen ihrer Höhenlage nur wenig geändert, denn die unter den Plateaus folgenden Wandfluchten und Steilhänge, in deren Bereich nun die Schneegrenze zu liegen kam, leisteten zum Massenhaushalt der Gletscher nur unwesentliche Beiträge. Erst mit dem Gschnitz-Stage traten entscheidende Veränderungen ein. Zwar reichten von den hohen Plateaus im Süden Gletscherzungen teilweise noch weit herab, während das Lattengebirge und der Untersberg trotz ihrer Lage am niederschlagsreichen Alpenrand bereits völlig oder fast völlig eisfrei waren. Auch das Plateau der Reiter Alm besaß bei einer Schneegrenzlage um 2000 bis 2100 m keine geschlossene Eisbedeckung mehr. Nur die Steinberge im Süden trugen Firnkappen und die Kare enthielten an den Häuselhörnern (2284 und 2227 m) und vom Wagendröschl- bis zum Kleinen Mühlsturzhorn noch kleine Gletscher. Im Wagendröschlkar liegt eine recht unscheinbare, dreifach gestaffelte Moräne zwischen 1820 m und 1950 m und in der Roßgasse ist eine kleine Wallgruppe zwischen 1890 m und 1970 m ausgebildet.

Völlig im Gegensatz zu diesen bescheidenen Vorkommen stehen die Moränen und die Ansammlungen erratischer Blöcke im Norden des Königssees. Trotz ihrer geringen Höhenlage wenig über 600 m NN hat sie Penck (1909, 362) dem Gschnitzstadial zugewiesen. Er begründete dies mit den ausgedehnten Flächenantei-

len in über 2000 m NN im Steinernen Meer, die eine über 12 km lange Zunge im Trog der Königsseetalung ernähren konnten.

Dieser Argumentation ist bislang nicht widersprochen worden, obwohl Pencks Schätzung der Nährgebietsgröße mit 80 km² zweifellos zu hoch gegriffen ist. Sie dürfte allenfalls 50 km², eher weniger, betragen haben, wovon ein Drittel auf das östliche Steinerne Meer und zwei Drittel auf den Westteil entfielen. Tiefere Teile des Gebietes, wie der Simetsberg, trugen zur Ernährung des Königsseegletschers nicht mehr bei. Auch aus dem Gotzengebiet gelangte kein Eis mehr zum großen Talgletscher. Selbst bei Berücksichtigung einer noch bestehenden Eisanlieferung von der Watzmanngruppe und der günstigen orographischen Lage dieses Talgletschers ist sein Zehrgebiet unter diesen Bedingungen für das Gschnitzstadial erstaunlich groß, fast zu groß. Allerdings weist ein Vergleich mit den Verhältnissen auf der Nordseite des Hochkönigstockes durchaus auf die Richtigkeit dieser zeitlichen Einordnung hin.

Bei den großen erratischen Blöcken, zu denen der Schuster- und der Löwenstein östlich und nördlich des Königssee-Abschlusses gehören, handelt es sich um einen oder mehrere Felsstürze, die wohl aus den Seewänden im Osten des Sees oder der Talwand nördlich des Obersees auf diesen gschnitzzeitlichen Gletscher niedergebrochen sind und an ihren heutigen Lagerplatz herausverfrachtet wurden.

Rund 400 m höher, also bei 1000 m, ist im Schapbachtal eine Endmoränenlage ausgebildet, die einen gschnitzzeitlichen Halt des Watzmanngletschers anzeigt, der nach der Blocküberstreuung des westlichen Schapbachbodens zu urteilen, kontinuierlich zurückgeschmolzen ist. Eine Endmoräne in annähernd gleicher Höhenlage ist auch im Norden der Eckaualm (südlich Ramsau-Ort) ausgebildet. Auf der Moräne eines Hochalpgletschers auf der linken Talseite steht in 1010 m NN die Diensthütte. Allerdings gehört dieser Moränenstand wohl dem Steinachstadial an, während die Gschnitzmoräne rund 300 m höher am Mitterkaser ausgebildet ist. Weitere Moränen, die wohl dem Gschnitzstadium zuzurechnen sind, finden sich auf der Hochkalter-Nordwestseite erst wieder im Gebiet der Mittereis- und Hocheisalm östlich des Hirschbichl. Gletscher aus dem Hoch- und Kleineis haben hier Seitenmoränenwälle zwischen 1600 m und 1300 m hinterlassen. Ein undeutlicher Wall ist schließlich im innersten Weißbachtal (Kemat) in 1340 m bis 1200 m ausgebildet.

Im westlichen Steinernen Meer sind sichere Spuren des Gschnitzstadials außer dem bereits genannten Stand an der Kallbrunnalm und einem unsicheren Vorkommen südlich unter der Buchauer Scharte an der Jagdhütte Freithofalm bei 1560 m nicht auszumachen. Um so ausgedehnter sind dafür Moränen dieses Stadials im Umkreis des Hochkönigs, die bereits von Heissel (1949) kartiert wurden. Die deutlichsten Formen auf der Südseite hat der Gletscher aus dem Birgkar geschaffen.

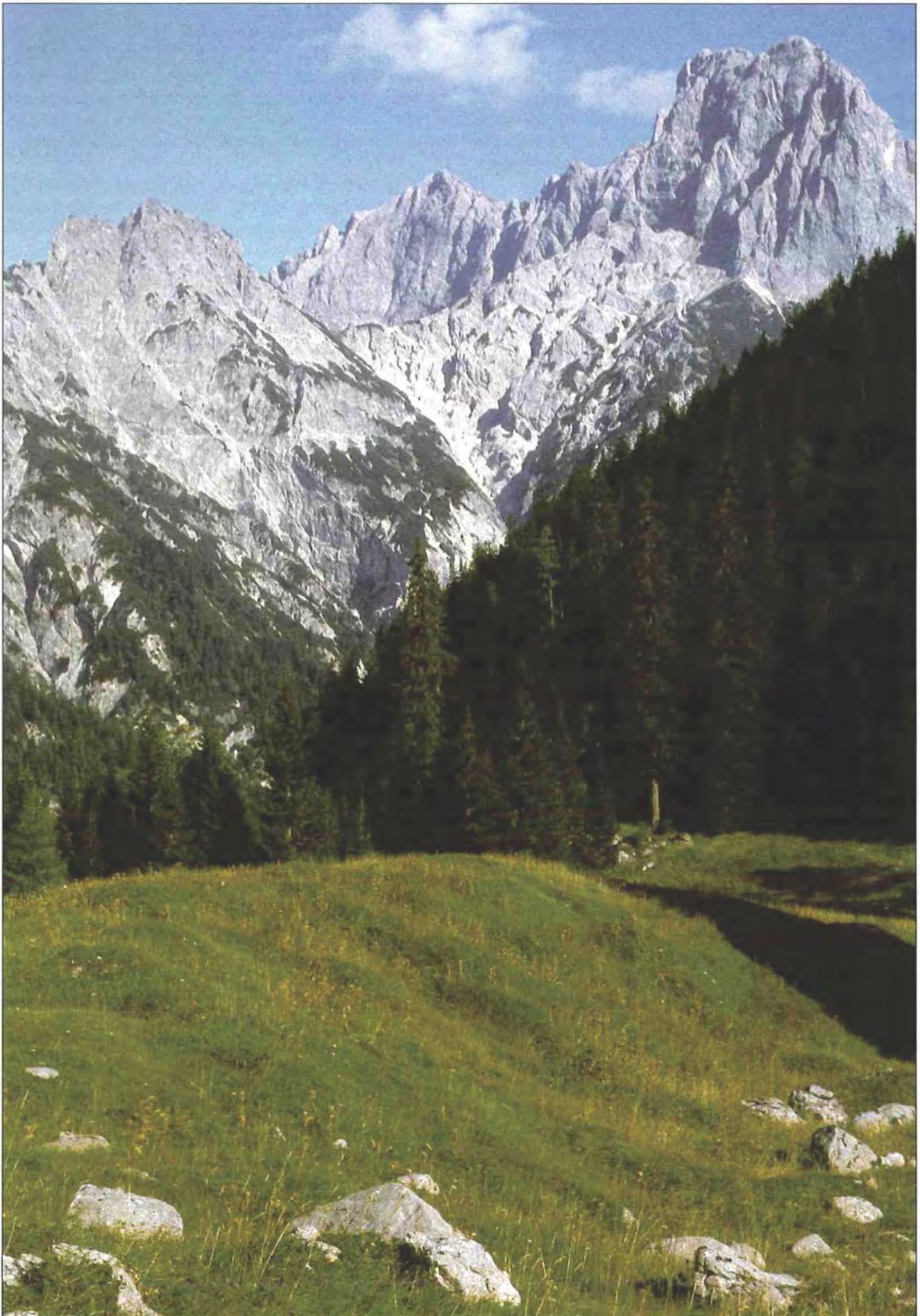
Oberhalb 1500 m setzen auf beiden Talseiten (Mankeiboden und Trockenbachboden) Seitenmoränenwälle an, die sich zur Endmoränenlage am Sattel (ca. 1200 m) westlich Elmau zusammenschließen. Unter dem Weißkar gibt es äquivalente Seitenmoränenreste um und nördlich der Erichhütte zwischen 1700 m und 1500 m, ohne dass jedoch eine Gletscherzunge markiert wird.

Eine deutliche Moränenlandschaft auf der Ostseite des Hochkönigs ist im Höllntal im Gebiet der Häntingalm oberhalb 1100 m entwickelt. Tiefer gelegene Wallreste am Jagdhaus Hölln (965 m) sowie weiter unterhalb müssen einem älteren Stadial (Steinach?) zugeschrieben werden. Im Imlautal reichte eine Zunge des Hochkönigsgletschers zur Gschnitzzeit wohl bis in den flachen Talboden von Hinterimlau (981 m). Klare Wallformen fehlen hier allerdings.

Im nordseits gelegenen Blühnbachtal sind talein vom Schloß Blühnbach zahlreiche und teilweise mächtige Moränen entwickelt. Sie stammen überwiegend von Eismassen des Hochkönigplateaus, die über das Wasserkar und die Seichen in das Tal herabstiegen. Obwohl Endmoränen entweder abgetragen oder von jüngeren Schuttmassen überdeckt wurden, lässt sich aus dem Formenschatz ein Gletscherendstand kurz innerhalb der Vereinigung des Wandbachtals mit dem Blühnbachtal fixieren. Es handelt sich um Seitenmoränen in 880 m bis 950 m Höhe im Winkel zwischen Wandbachtal und Blühnbachtal und auf der gegenüberliegenden Seite des Haupttales. Das Einzugsgebiet dieses Gletschers lässt sich zu gut 10 km² bestimmen. Seine Zunge hatte eine Länge von 6 km.

Die Rekonstruktion eines Gschnitzstandes in 800 m bis 900 m NN in diesem Tal wird gestützt durch eine Eisrandterrasse, die bei 1240 m am Hahnbalzboden auf der linken Talseite ansetzt und sich am Graben des Vorderreueßbaches bei 1200 m verliert. Heissel deutete diese Hangverflachungen zunächst als „verwaschene Uferwallreste eines sehr späten Rückzugstandes der Würmvereisung“ (1949, 151), die er, der Auffassung Ampferers folgend, von der Schlussvereisung mit den bereits genannten Stadialen abtrennte. Später (1973, 45) sah er in den Hangleisten die Reste einer Talverschüttung von annähernd 200 m Mächtigkeit. Aus den Merkmalen der Schuttmassen wird aber klar, dass es sich vorwiegend um Mur- und Lawinenschutt handelt, der aus den Steilhängen im Westen an einen Eiskörper im Tal angelagert wurde. Mit einem Gefälle der Eisrandterrasse von 7 % lässt sich das Gletscherende wenig oberhalb von Schloss Blühnbach rekonstruieren. Ein Talgletscher von beachtlicher Länge erfüllte also die Seichen und das innerste Blühnbachtal zur Gschnitzzeit. In diesem Talabschnitt sind am Sulzenalbi (940–960 m) und im Norden des Tennbodens (1040 m) weitere Moränenwälle von schwieriger Zuordnung (Senders-Stadial?) entwickelt.

Eine Zulieferung von Eis zu diesem Talgletscher vom Steinernen Meer und vom Hagengebirge ist im Gegensatz zur Annahme von Heissel nicht erkennbar und auch



Gschnitzzeitliche Moräne an der Mittereisalm östlich vom Hirschbichl, nach Norden.

kaum erklärbar. Die Nährgebiete für gschnitzzeitliche Gletscher bei einer Schneegrenze um oder etwas über 2000 m waren zu klein, um entsprechend große Gletscher auf diesen Seiten ausbilden zu können. Von der Sulzenkarlhöhe im Norden hat sich nur ein unbedeutender Teil des Plateaugletsches des Hagengebirges Richtung Blühnbachtal bewegt, ohne aber in Kontakt mit dem Blühnbachtalgletscher zu treten. Auf der Ostseite des Steinernen Meeres liegt eine bogenförmige Moräne am Hahnbalzboden in 1460 m, auf der der Mast 146 der Überlandleitung steht. Sie stammt von einem Gletscher aus dem Tauchertal. Bescheidener sind die Reste auf der Hinteralm, die in 1380 m Höhe liegen und von Eis aus der Nische zwischen Alpriedelhorn (2351 m) und Lawand (2312 m) aufgebaut wurden.

Im Hagengebirge sind nur auf seiner Westabdachung Moränenwälle verbreitet, deren Alterseinstufung jedoch noch nicht abgesichert werden kann. So gehören die Wälle an der Königstalalm bei 1500 m NN sowie die undeutlichen Moränenformen zwischen dem Ruck und der Rothspielscheibe in 1500 m bis knapp 1600 m Höhe wohl dem Gschnitzstadial an, ebenso die Wälle südwestlich des Schneibsteinhauses (1688 m) als Seitenmoränen eines Gletschers, der vom Schneibstein über das Ruckkar herabzog. Auch die geringen Reste im Langtal südlich des Saumösl bei 1450 m NN sind hier einzuordnen. Demgegenüber gehören die Moränen im Gotzengebiet und zwar von der Regenalm bis zum Kaunersteig und die unbedeutenden Wallformen nahe des Reitweges nördlich der Regenalm einem älteren Stadial an.

Am Hohen Göll sind Wälle im Ofnerkar um die Ofneralm zwischen 1240 m und 1300 m Höhe dem Gschnitzstand zuzuordnen.

Nach dem Gschnitzstadial wurden auch die hohen Plateaus mit Ausnahme der Übergossenen Alm am Hochkönig rasch weitgehend eisfrei. Daher sind sowohl im Hagengebirge als auch im Steinernen Meer auf den Plateaus nur sehr wenige, meist unscheinbare Moränenwälle ausgebildet und lediglich undatierbare Grundmoränenfüllungen in älteren großen Karsthohlformen erhalten. Kargletscher existierten nur noch an den höchsten Aufragungen der Berchtesgadener Alpen. Zugehörige Moränenwälle liegen durchwegs in Höhen über 1900 m und sind meist weniger deutlich entwickelt. Dies gilt zunächst für die Hochkaltergruppe, wo im Ofen- und Steintal bei 1900 m, im Hinterbergkar oberhalb 2000 m sowie im Hoch- und Kleineis nur unbedeutende Formen anzutreffen sind. Das trifft auch für die Moränen an der Ost- und Nordflanke des Großen Hundstods (2593 m), die Wälle in der Schneegrube westlich des Breithorns (2504 m), oder für das Gelände um die Schönfeldspitze zu. Ein wirres Haufwerk von Moränen- und Sturzschutt mit einigen Wällen findet sich im Umkreis von Funtenseetauern-Grießkogel: im Ledererkar, in der Steinigen Grube, im Unsönnigen Winkel. In der Koglgrube zwischen Bonegg (2559 m) und Scharlegg (2567 m) am Südsturz des Steinernen Meeres sind dagegen klare Wallformen in 1800 m bis 1950 m

vorhanden, auf die schon Heissel (1938,37) hinwies. Im Hagengebirge besaß offenbar nur noch der Kahlersberg (2350 m) eine Eiskappe, jedenfalls lagern auf dessen Nordostseite in 2000 m bis 2040 m Moränenwälle am Fuß der Steilhänge. Am Hohen Göll gibt es wegen der Steilheit der Hänge nur im Gamskar größere Massen von Moränenschutt, der jedoch wie die heute noch vorhandenen Firnflecken verdeutlichen, auch aus jüngerer Zeit stammen können. Schließlich sind für den Hochkönigstock Moränen, die dem Daunstadial zugeordnet werden müssen, aus dem nach Osten geöffneten Unteren Ochsenkar wenig über 2200 m NN zu nennen.

Die zeitliche Einordnung der unbedeutenden Moränenwälle speziell im Plateaubereich des Steinernen Meeres bereitet Schwierigkeiten, so der Moränen um die verfallene Schönbichlalm bei 1800 m, in der Alten Merch (bei 1750 m), auf der Feldalm (1760–1790 m) oder im Südosten des Funtensees (1640–1680 m). Die Moränen im Funtenseegebiet wies Penck (1909) dem Daunstadial zu, was jedoch wegen ihrer tiefen Position zweifelhaft erscheint.

Insgesamt bedürfen die als daunzeitlich angesprochenen Moränen noch einer genauen Überprüfung und Ergänzung.

6 Spät- und postglaziale Formungsprozesse

6.1 Talterrassen- und Kegelbildung

Mit und nach dem Weichen des Eises und vor dem Einzug des Waldes bis in die Hochlagen fand unter noch weitgehend periglazialen Bedingungen im frühen Spätglazial kräftige Frostschuttproduktion und die Mobilisierung enormer Schuttmengen (Verwitterungsmassen, Moränenablagerungen) statt. Der Schuttmantel unserer Berge oder zumindest weit herabziehende Haldenhänge sind das Ergebnis dieser geomorphodynamisch überaus wirksamen Zeit. Hinzu traten umfangreiche solifluidale Materialbewegungen an den Hängen, für die in den Berchtesgadener Alpen Zeugnisse oder Hinweise jedoch erstaunlich spärlich sind. Jedenfalls gelangte viel Lockermaterial in die Tiefenlinien, wurde von fließendem Wasser aufgenommen und weiter verfrachtet. Bei Gefällsminderung der Vorflut kam es teilweise zur Akkumulation in Form von Kegeln, teilweise gelangte das Substrat in die übergeordneten Täler und führte zur Ausbildung von Aufschüttungstalsolehnen, da die materialüberlasteten Flüsse bei Hochwässern zu häufigen, unsystematischen Bettverlagerungen tendierten (verflochtene Flüsse).

Durch Wiederbewaldung im jüngeren Spätglazial und der damit gekoppelten Festlegung von Hangschutt- und Moränendecken wurde die Leistungsfähigkeit des flächenhaften Abtrages erheblich gemindert. Lockerma-

terialherde waren auch erheblich verkleinert oder gänzlich abgetragen worden. Schließlich ist zu berücksichtigen, dass wegen der vertikalen Einengung der Frostschuttstufe auch die Nachlieferung frischen Schuttes erheblich abnahm. Gleichzeitig gewann aber der linienhafte Materialtransport durch Wasser an Wirksamkeit. Nun setzte die Zerschneidung der Aufschüttungstalsohlen und der Kegel ein, Terrassen entstanden und in Kegel wurden Gräben und Rinnen eingetieft. Nur unter besonderen Bedingungen, wie beispielsweise der Persistenz großer, unbewachsener oder nur schütter bewachsener Feststoffherde werden Kegel teilweise bis heute in ihrer Gesamtheit weitergebildet. Auf jeden Fall sind sowohl die Kegel als auch die Terrassen die Leitformen der jüngsten Talentwicklung im alpinen Raum.

Terrassen sind besonders in den großen, die Berchtesgadener Alpen rahmenden Tälern von Saalach und Salzach entwickelt. Im Saalachtal setzen fluviale Terrassen bei Reit zwischen Lofer und Unken in 25 bis 30 m und um 10 m über dem Fluss an, während talauf wegen Blockade durch Bergsturmassen die junge Talentwicklung verwischt und behindert wurde (s.u.). Im Bereich des Kniepasses zwischen den Mündungen des Donners- und Unkenbaches fehlen wegen der Enge des Tales Terrassenreste. Von der Weitung von Unken an lassen sich Terrassen jedoch saalachabwärts bis zur Mündung in die Salzach, wenn auch mit kürzeren Unterbrechungen, weiter verfolgen (Abb. 35) und ziehen als höhere Friedhofsterrasse und niedrigere Hammerauterrasse auch an der Salzach entlang, dort allerdings in geringerer Höhe von 10 m und 5 m über dem Flusspiegel.

Im Saalachtal, nördlich des Paß Lueg, bildete sich nach Freigabe durch das Eis im frühen Spätglazial ein großer See mit einer Spiegelhöhe von maximal 465 m. Dieser See wurde mit dem Einschneiden der Salzach in die Würmendmoränen bei Tittmoning in Etappen abgesenkt und auch allmählich mit Lockermaterial aufgefüllt, das

wiederum von fluvialen Sedimenten (Schotter, Sande, Schluff) überdeckt wurde. In diese ist infolge der etappenweisen Eintiefung der Salzach im Durchbruch durch die End- und Grundmoränen bei Oberndorf neben den beiden zitierten Terrassenniveaus noch ein drittes in nur 2–3 m Höhe über dem Fluss eingesenkt, die Alluvialterrasse. Allerdings sind die Niveaus nicht überall klar voneinander zu trennen.

Als Ursache der spätglazialen Talverschüttung wird immer wieder das noch tiefe Herabreichen von Stadialgletschern als Materialzubringer zu den bereits eisfreien Tälern genannt. Eine eindeutige Korrelation von älteren Stadialmoränen mit den Terrassenkörpern in den Tälern ist im Untersuchungsgebiet jedoch noch nicht gelungen. Da, wie erwähnt, die Verknüpfung von einem Schlern-(Steinach-)Stand mit der Friedhofsterrasse, wie es von Seefeldner (1955) im Saalachtal versucht wurde, nicht aufrecht erhalten werden kann (Heuberger 1972), ist das Alter der Talverschüttung und der Terrassenbildung nach wie vor unklar. Genauso problematisch sind die Versuche Leidlmairs (1956, 84) Schwemmkegel und Talverschüttungen im Allgemeinen mit angeblichen Schlernmoränen am Südhang des Steinernen Meeres, am Griesbach im Leogangtal oder im Schidergraben südlich St. Martin bei Lofer in Verbindung zu bringen. Sicher ist lediglich, dass die Terrassen dem frühen Spätglazial angehören müssen, da Pippan (1967) sowohl in der Friedhofs- als auch in der Hammerauterrasse Kryoturbationserscheinungen feststellen konnte.

Auf der Basis des engen Zusammenhanges von Waldentwicklung und Geomorphodynamik und Kenntnis der Waldgeschichte, nämlich einer waldlosen Zeit bis in die Älteste Dryas, könnte die ältere Aufschüttungsperiode (Niveau der Friedhofsterrasse) bis gegen 14.000 v.h. gereicht haben, der im Alleröd eine Zeit der Zerschneidung folgte. Doch bedarf diese Annahme im Gesamtgebiet noch der Absicherung.

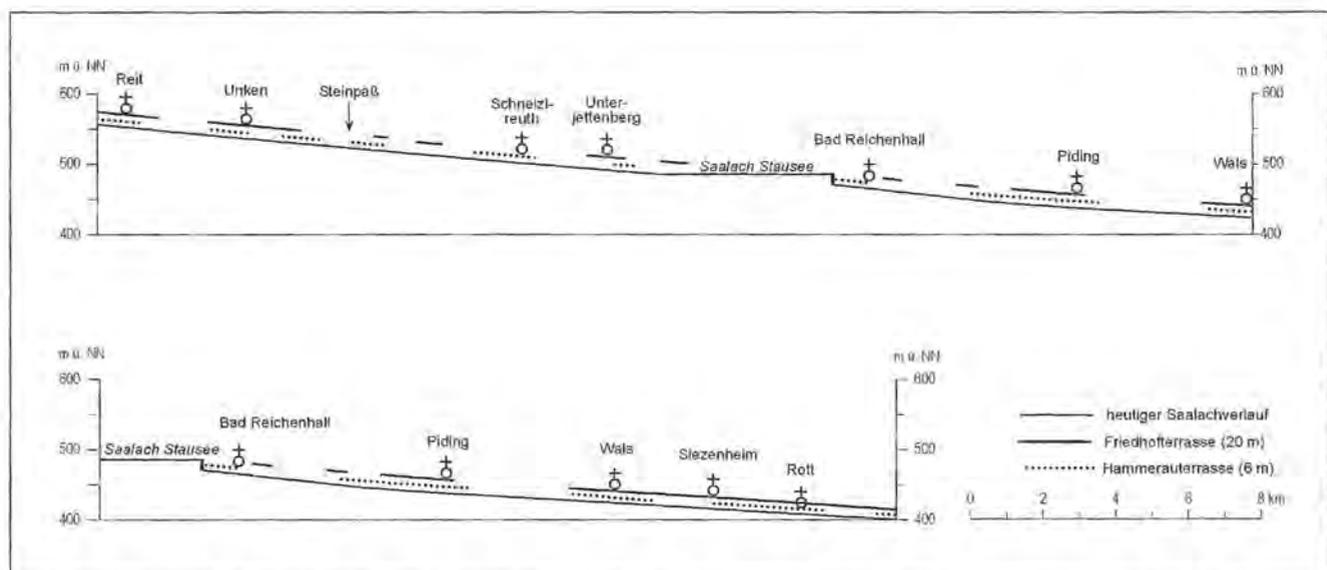


Abb. 35: Spätglaziale Terrassen im Saalachtal zwischen Reit und der Mündung in die Salzach (nach Seefeldner 1955, ergänzt).

Aus den Erkenntnissen über die Talverschüttung lässt sich jedoch eine Folgerung ableiten:

In Analogie zu den geomorphologischen Entwicklungen im Würm-Spätglazial darf davon ausgegangen werden, dass die erwähnte, zunächst als riß-würm-interglazial bezeichnete Talverschüttung in der Realität eine spätrisszeitliche war und im eigentlichen Interglazial bereits ihre Wiederausräumung stattfand.

Im Tal der Ramsauer- und Berchtesgadener Ache und ihrer Zubringer lässt sich kein durchlaufendes Terrassensystem verfolgen. Lediglich im Tal der Bischofswiesener Ache ist im Anschluss an den Frechenbach-Schwemmkegel, der von Westen in das Tal vorgeschüttet wurde, bis über Bischofswiesen hinaus eine 6–8 m-Terrasse entwickelt. Als Ergebnis junger Eintiefung der Ramsauer und Berchtesgadener Ache kann aber über längere Strecken ein auf- und absteigender Hangknick beobachtet werden, oberhalb dessen die Hangneigung wieder geringer wird. Klare, allerdings bescheidene Terrassenreste treten an der Mündung des Wimbaches in die Ache 12–14 m über dem Fluss auf. Von wesentlich größerer Dimension ist dagegen die Aufschüttungs- und Terrassenfläche von Oberschönau (ca. 1,8 km²). Mit sehr geringem Gefälle (< 0,8°) dacht sie von West nach Ost ab. Ihre Oberfläche liegt fast 50–60 m über der Ache. Im Osten wird der moränenüberdeckte Rücken von Winkl-Köppel-eck von ihr umschüttet. Zur Königsseer Ache folgt ein zweifacher Terrassenabfall von 40 m und 20 m Höhe.

Da der Schwemmkegel von Schönau an die Endmoränen des gschnitzzeitlichen Königseegletschers angeschüttet erscheint, kann er allenfalls gleich alt sein. Nach Rathjens (1939, 63) soll er seinen Ausgang an Endmoränen in der Engedey und in Hinterschönau nehmen, die er als altersgleich mit denen nördlich des Königssees ansieht. Bei flüchtiger Betrachtung gewinnt man tatsächlich den Eindruck von Moränenwällen im fraglichen Gebiet, jedoch handelt es sich bei Dick- und Votzenlehen oder beim Vierradlehen in der Engedey um Abtragungsformen in Moränenmaterial. Ein Endmoränenstand des Gschnitz-Stadials als Entsprechung der Moränen nördlich des Königssees kann es schon deshalb nicht sein, weil einem Ramsauer Gletscher ein ähnlich hochgelegenes und großes Einzugsgebiet wie dem Königseegletscher im Wimbach- und Klausbachtal fehlte und er deshalb diese beachtliche Ausdehnung nicht erreichen konnte.

Das Material dieses überaus flachen Kegels besteht aus gut gerundeten Schottern, die zur Hauptsache dem Kalkalpin entstammen. Doch kommen auch zentralalpine Gerölle vor, die aus der Verwitterung von Ramsauer Mühlstein hervorgegangen sind. Talauf in der Engedey fehlen derartige Schotterreste und weiter talauf können die undeutlichen Terrassenreste östlich des Bartler (im Osten des Wimbaches) und westlich der untersten Kehre der B 305 in der Ramsau (Hotel Rehlegg) nur bedingt als Äquivalente angesprochen werden.



Teil des Schwemmkegels von Oberschönau von Osten.

In gleicher Höhenlage wie die Oberschönauer Fläche liegt nördlich der Ramsauer Ache das weitgehend überbaute Kasernengelände von Strub und der Terrassenrest westlich der B 20 unter Stöberl. Nach den Ergebnissen von Bohrungen im Kasernenbereich (s. Abb. 36) sind allerdings die faziellen Verhältnisse von denen der Schönauer Aufschüttungen verschieden, nämlich durchwegs feinkörniger.

In der Schönau scheinen fast nur unverfestigte Schotterablagerungen vorzuliegen, die über Grundmoräne, Haselgebirge, Werfener Schichten und anderen Gesteinen der Hallstätter Einheit lagern. Eine Unterlagerung durch Seeton, wie es von Lebling (1935, 35) vertreten wurde, liegt nicht vor. Vielmehr handelt es sich bei dem „Seeton“ um Alm- oder Wiesenkalke, die an den Terrassenabfall zur Königsseer Ache und auf der gegenüberliegenden Flussseite im Osten in Feuchtgebieten angelegt wurden, aber nicht das Liegende darstellen. Ein älteres Becken, das im Süden durch Eis des Königsseegletschers und im Norden durch zentralalpines Eis zu einem See gestaut worden sein soll, ist undenkbar, da im Spätglazial kein Ferneis in den Raum Berchtesgadener Ache eindrang. Die Molluskenfauna des Wiesenkalkes besteht zudem nach den Untersuchungen von Dehm (in Jurgan 1962, 35) gänzlich oder größtenteils aus Landmollusken und ist postglazial bis rezent. Einen großen „See von Schwöb“ kann es demzufolge nicht gegeben haben.

Östlich der Einmündung der Bischofwiesener in die Ramsauer Ache liegt im Süden die Terrassenfläche mit dem Berchtesgadener Friedhof in einer Höhe von 580 m. Ihr entspricht im Norden des Flusses eine gleich hohe, jetzt überbaute Fläche unter dem Hotel Berchtesgadener Hof. Beide Terrassen werden von Schottern aufgebaut. Das gilt auch für die Terrasse, von der Franziskaner- bis zur Stiftskirche (bei 572 m) im Ortsbereich von Berchtesgaden. Hier liegen Baugrunduntersuchungen⁴⁾ vor, die über den Aufbau des Terrassenkörpers Auskunft geben (Abb. 37 und 38). Unter rund 10 m mächtigen Schottern lagern im Wechsel Schluff, Feinsand, Kies und vor allem „Bänderton“. Als „Bänderton“ wird in den Bohrgutachten eine Wechselfolge von hellen Feinsand- und dunklen Tonlagen, meist in Millimeterstärke, verstanden, wodurch im Querbruch ein bänderartiges Aussehen zustande kommt. Im gleichen geologischen Gutachten werden die Schotter als Terrassenschotter gedeutet, was den Verhältnissen in Schönau entsprechen würde und die „Bändertone“ als Seesedimente klassifiziert, die in Gletschernähe abgelagert wurden. Einheitlich dünngeschichtete Feinsande und Tone in 550–600 m NN stellte auch Rieche (1965, 69) bei Berchtesgaden an den Hängen zur Berchtesgadener Ache und zum Gernbach hinab fest.

Im weiteren Verlauf des Tales der Berchtesgadener Ache sind Hinweise auf eine spätglaziale Talverschüt-

tung spärlich. So berichtet Kühnel (1929, 493) von einem Schotterrest westlich unter Stanger in etwa 560 m Höhe, also rund 40 m über der Ache, der heute nicht mehr aufgeschlossen ist. Schotterrelikte wurden bei Geländebegehungen 1998 auch am Hang südlich der Kilianmühle und am Fahrweg zum Pfnürlehen festgestellt. Eine deutliche Terrasse ist nicht ausgebildet; lediglich eine Hangverflachung, die nach unten mit einem Hangknick abschließt, ist abschnittsweise in 40 bis 60 m Höhe über der Ache ausgebildet.

Wenig talabwärts vom Pfnürlehen wurde vom Larosbach im Spätglazial ein Kegel in das Tal der Berchtesgadener Ache geschüttet, der etwas über 600 m NN ansetzt und mit ungefähr 3° abdacht. Daraus ergibt sich bei Ergänzung bis zum Nordhang des Achentales am Kiliansberg eine Kegelhöhe von rund 50 m über dem heutigen Niveau der Ache (520 m NN an der Laroswacht). Ob jedoch die Schüttung dieses Kegels mit den Terrassensedimenten von Oberschönau und Berchtesgaden korreliert werden kann, ist unsicher, da die nach Südwesten orientierte Deltaschichtung der Larosbachschotter oder Allweg-Schotter Kühnels (1929, 494) im Südteil des Kegels einen von Aufschüttungsmassen freien und zu einem See gestauten Talraum voraussetzt. Von diesem Kegel sind nur noch Relikte überliefert, da er von Berchtesgadener Ache, Laros- und Kainbach unter Einschachtelung jüngerer Kegelbildung tief zerschnitten wurde.

Bei Marktschellenberg sind mit der dortigen lokalen Friedhofsterrasse in 510 m Höhe und der Ebenheit beim Sulzauer (ca. 500 m) zwei kleine Reste gut 30 m über der Ache erhalten. Demgegenüber liegt die Friedhofsterrasse des Salzachtals bei St. Leonhard am Ausgang des Tales der Berchtesgadener Ache in die Weitung von Hallein nur bei 450 m, bei Anif in 440 m. Eine Verbindung beider Talbodenniveaus besteht daher nicht.

Eine spätglaziale, teilweise undeutliche Terrasse lagert auch im äußeren Wimbachtal. In diesem Talabschnitt hat sich der Wimbach bis zu 70 m in schwach gerundetes und schlecht sortiertes Schuttmaterial eingetieft, das mehrach als Moräne gedeutet wurde, aber eindeutig fluvialen Ursprungs ist, wie der Vergleich mit den rezenten Wimbachschottern zeigt. Eingeschaltet sind, wie einige Anrisse offenlegen, pelitische Lagen von bis zu 100 m Länge. Sie sind verfestigt, gebändert und von lichtgrauer bis bräunlicher Farbe. Sie bestehen aus „feinem Zerreibsel“ (Gümbel 1894, 216) von Dolomit und Kalk sowie feinsten Quarzkörnchen und Glimmerblättchen. Teilweise sind auch kleine, mehr oder weniger gut gerundete Gerölle von Dolomit und Kalk eingelagert. Bis in die achtziger Jahre des 19. Jahrhunderts wurde dieses Material als „Ramsauer Kreide“ abgebaut, gemahlen und für Tüncher- und Farbmateriale sowie als Kittmasse verwendet. Bei dieser „Gletscherschlammildung“ (Penck und Richter 1885, 251) handelt es sich um

⁴⁾ Für die Überlassung der Ergebnisse der Bohrungen danke ich Herrn Marktbaumeister Helmut Graßl verbindlichst.

Strubkaserne

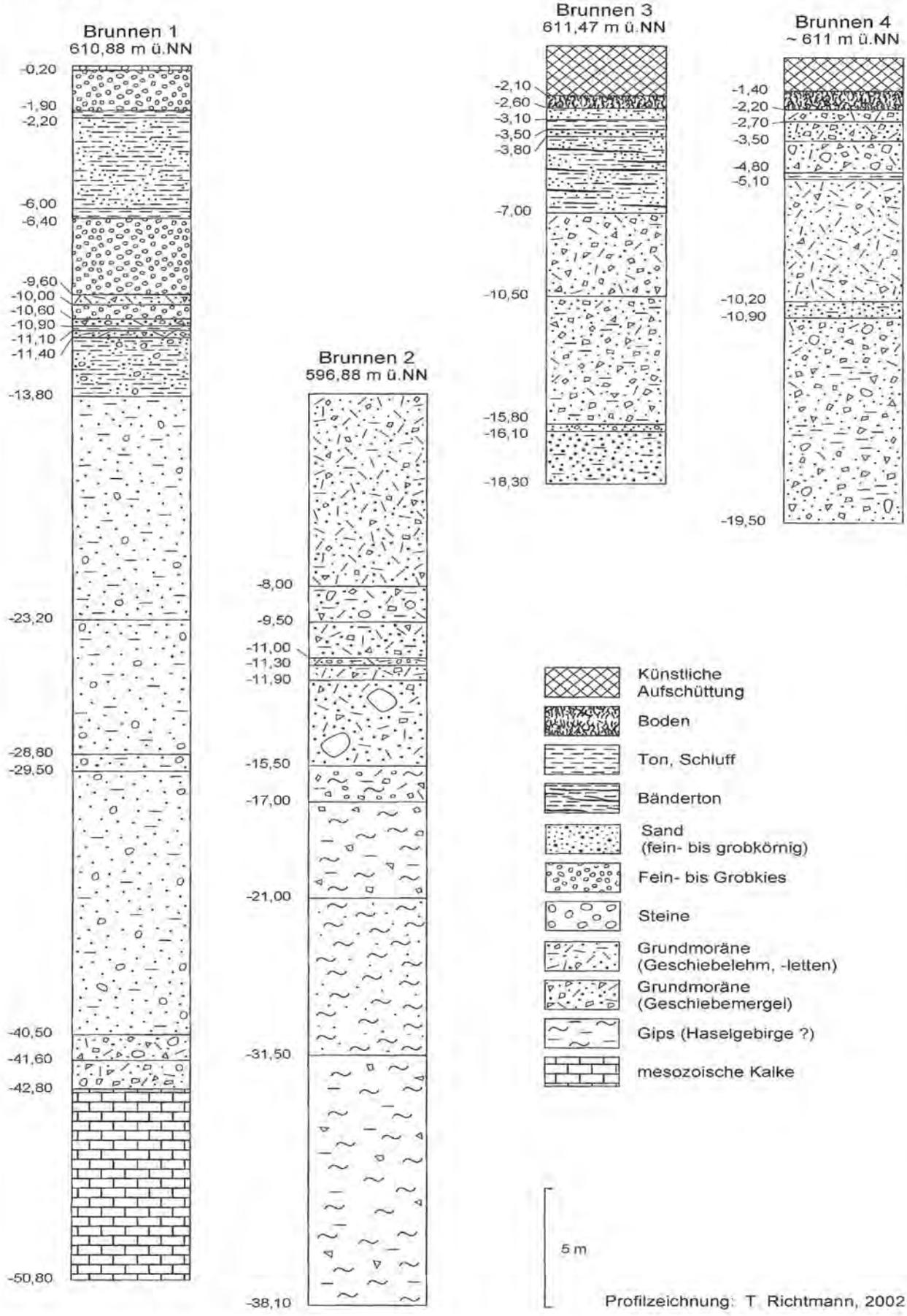


Abb. 36: Brunnenbohrungen im Gebiet der Strubkasernen / Berchtesgaden.

Berchtesgaden, Kur- und Kongresszentrum

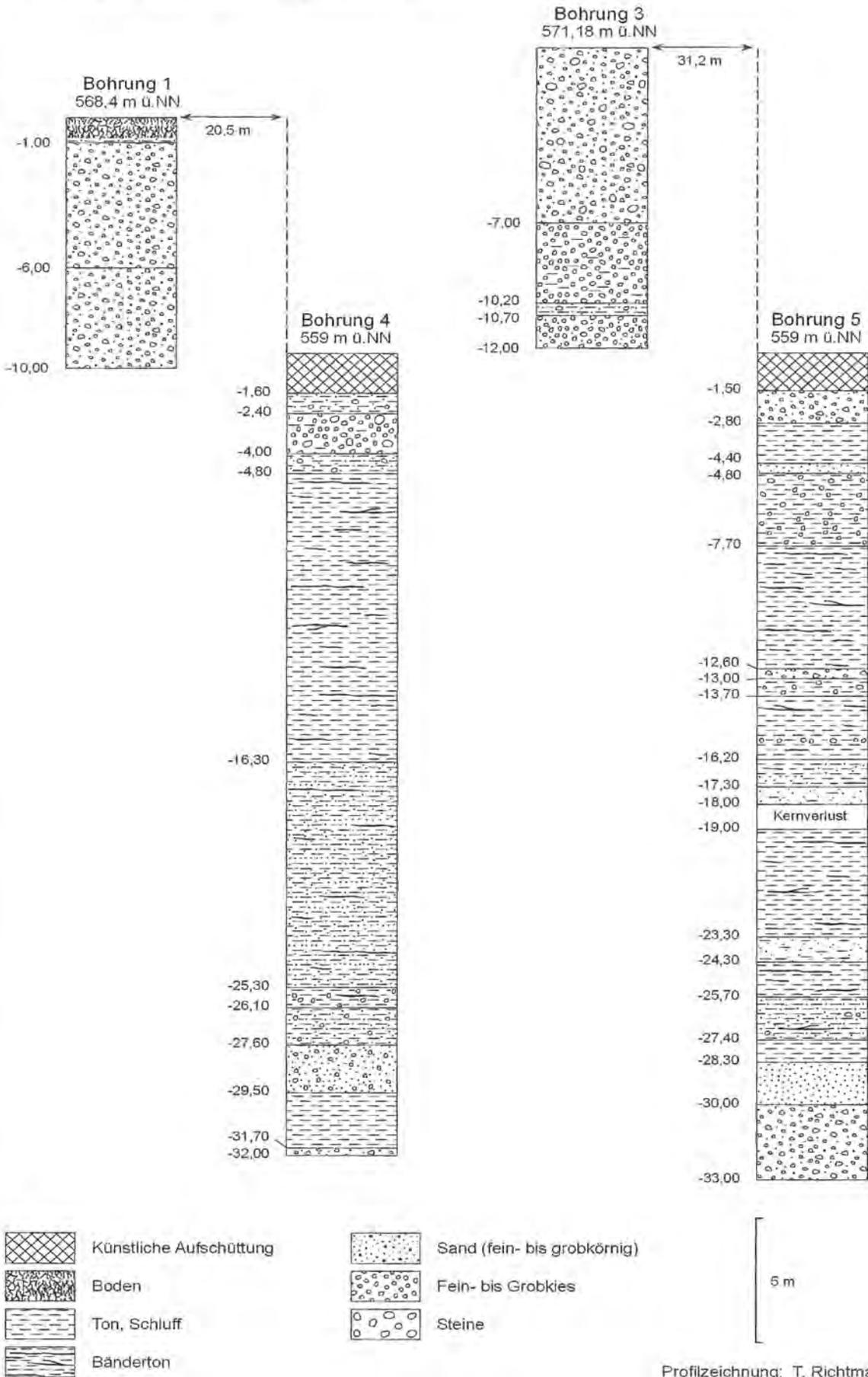
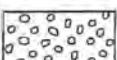
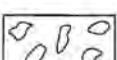


Abb. 37: Bohrungen am Kur- und Kongresszentrum Berchtesgaden.

Tiefgarage Berchtesgaden

-  Künstliche Aufschüttung
-  Ton, Schluff
-  Sand (fein- bis grobkörnig)
-  Kies
-  Blöcke

5 m

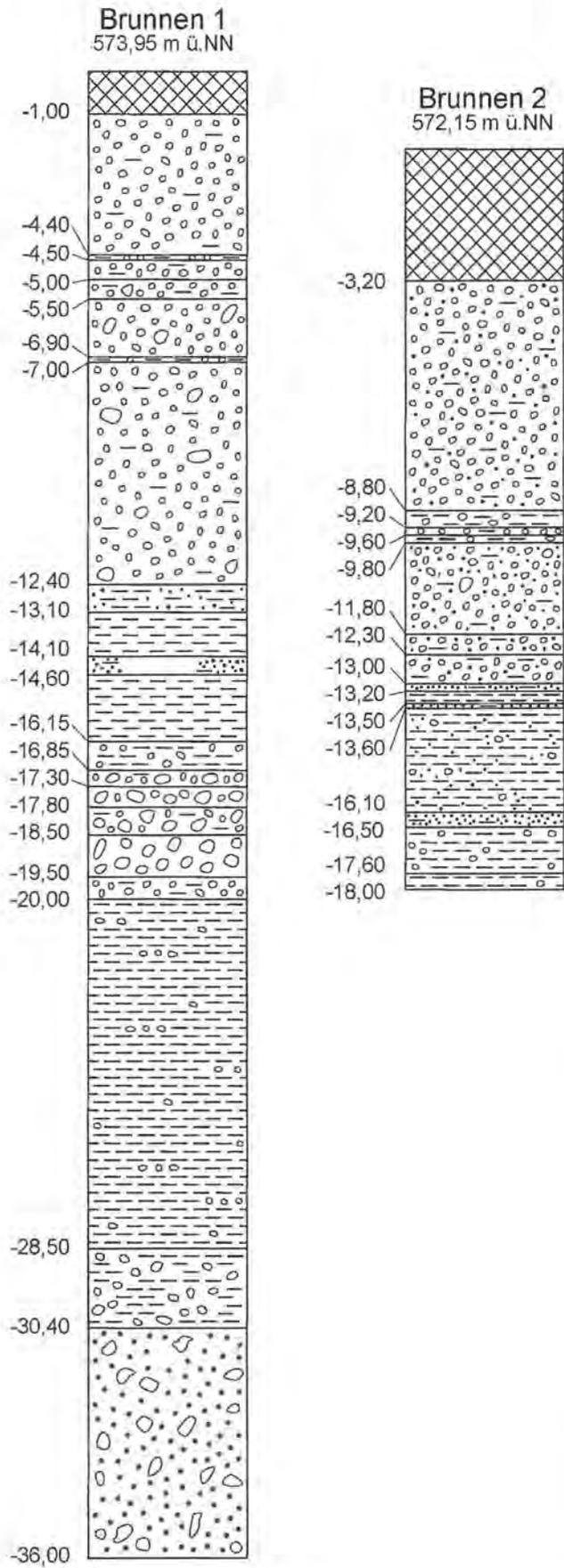


Abb. 38: Bohrungen im Bereich der Tiefgarage am Kur- und Kongresszentrum Berchtesgaden.

Stillwasserabsätze in einem in mehrere Abflussbahnen aufgeteilten, also verflochtenen Flusse, der reichlich Gesteinsmehl als Schwebfracht führte. Keinesfalls ist es echte Seekreide, da diesen Sedimenten die charakteristische Feinschichtung von Seeablagerungen fehlt. Auch der Begriff Kreide trifft bei strenger Definition nicht zu, da das Sediment nicht aus Schalenresten von aquatischen Kleinlebewesen, sondern aus minerogenem karbonatischen Schluff mit Sandgehalt besteht. Offenbar bestand zur Zeit der Verschüttung die Wimbachklamm noch nicht oder sie war durch Moräne plombiert.

Zeitgleich, und genetisch auf das Engste mit den Aufschüttungstalsohlen verbunden, entstanden am Ausgang von gefällsstärkeren Nebentälern zu übergeordne-

ten, gefällsärmeren Tälern Lockermaterial-Kegel, korrekt formuliert eigentlich nur mehr oder minder breite Kegelsektoren. Über sie wurden den Vorflutern Feststoffe zugeführt, mit denen diese die Talsohlen weiter erhöhten. Die Kegel selbst bildeten auch Materialherde, da durch Flussverlegung im vorgeschalteten Tal an ihrem Fuß Anrisse oder Anbrüche (Stiny 1931, 2) geschaffen wurden. Die Akkumulation auf den Kegeln hatte immer wieder die Verlagerung der Abfluss- oder Bewegungsbahnen (im Falle von Muren) zur Folge, so dass benachbarte Kegel an Größe gewannen und gelegentlich zusammenwuchsen. Der Südwestfuß des Steineren Meeres um Saalfelden bietet diese Situation, denn die großen Kegel von Jufers-, Kalm- und Öfenbach verzahnen sich hier zu einer Aufschüttungsrampe.



Schwemmkegel des Eisbaches am Königssee und Watzmannwände im Hintergrund.

Nur wenige Kegel sind in ihrer Gesamtheit heute noch in Weiterbildung und zwar nur dann, wenn sie aus einem weitgehend waldfreien bis in die subnivale Stufe reichenden Einzugsgebiet mit reichlich Lockermaterial versorgt werden. Die weitaus größere Zahl unterliegt wegen verringertem Lockermaterialangebot im Einzugsgebiet der Zerschneidung. Die dabei häufig zu beobachtende Ineinanderschachtelung von jüngeren, meist nur schmal entwickelten Kegelsektoren in ältere erfolgte im Gleichklang mit der Terrassenbildung in den breiten Talsohlen.

Wo keine Terrassenbildung in den Tälern vorliegt, wie in den Hohlwegen (Saalachtal zwischen Marzon und Weißbach bei Lofer), wurden auch die Kegel nicht zerschnitten (Kegel des Buchmaibaches, Keesgrabens, Dießbaches). Das gilt auch für Kegel, die fast ausschließlich von Muren aufgebaut wurden.

Die Neigung der Kegel in den Berchtesgadener Alpen schwankt in einem weiten Bereich zwischen etwa 2° und über 25°. Die jeweiligen Neigungswerte sind von mehreren Faktoren abhängig: dem Gefälle des Nebentales, vor dessen Mündung er aufgebaut wurde, der Korngröße des Aufschüttungsmaterials und vor allem dem Verhältnis von Wassermenge zu Feststoffvolumen. Wie beispielsweise der Kegel des Eisgrabens am Königssee, der Kegel des Frechenbaches auf der Ostseite und des Rötelbaches auf der Westseite des Lattengebirges zeigen, schütten größere, durch gelegentliche Hochwässer ausgezeichnete Bäche flache Kegel, also

Schwemmkegel, auf. Die Neigung steigert sich merklich bei Wildbächen, die durch hohes Gefälle, rasch und stark schwankende Wasserführung und zeitweise hohe Feststoffbelastung gekennzeichnet sind. Bezüglich der Neigungswinkel ihrer Kegel gibt es Überschneidungen mit Murkegeln, wie auch Überschüttungen durch Wildbäche und Muren, die vielfach nicht klar voneinander getrennt werden können und in zahlreichen Publikationen auch nicht unterschieden werden. Muren sind jedenfalls weitaus weniger Massentransporte als vielmehr Massenschwerebewegungen, bei denen Wasser nicht als Transportmedium wirkt, sondern die Rolle eines „Schmiermittels“ übernimmt. Darauf weist auch die beachtliche Dichte einer abgehenden Mure hin, die über 1,8 g/cm³ liegt. In Muren verhalten sich die mobilen Massen wie ein einheitliches disperses System, in dem alle Bestandteile – von tonnenschweren Blöcken bis zur Tonfraktion – sich annähernd gleich schnell bewegen. Bei Massentransporten in Wildbächen und Flüssen bei Hochwässern besitzen dagegen die verschiedenen Korngrößen unterschiedliche Transportgeschwindigkeit. Schon A. Weber (1964) wies darauf hin, dass Muren Gravitationsströme sind, aus Schutt aller Größenordnung, Boden, Holz und Wasser bestehend, die nicht den hydraulischen, sondern eigenen Bewegungsgesetzen folgen. Allerdings benutzen Muren immer wieder auch Wildbach- und Lawinengräben.

Gravitative Massenbewegungen ohne größeren Wasseranteil führten zur Entstehung von Kegeln, deren Neigung



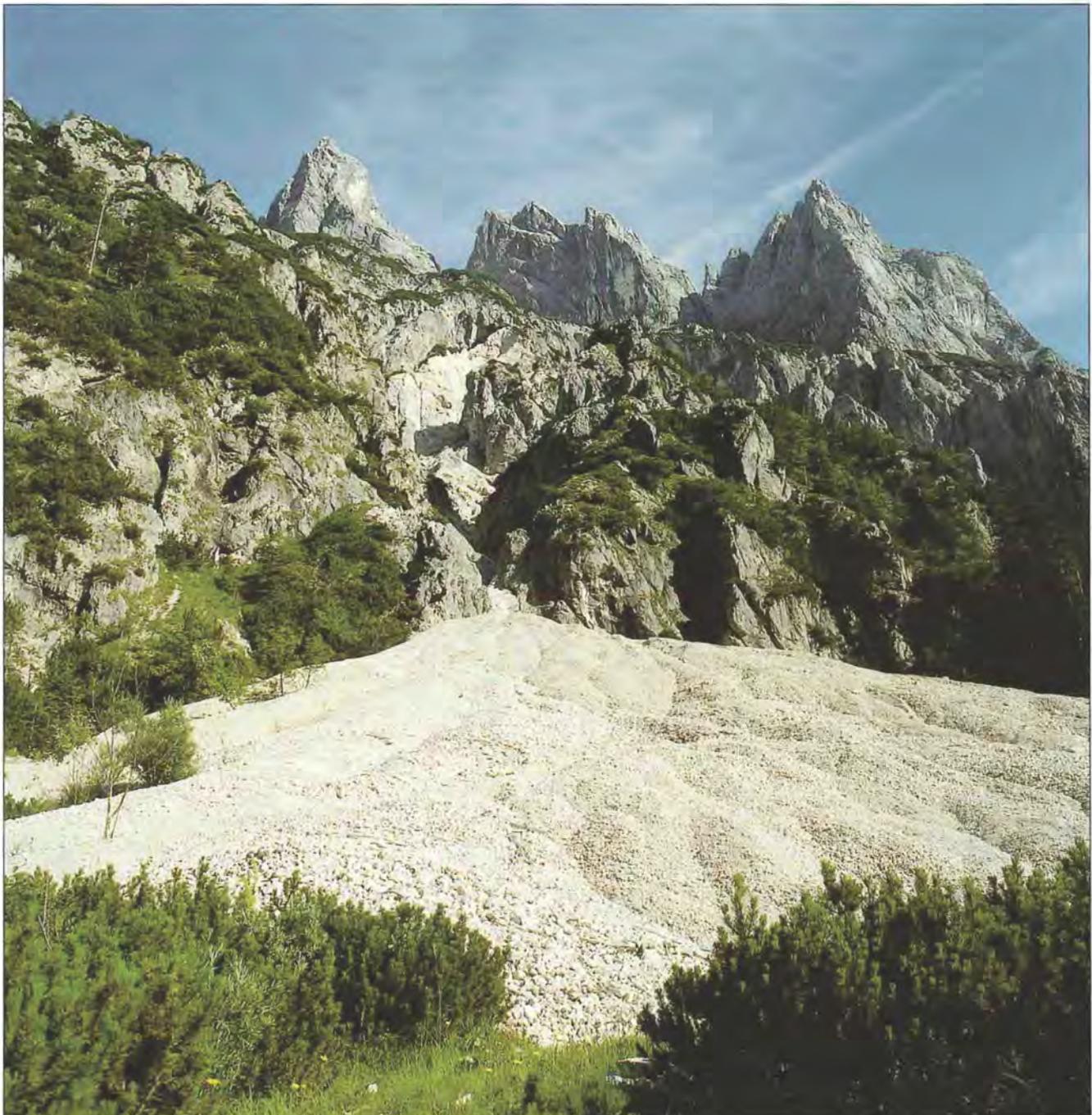
Mur- (links) und Sturzkegel (rechts) am Westhang des Großen Hundstods zur Hochwiesalm.

gen bis an den natürlichen Schüttungswinkel von Sturzkegeln heranreicht. Wasser sorgt in diesem Falle lediglich für eine Reibungsminderung der Gesteinsfragmente aneinander, wodurch das Material leichter mobilisiert werden kann. Solche Kegel, die heute infolge ihrer Waldbedeckung als Ruheformen bezeichnet werden müssen, liegen beispielsweise unter Walchhütten-, Seilstatt- und Landtalwand zwischen Königssee und Fischunkel.

Nach genetischen Gesichtspunkten lassen sich somit in den Berchtesgadener Alpen folgende Kegeltypen unterscheiden:

Schwemmkegel	mit Neigungswerten zwischen	1,5° und 4°
Wildbachkegel	mit Neigungswerten zwischen	3° und 7°
Murkegel	mit Neigungswerten zwischen	6° und 20°
„trockene“ Kegel	mit Neigungswerten zwischen	15° und 35°

Selbstverständlich gibt es vielfach fließende Übergänge oder „Mischformen“, da sich mehrere Prozesse bei der Kegelbildung verbinden oder überlagern können. Erin-



Murkegel unter dem Mühlsturmgraben in der südlichen Reiter Alm.

nerf sei auch an die Mitwirkung von Lawinen bei der Lockermaterialakkumulation.

In engstem Bezug zu den lithologischen Charakteristika (Tab. 1) sind vor allem im Verbreitungsgebiet von Ramsaudolomit und karnisch-norischem Dolomit große Kegel entstanden. So haben die Bäche auf der Nordseite des Lattengebirges (Wapp-, Weiß- und Rötelbach) beachtliche Kegel gegen Bayerisch- und Großmain geschüttet. Der Frechenbach auf der Ostseite des Lattengebirges hat sich in seinen eigenen Schwemmkegel 20 m eingetieft und dabei eine 6 m-Terrasse (eingeschachtelter Kegel) geschaffen, während der nördlich benachbarte Kegel vor dem Schwarzen Graben (Schwarzenlehen, Eisenrichter) unzerschnitten blieb. Auf die Kegel an der Südseite des Steinernen Meeres wurde bereits hingewiesen, Größere Kegel entstanden auch im Bereich starker tektonischer Beanspruchung (Deckengrenzen, Überschiebungen) oder mächtiger Moränenüberkleidung steilerer Hänge, wofür die Kegel des Klingerbaches, des Krautkasergrabens oder des Hainzenbaches im Süden von Berchtesgaden als Beispiele genannt werden können. In Übereinstimmung mit der hohen Resistenz des Dachsteinkalkes ist in seinem weiten Verbreitungsbereich die Kegelentwicklung bescheiden zu nennen.

Mit dem Anstieg der Jahresmitteltemperatur, besonders aber der Mitteltemperaturen der Sommermonate gegen Ende des Spätglazials verdrängte in unserem Gebiet Birkenwald die Kältsteppe, die oft irreführend als Tundra bezeichnet wird. Wohl bereits ab dem Bölling-Inter-

stadial, sicher aber mit der ausgehenden Älteren Dryas rückte das Waldkleid zur Höhe empor. Im Alleröd lag nach Befunden aus dem Funtenseegebiet im Steinernen Meer (H. Mayer 1965) die obere Waldgrenze bereits bei 1700 bis 1800 m. Zwar sank sie in der Jüngeren Dryas wieder um einige hundert Meter ab, um im Präboreal auf etwa 2000 m anzusteigen. Während des postglazialen Klimaoptimums im Atlantikum lag sie höher als heute. Nach pollenanalytischen Untersuchungen sowie über der heutigen Waldgrenze liegenden Mooren, die in der Gegenwart zumindest zum Teil zerstört werden (beispielsweise nordwestlich des Toten Weibes, 2050 m) und inselartigen Rasenpolstern, die auf einem bis zu 30 cm hohen Sockel von Boden sitzen, lag sie auch im Subboreal etwa 300 m höher als heute. Günstigere klimatische Bedingungen in den Hochlagen bestätigen auch die Funde von Resten von Fledermausarten in Höhlen (z.B. am Rotwandl, 2231 m), die heute in diesen Höhen nicht mehr auftreten. Über der rezenten Waldgrenze hat sich eine Krummholzstufe entwickelt, oberhalb deren eine Rasenstufe folgt. Sie ist allerdings sehr lückenhaft und wird von der „herabsteigenden“ Fels-Schutt-Stufe durchdrungen.

Die Waldgeschichte der Berchtesgadener Alpen ist von H. Mayer (1966) anhand von Pollenanalysen aus mehreren, in verschiedenen Höhen gelegenen Mooren rekonstruiert und in einem Höhen-Zeit-Diagramm dargestellt worden (Abb. 39). Derartige Rekonstruktionsversuche des spätglazialen und holozänen Waldgrenzverlaufes sind allerdings mit erheblichen Unsicherheiten behaftet, da gerade im Hochgebirge durch konvektive Luftmas-

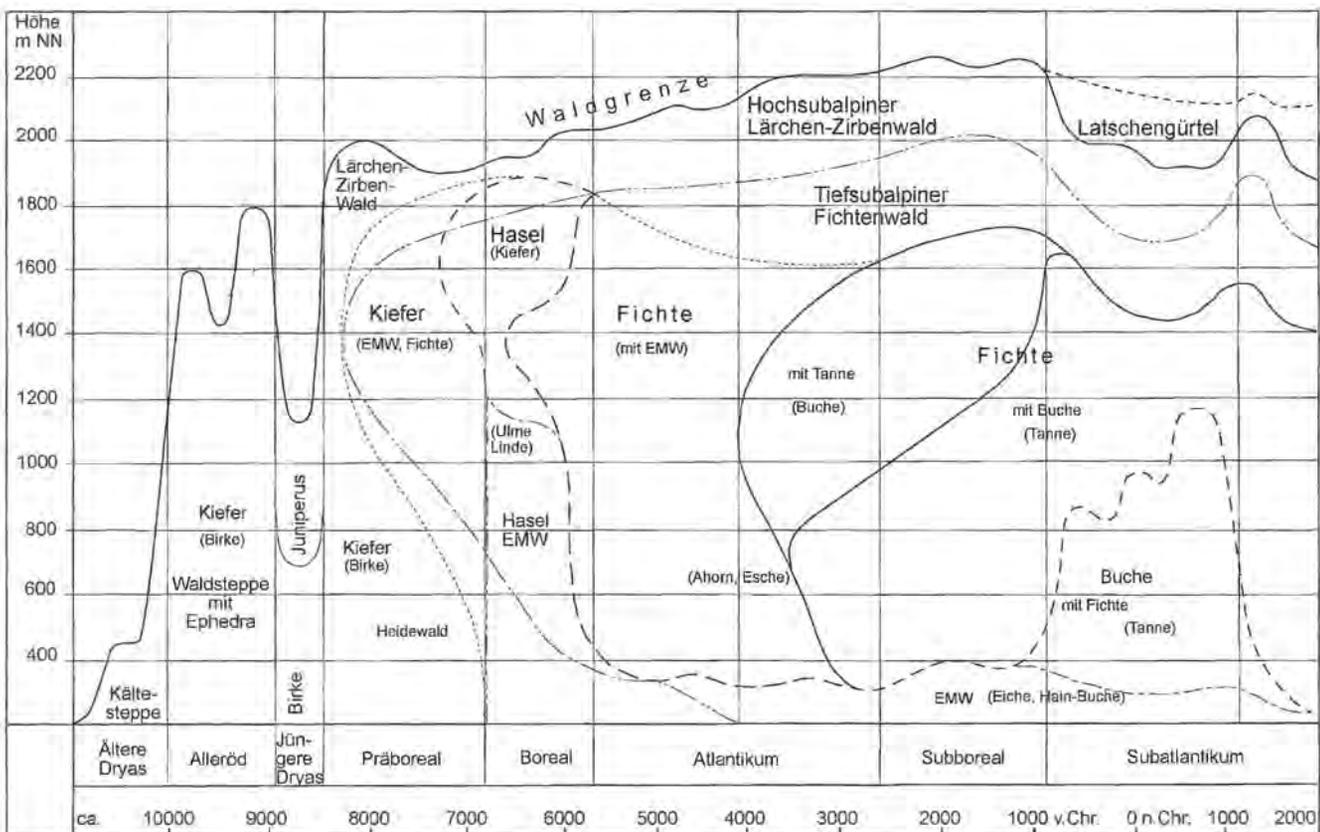


Abb. 39: Höhen-Zeit-Diagramm der Waldentwicklung in den Berchtesgadener Alpen.

Tab. 4: Rezente Höhenlage (m NN) von Wald- und Baumgrenze in Gebirgsgruppen der Berchtesgadener Alpen (nach Köstler und Mayer 1970, 143):

Gebirgsgruppe	Waldgrenze		Baumgrenze	
	Sonnenseite	Schattseite	Sonnenseite	Schattseite
Untersberg	1625	1525	1675	1600
Lattengebirge	1600	1550	1700	1620
Reiter Alm	1810	1840	1810	1870
Hochkalter	1740	1710	1780	1740
Watzmann	?	1750	?	1750
Hoher Göll	1860	1820	1900	1860
Steinernes Meer	1980	1950	2000	1970

senbewegungen Pollen in beträchtliche Höhe empor getragen werden und zur Verfälschung des Spektrums beitragen können. Gesicherte Angaben bedürfen daher neben pollenanalytischen Untersuchungen und Radiokarbondatierungen auch der Absicherung durch Funde von Großresten, die jedoch im Untersuchungsgebiet bislang fehlen. Zudem muss relief- und expositionsbedingt mit starken lokalen Abweichungen der Höhenlage, wie sie auch heute beobachtet werden können, auch für das Spät- und Postglazial gerechnet werden. Daher sind Höhenangaben nur Näherungswerte.

Im Zusammenhang mit der Betrachtung der holozänen Morphodynamik fallen diese Aspekte jedoch nicht entscheidend ins Gewicht. Auf jeden Fall wurde um die Wende Spät-/Postglazial die subnivale oder periglaziale Höhenstufe vertikal um über 1500 m angehoben und damit in den Berchtesgadener Alpen erheblich eingengt. Hierdurch verloren Prozesse der subnivalen/periglazialen Stufe deutlich an räumlicher Wirkung, insbesondere die Solifluktion und die Nivation. Auch gravitative Vorgänge büßten an Wirksamkeit ein.

6.2 Das Wimbachgries

Eine gewisse Vorstellung über die Geomorphodynamik in der waldfreien Zeit des Spätglazials, speziell in den Gebieten der Dolomitverbreitung, bietet aktuell das Wimbachgries im mittleren und inneren Wimbachtal. Es gehört zu den eindrucksvollsten Schuttlandschaften der Nördlichen Kalkalpen und unterliegt noch immer einer intensiven Fortbildung, wie allein schon die weite Verbreitung von hellem, kaum angewittertem Jungschutt (im Sinne von Stiny 1931) zeigt. Allerdings tritt nur nach seltenen, ganz extremen Niederschlagsereignissen für kurze Zeit in ihm Oberflächenfluss ein. Bäche, die aus steilen Rinnen und Gräben der Bergumrahmung das Gries erreichen und von lange ausdauernden oder permanenten Fimmassen genährt werden, versetzen unter Normalbedingungen beim Eintritt in die Schuttfüllung und alimentieren einen gewaltigen Grundwasserkörper, dessen Volumen auf $220 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ geschätzt wird.

Die anhaltend hohe geomorphologische Dynamik findet ihren Ausdruck in einem Mosaik unterschiedlichster Sukzessionsstadien der Vegetation. Diese reichen von frischen, noch unbesiedelten Schuttflächen über blu-

menreiche Schuttfluren, niedrige Latschenfelder bis zu hochwüchsigem Wald, der vornehmlich aus Fichten und nachgeordnet Lärchen besteht. Hinzu treten Flächen mit abgestorbenen Bergspirken- und Latschenbeständen, die vor nicht allzu langer Zeit überschüttet wurden. Das Nebeneinander von Flächen der Zerstörung der Vegetation durch Überschüttung und des Neubeginns der Besiedlung hat der Bergspirke (*Pinus unicata*) als konkurrenzschwachem Baum unter den Mitbewerbern hier sein östlichstes Vorkommen in den Alpen gesichert. Anhand des jeweiligen Sukzessionsstadiums lässt sich ein ungefähres Alter der letzten Überschüttung ermitteln. Im südlichsten Gries, das heißt südlich der Brunftbergtiefe, ist die Schuttakkumulation und -umlagerung noch so intensiv, dass sich kein Standort findet, der nicht in den letzten 400 Jahren überschüttet wurde. Nördlich davon bis zum Schneelahnwald liegen nach Mayer et al. (1967) die Zeiten zwischen Vegetationsentwicklung und Waldzerstörung bei 300 bis 400 Jahren (Abb. 40).

Die Dynamik der Schuttverlagerung lässt sich auch aus der unterschiedlichen Farbe des Schuttes von hellem Weiß bis zu dunklerem Grau und an Hand begrabener Humushorizonte erkennen, die immer wieder an frisch entstandenen Anrissen zum Vorschein kommen und die Möglichkeit einer Radiokarbon-Datierung und der Pollenanalyse bieten.

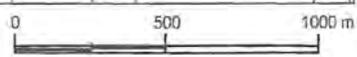
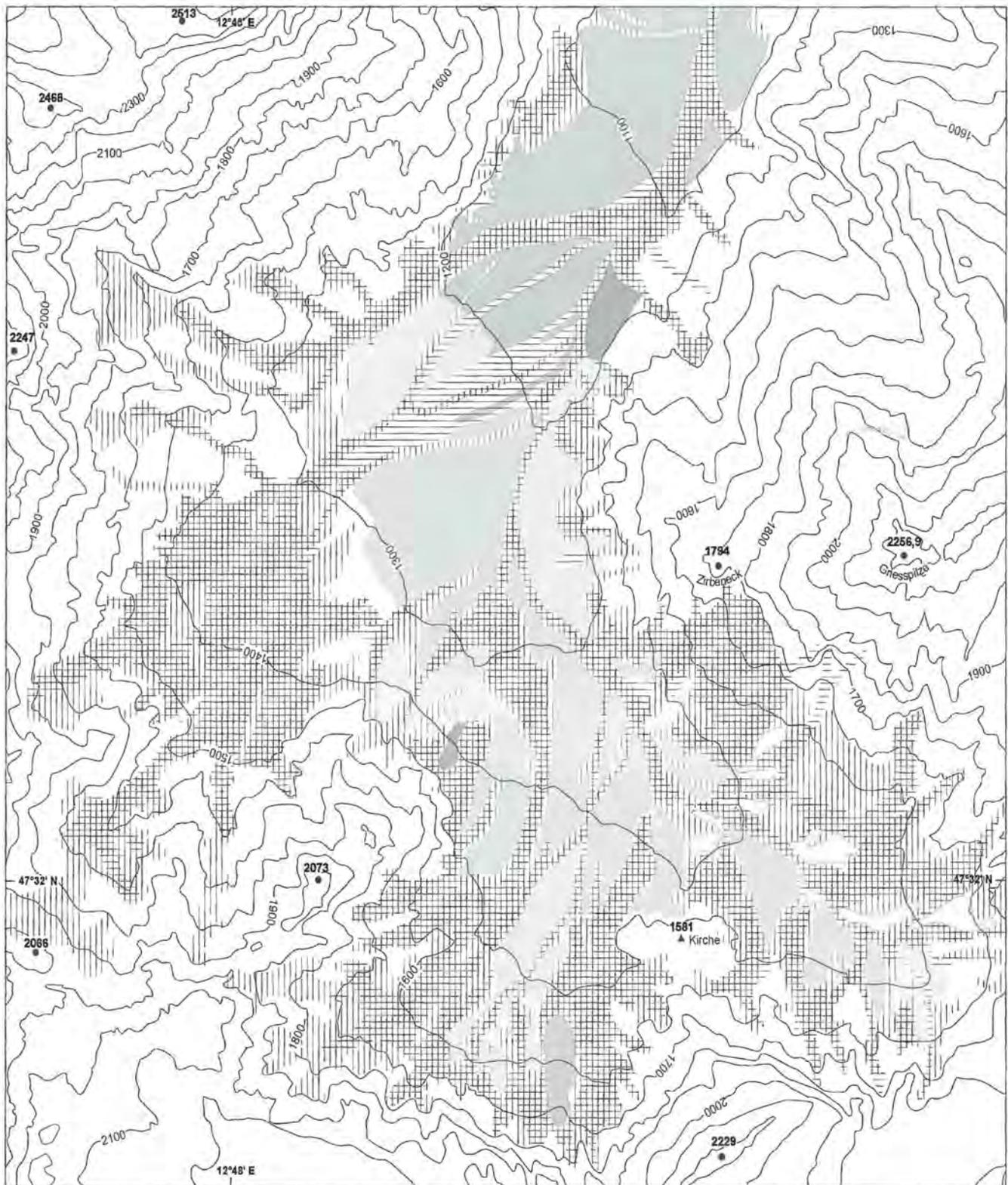
Voraussetzung für Bildung und Weiterentwicklung des Wimbachgrieses waren und sind die mächtigen Dolomite: der ladinisch-karnische Ramsaudolomit und der karnisch-norische Dolomit (Oberer Ramsaudolomit). Sie bauen talein des Wimbachschlusses die beidseitigen Talhänge und im Süden und Südwesten die umrahmenden Höhen auf (Rotleitenschneid über Hundstodkenkopf, Kühleitenschneid, Palfelhörner und Alpelhorn bis zur Sittersbachscharte). Das überaus dichte Klufnetz dieser Dolomite und die intensive Frostverwitterung im Bereich der boden- und vegetationsfreien Steilhänge und Wände oberhalb 1000 m NN haben eine enorme Produktion kleinstückigen Schuttes (Gries) zur Folge. Ineinandergreifende Prozesse sorgen für den Abtransport des Schuttes. Das besonders nach Frosträchten oder -perioden oder bei regnerischem Wetter abstürzende und abrollende Material sammelt sich zunächst in den zahllosen Rinnen und Gräben oder in Form von Sturzkegeln am Fuß steiler Rinnen. Die Dolomitberge sind so durch Verwitterung und Schuttverlagerung im



Oberes Wimbachgries vom Hirschwieskopf (2114 m) im O.



Überschüttete ehemalige Waldfläche im hinteren Wimbachgries von nahe der Kirche gegen die Palfelhörner.



Sukzessionsstadien der Vegetation:
(nach B. Schlesinger, 1974)

	1. Alter 5 -10 Jahre		4. Alter ca. 250 Jahre		Vegetationslose Schuttfächen 1897
	2. Alter bis 60 Jahre		5. Alter ca. 350 Jahre		Vegetationslose Schuttfächen 1959
	3. Alter bis 150 Jahre		6. Alter ca. 450 Jahre		

Abb. 40: Sukzessionsstadien der Vegetation im Wimbachgries (nach Schlesinger 1974; auf neue topographische Grundlagen übertragen).

Laufe der Zeit zu ruinenartigen Formen mit brüchigen Pfeilern, Felstürmen und zackenbesetzten Graten (Hahnenkämmen) umgestaltet worden. Die Palfelhörner sind Musterbeispiele dafür.

Die Schuttmassen in den Gräben und Rinnen werden durch Lawinen, vor allem aber bei sehr hohem Wasserangebot und der dadurch verminderten inneren Reibung der Schuttmassen in Form von Muren weitertransportiert. Bei abnehmender Hangneigung und gleichzeitig ansteigender Drainage der Schuttmassen kommen diese schließlich zum Stillstand. An den Rändern einer Mure entstehen dadurch bei 8–10° Hangneigung unregelmäßige Schuttwälle, die mehrere hundert Meter Länge in Bewegungsrichtung erreichen können und die von einer zentralen Rinne begleitet werden. Ähnliche Wälle bilden sich schließlich auch an der Front der Muren. Durch vielfach wiederholte Murgänge, die auf den Kegeln wegen Auffüllung der Rinnen immer wieder neue Wege einschlugen, sind große Schuttkörper aufgebaut worden. Ein Weitertransport des Schuttes von hier erfolgt nur nach extremen Niederschlagsereignissen, die nahezu ausschließlich als sommerliche Gewittergüsse in den Monaten Juni bis August niedergehen. Dokumentiert ist ein solches Ereignis für den 23. Juli 1963, als innerhalb von 1 1/2 Stunden 81 l/m² Regen fielen. Erst wenn die Niederschlagsmengen die Infiltrationsrate in die Schuttmassen deutlich übersteigen und die Hohlräume im Schuttkörper oberflächennah bereits weitgehend mit Wasser aufgefüllt sind oder die Speicherkapazität des Schuttkörpers infolge vorausgegangener Durchfeuchtung nahezu erreicht ist, kommt es zu Oberflächenabfluss und damit zu fluvialen Schutttransport. Dieser konzentriert sich talauswärts immer stärker auf einzelne gefällsstarke (4,5–5°) Abflussbahnen, die inkorrekt als Schuttströme bezeichnet werden und mit Torrentebetten, die wenige Meter in die Oberfläche eingesenkt sind, verglichen werden können. Wie in diesen erfolgt der Schutttransport stoßweise, meist durch viele Jahre andauernde Ruhephasen unterbrochen. Bei diesen Schuttbewegungen ist zwar der Betrag des Tiefenschurfes recht gering, aber die Lateralerosion kann beträchtliches Ausmaß erreichen. Durch Unterschneidung brechen größere Randpartien samt Baumbestand nach und werden abtransportiert. Aus diesem Grunde wurden zur Sicherung des Weges in das Wimbachtal unterhalb des Wimbachschlosses zahlreiche Bühnen errichtet.

Unterhalb des Austrittes der starken Schuttquellen bei 770 m NN sorgt der Wimbach (Gefälle bei 0,1° oder 2 ‰), wiederum vornehmlich bei Hochwasser, für den Weitertransport des Lockermaterials.

Eine quantitative Bestimmung der Materialtransporte und -umlagerungen lässt sich auf der Basis gelegentlicher Beobachtungen und dem Fehlen exakter großmaßstäbiger Karten aus früherer Zeit nicht durchführen. Lediglich aus einem Vergleich vegetationsfreier Flächen in Karten älteren und jüngeren Datums können Veränderungen annähernd festgestellt werden. Schlesinger (1974) hat dies für den Zeitraum 1897 bis 1959 ermittelt.

Danach betrug in diesem Zeitraum die Zunahme der freien Schuttflächen 0,796 km² oder 79,6 ha bei einer Gesamtfläche ohne Vegetationsbedeckung von 4,712 km² (Abb. 40).

Allerdings ist dieser Flächenzuwachs nicht nur auf eine natürliche Dynamik zurückzuführen, sondern hat auch anthropozooische Ursachen. So erfolgte nach Schlesinger (1974, 21) im Mitterleck die Schlägerung eines größeren Hochwaldbestandes im 19. Jahrhundert, um Weidefläche zu gewinnen. Diese Fläche wurde, da keinerlei Waldschutz mehr bestand, seit 1897 teilweise überschüttet. Talauf der Griesalm, der heutigen Wimbachgrieshütte (1326 m), kam es infolge Überweidung mit Schafen zur Zerstörung von Vegetation und Boden. Wie schon Helm (1929/1973, 395) berichtet, war das Almgebiet „versandet“ und wurde deshalb nicht mehr befahren.

Von verstärkter Schuttlagerung in jüngster Zeit berichten übereinstimmend die Bewirtschafter der Wimbachgrieshütte und Förster. Wiederholte eigene Begehungen seit den siebziger Jahren erwiesen deutliche Veränderungen von Jahr zu Jahr im südlichen Gries und den großen Zubringergräben. So hat besonders ein sehr starker Abtrag im Bereich der Aufstiegsroute vom Loferer Seilergraben zum Großen Palfelhorn stattgefunden.

Andererseits muss in der Vergangenheit die Schuttlieferung aus den Rinnen und Gräben stärker als heute gewesen sein. Darauf weisen alte Schuttkörper hin, die zum Teil mit Hochwald bestanden sind, wie im Hochlärchet unter der Kühleitenschneid. Auch im Banngraben, der von Hirschwieskopf im Osten herabzieht, und am Nordfluss des Kleinen Palfelhorns existieren solche älteren, noch undatierten Schuttmassen.

Insgesamt zeigt die Verteilung der Sukzessionsstadien der Vegetation, dass die Abstände einer neuerlichen Überschüttung sowohl zeitlich als auch örtlich, weiterhin in der Flächenausdehnung und in den Aufschüttungsmächtigkeiten (wenige cm bis zu mehreren Metern) großen Unterschieden unterliegen. Einige Flächen mit weit fortgeschrittenen Sukzessionsstadien scheinen eine relative Stabilität erreicht zu haben.

Die Beurteilung der Schuttmobilität mit Hilfe von Sukzessionsstadien des Waldes unterliegt allerdings einer Einschränkung, denn Spirke (*Pinus unicata*), Latsche (*Pinus mugo*), Fichte (*Pinus abies*) oder Lärche (*Larix decidua*) überleben Verschüttungen. Voraussetzungen sind jedoch, dass die Mächtigkeit der Verschüttung nicht zu groß ist (maximal um 1 m), dass die Verschüttungen sich nicht in zu rascher Abfolge wiederholen und dass die Borke, vor allem aber das Cambium der Baumstämme durch die schleifende Wirkung des bewegten Schuttes nicht schwer beschädigt wurden. Da die Jahringbreite im verschütteten Stammteil deutlich geringer ausfällt, als im Stamm oberhalb der neuen Oberfläche, ist über die Dendrochronologie eine genaue zeitliche



Verschütteter Wald im mittleren Wimbachgries (Schneelahnwald).

Einordnung von Verschüttungsereignissen möglich. Diese werden auch durch die Ausbildung einer Generation von Adventivwurzeln aus den einstigen Zweigquirnen heraus im Bereich der ehemaligen, nunmehr verschütteten Bodenbildung als Nährstoffhorizonte dokumentiert.

Die Kritik von H. Strunk (1988, 180) an der Methode von Schlesinger, das Alter von Überschüttungen anhand von Sukzessionsstadien und dem Baumalter zu rekonstruieren und nicht durch eine Vielzahl von Profilgrabungen mit Fixierung von Horizonten mit Adventivwurzeln wäre zutreffend bei altersmäßig heterogenen Beständen oder lediglich vereinzelt stehenden Bäumen. Bei weitgehender Altersgleichheit der Bäume in einem größeren Areal eines bestimmten Sukzessionsstadiums ist die Vorgehensweise Schlesingers durchaus anwendbar.

Eine ähnliche geomorphologische Situation wie im Wimbachgries, allerdings in bescheideneren Dimensionen, existiert auch in der Seichen im Nordwesten des Hochkönigstockes. Die Steilhänge und Wände des

sackartigen Talschlusses werden auf der Westseite unter dem Reißhorn (2471 m) bis gegen 2200 m und im Süden und Osten bis 1700 m Höhe ebenfalls aus karnisch-norischem Dolomit des Tirolikums aufgebaut. Zudem zieht hier das Torscharten-Störungssystem hindurch, das die Schichtenfolge des Hochkönigstockes gegenüber dem Steinernen Meer um rund 300 m tiefer versetzt und das in SW-NE Richtung auch das Hagengebirge quert. Beides bedingt die starke Schuttanlieferung der Rinnen und Gräben in das Gries der Seichen, in dem ein Schuttkörper noch unbekannter Mächtigkeit lagert. Dieser Schuttkörper wird im Norden des Tennbodens durch eine starkschüttende Quelle entwässert.

Junge Überschüttungen haben auch in der Hochwies (um 1850 m NN) im Süden des Wimbachgrieses stattgefunden. M. Zeller (1915, 174) berichtet, dass sie kurz vor der Wende vom 19. und 20. Jahrhundert noch grün gewesen sei. Der Dolomitschutt wird vornehmlich aus relativ kurzen, nicht allzu steilen und nur mäßig eingetieften Rinnen auf der Südseite der Kühleitenschneid und der Westseite des Hundstodkendelkopfes (2396 m) geliefert.

6.3 Solifluktion als Formungsprozess

Eindeutige Spuren solifluidaler Prozesse sind im ehemals waldfreien Gebiet des frühen Spätglazials nur sporadisch erkennbar und meist auch nur schwach ausgebildet, wie bei Grabungen an Hängen auf der Vogelhütten-, der Büchsen- und Gotzenalm im Osten des Königssees festgestellt werden konnte, obwohl mit Sicherheit intensive Materialumlagerungen stattgefunden haben. Rezent vollzieht sich Solifluktion im Wesentlichen erst oberhalb 1900 m bis 2000 m, das heißt in der subnivalen Stufe, wo es zur Ausbildung von Sortierungsmustern und typischen Formen kommt. Allerdings sind diese Muster und Formen in den Hochlagen auf relativ kleine und weit verstreute Areale beschränkt und häufig auch nur undeutlich ausgeprägt. Diese Einschränkungen haben ihre Ursachen einerseits in der weiten Ausdehnung des felsigen Karstreliefs mit rascher Ableitung von Niederschlag oder Schmelzwasser in die Hohlräume des unterirdischen Karstes und in fehlender oder lediglich geringer Schuttbedeckung. Diese Schuttdecken sind zudem häufig arm an Peliten. Deshalb ist das Wasserspeichungsvermögen der Lockermaterialdecken, auch der Moränen, gering. Infolgedessen kann es bei Eisentwicklung im Substrat auf der Grundlage der Anziehungskraft (Hydrationsenergie) des bereits entstandenen Eises nur in begrenztem Umfang zu einer auf dieses gerichteten Wasserbewegung kommen und deshalb auch nur zu einer abgeschwächten Frostdynamik. Wie bereits Stingl (1969, 63) hervorhob, ist tatsächlich generell die Intensität der Solifluktion im Kalkalpin im Vergleich mit zentralalpinen Gebieten wesentlich geringer. Neben relativ undeutlichen Solifluktionserscheinungen hat dies auch meist nur Miniaturformen der Solifluktion zur Konsequenz.

Eine verstärkte Solifluktion unterhalb von Schneeflecken, wie sie häufig in den Zentralalpen beobachtet werden kann, ist nur selten gegeben, da infolge des verkarsteten Untergrundes das Schmelzwasser versickert und keine anhaltende Durchtränkung des Lockermaterials („Auftauboden“) als wichtige Voraussetzung solifluidaler Vorgänge stattfindet. Wohl aber kann es in der unmittelbaren Nähe der Schneeflecken zu häufigerem Frostwechsel als in der weiteren Umgebung kommen und damit zu stärkerer Frostverwitterung.

Sicher ist das Areal mit Wirkungen der Solifluktion ausgedehnter als es durch spezifische Formen zum Ausdruck kommt, doch lassen sich Detritusbewegungen nur gelegentlich erkennen und oft nur anhand von Einregelungsmessungen der gröberen Komponenten einwandfrei belegen. Doch auch dies ist zum Nachweis amorpher Makrosolifluktion in den Verwitterungsmassen von Dachsteinkalk oder Dolomit, beispielsweise in Wanderschuttdecken, häufig ohne Ergebnis.

Nach den Geländebegehungen in allen Teilen der Berchtesgadener Alpen haben Vegetationsgirlanden und Erd- bzw. Steinstreifen als Formen der gehemmten und der ungebundenen oder freien Solifluktion die größ-

te Verbreitung. Wie schon von Stingl (1969, 54) beschrieben wurde, treten *Vegetationsgirlanden* an Hängen mit lückiger Vegetation auf. Sie verleihen diesen Hängen ein treppenartiges Aussehen, wobei sich hinter Rasenwülsten, die bogenförmig talwärts vorgewölbt sind, Schutt angesammelt hat. Teilweise verlaufen diese Girlanden mehrere Meter ungefähr höhenlinienparallel am Hang, teilweise treten sie nur als kleine Rasenpolster oder Raseninseln auf. Die Breite der schuttbedeckten Treppenflecken schwankt je nach Hangneigung zwischen wenigen Dezimetern bis über einen Meter, die Treppenhöhe zwischen mehreren Zentimetern bis zu wenigen Dezimetern. Die Hangneigungen, bei denen sie auftreten können, liegen zwischen 10° und 30°.

Als Beispiele seien die Vorkommen von *Vegetationsgirlanden* in der Niederen Torscharte (um 2300 m) zwischen dem Hochkönig und dem Steinernen Meer, am Niederbrunnsulzen bei 2360 m, zwischen Großem Hundstod und Hundstodkenkopf bei 2100 bis 2280 m, auf der Westseite des Hundstodkenkopfes (um 2300 m) und auf der Südseite der Kühleitenschneid (1950 m bis 2050 m), in der Wimbachscharte (um 1940 m); am Hochgschirr-Nordhang (um 2240 m) auf der Schottwies (zwischen 2200 und 2250 m), am Schloßbanger des Kleinen Teufelshornes (2040 m bis 2140 m), dem Kahlersberg in 2300 bis 2340 m Höhe, auf der Reinersberg-Südseite in rund 2100 m, am NW-Hang des Schneibsteins bei 2050 m und am Hohen Brett in der Göllgruppe zwischen 2200 m und 2330 m erwähnt.

Erd- und/oder Steinstreifen (je nach dem Breitenverhältnis), bestehend aus einem Wechsel von Feinmaterial- und Grobschuttstreifen, die mehr oder weniger in Fallrichtung verlaufen, treten an Hängen mit Neigungen von 7° bis etwa 30° auf. Die Breite der Streifen – jeweils von der Mitte eines Grob- oder Feinschuttstreifens bis zur Mitte des nächsten gemessen – liegt in den meisten Fällen um 20 cm und ihre Länge erreicht mehrere Meter. Sie kommen häufig in Gemeinschaft mit *Vegetationsgirlanden* vor, also an den bereits genannten Lokalitäten. Zusätzlich sind Vorkommen auf dem Hochkönigplateau im Gebiet der Schoberköpfe, wo auch andere Solifluktionsformen auftreten, auf dem Schneibstein-Südhang, dem Nordhang des Windschartenkopfes (2210 m), dem Hochseeleinkopf (2109 m), dem Wildpalfen (2236 m; alle im westlichen Hagengebirge) zu erwähnen. Im NW der Hundstodscharte und zwischen Sigretkopf (2066 m) und Alpelhorn (2254 m) sind schmale Stein- und Erdstreifen entwickelt.

Alle diese Vorkommen gehören den Miniaturstreifen an. Auffälligerweise stehen ihnen in den Reiter Steinbergen Großformen gegenüber. So sind am West- und Nordwesthang des Hohen Gerstfeldes (2032 m), am Südwesthang des Reiter Steinberges (2061 m) am Westhang der Plattelköpfe (2104 m und 2110 m) sowie auf der Nordwestseite von Punkt 2199 m nördlich der Häuselhörner sehr ausgeprägte Makroformen bis zu Meterbreite entstanden. Die Hangneigungen liegen in diesen Fällen zwischen 25° und 33°. Bemerkenswert ist hier die Konzen-

tration der Vorkommen auf westliche Expositionen. Die Größe der Streifen erklärt sich aus der mächtigeren und feinmaterialreicheren Verwitterungsdecke, also auch der größeren Sortierungstiefe über dem faziell abweichend ausgebildeten Dachsteinkalk vom Reiter Alm-Typus.

Weitaus seltener als Stein- oder Erdstreifen sind *Steinringe* zu finden, bei denen ein Feinmaterialkern von einem Steinrahmen umgeben wird. Schwach angedeutete Formen finden sich im Flachgelände des Watzmannkates. Deutlicher sind sie an verschiedenen Plätzen des Hochkönigplateaus, besonders am Großen Bratschenkopf (2856 m) ausgebildet, wo sie bis über 1 m Durchmesser erreichen und schon von Goldberger (1950) entdeckt wurden. Auch an den Schoberköpfen erreichen sie örtlich diese Dimension.

Wesentlich zahlreicher als Steinringe sind *Feinmaterialknospen*, die die Lockermaterialdecken in unregelmäßiger Streuung durchdragen. Ihr Durchmesser beträgt in der Regel nur wenige Zentimeter und da sie recht unregelmäßig geformt sind, fallen sie insbesondere bei abgetrocknetem Substrat kaum auf. Ausgesprochene Substratsortierung ist mit ihrer Ausbildung nicht verbunden. Von Stingl (1971) wurden sie nach einer Frostnacht am Hohen Brett (Hoher Göll) in 2150 m Höhe festgestellt und daher als Ergebnis eines einzigen Bodenfrostes gedeutet. Angesichts der schon lange zurückreichenden Existenz der Lockermaterialauflage über dem Dach-

steinkalk und der zahllosen Frostdurchgänge in dieser Höhenlage bei fehlender Schneedecke erscheint diese Folgerung nicht zwingend.

Von geringer Verbreitung sind schließlich *Schuttzungen* oder *Übergänge* von Schutt- zu Rasenzungen oder -loben. Auf Hängen von 20° bis 25° Neigung gibt es Schuttzungen wiederum auf dem Hochkönigplateau im Gebiet der Schoberköpfe und östlich des Großen Bratschenkopfes. Von besonderer Größe sind sie im oberen Sittersbachtal (Lokalität Hinterbergkar im Westen der TK 25, Blatt 8443 Königssee). Über karnisch-norischem Dolomit ziehen von Süden auf 28° bis 15° geneigtem Hang mehrere Schuttzungen bis auf 1950 m Höhe herab. Ihre Länge geht in mehrere Zehner von Metern und ihre Breite kann 30 m erreichen. Die Stirnen von einem halben Meter Höhe und mehr sind von Vegetation besetzt, was auf Inaktivität oder zumindest verminderte Schuttbewegung in jüngerer Zeit hinweist. Für ihre Entstehung sind zweifellos das reichliche Schuttangebot und die starke Materialdurchfeuchtung durch am Hang austretendes Schmelzwasser des Ewigen Schnees im Hochfeld maßgebend gewesen.

In flachem Gelände ist es an wenigen Plätzen zur Ausbildung von Steinpanzern gekommen. Am besten sind sie, wenn auch nicht sehr ausgedehnt, auf dem Hochkönigstock entwickelt. Der Anteil solifluidaler Vorgänge an ihrer Bildung, wie überhaupt ihre Entstehung ist noch nicht geklärt.



Glatthänge im oberen Sittersbachtal unter der Steintalschneid, talauswärts.

Gelegentlich sind in flachen Hohlformen der Hochplateaus Zellenböden anzutreffen, wie etwa westlich des Weges vom Kärlinger zum Ingolstädter Haus in 2050 m Höhe. Sie können zwar der Solifluktion zugeordnet werden, doch auch ihre Entstehung ist im Detail noch unklar. Jedenfalls handelt es sich um Polygonmuster in feinkörnigem, humusreichem Material mit wenig Grobkomponenten. Zwischen einem Netz kleiner, zentimeterbreiter Rinnen liegen leicht aufgewölbte Felder von wenigen Dezimetern Durchmesser.

In der periglazialen Stufe der Berchtesgadener Alpen treten regional *Glatthänge* auf, für deren Entwicklung als wesentlicher Prozess die Solifluktion angesehen wird. Diese monokausale Deutung stößt jedoch auf Schwierigkeiten, da Glatthänge auch außerhalb rezenter oder ehemaliger Periglazialgebiete vorkommen (J. Hagedorn 1970), also nicht als Leitform des Periglazials gelten können, und die Solifluktion nach Erkenntnissen aus den Polargebieten ihre maximale Intensität auf Hängen bis höchstens 25° entfaltet. Glatthänge besitzen jedoch Neigungen um 30°. Sie sind ungegliedert, durch ein gerades Längsprofil ausgezeichnet und weisen keine oder kaum Merkmale fluvialer linearer Erosion auf. Allerdings können sie mit Felsauftragungen (Klippen, Türme) besetzt sein oder auch von Wänden überragt werden, wie dies im Arbeitsgebiet teilweise zutrifft, oder auch bis zu den Kämmen emporreichen. Glatthänge sind im Bereich der südlichen Wimbachschneid bis zum Alpelhorn (2254 m) unter dem Kammerlinghorn (2506 m) am Hundstodkenkopf (2396 m) und an der Rotleitenschneid (2229 m) ausgebildet.

Bemerkenswert ist generell ihre Exposition in südlicher Richtung (SE bis WSW) und ihre Bindung an den überaus stark geklüfteten karnisch-norischen Dolomit. Die Schuttmächtigkeit auf diesen Hängen ist allerdings nicht groß. Eine flächenhafte Schuttbewegung mit korrasiver Wirkung vollzieht sich auf gravitativer Basis, wozu eben Hangneigungen von mindestens 30° nötig sind. Hinzu treten flächenhafte Abspülung und vor allem Schneegleiten und Grundlawinen, wie es aus dem Auftreten von Blaiken geschlossen werden muss. Für die Glatthangentwicklung in den Berchtesgadener Alpen besitzt also die Nivation Gewicht.

6.4 Formung durch Nivation

Die Nivation als unmittelbare Wirkung des perennierenden und temporären Schnees auf den Untergrund durch Bewegung, Druck und durch seine Schmelzwässer (Berger 1967, 20) ist ebenfalls vornehmlich in den Hochlagen oberhalb der Wald- bzw. Baumgrenze wirksam. Nivationsformen sind vor allem dort zu erwarten, wo mächtige Schneeflecken lange erhalten bleiben oder als perennierende Firmmassen sogar das Jahr überdauern. Allerdings wird die Bildung von Nivationshohl- und -vollformen entscheidend von der Dichte des Kluffnetzes und damit auch von der Verwitterungsintensität des Gesteins beeinflusst. Wegen der Kluffarmut erweist sich

der die Plateaustöcke aufbauende Dachsteinkalk auch im Falle der Nivation als recht resistent, denn er liefert relativ wenig Verwitterungsmaterial, das mit dem bewegten Schnee transportiert wird und korrasiv auf den Untergrund einzuwirken vermag. Nötig für den Beginn einer Gleitbewegung des Schnees ist auch eine nennenswerte Hangneigung. Schneegleiten setzt bei Hangneigungen von mehr als 20°, meist erst ab 30° ein.

Auf dem Plateau des Hochkönigstockes mit seinen zahlreichen perennierenden Schnee- und Firnflecken in Höhen über 2300 m NN treten aus diesen Gründen Nivationsformen nicht besonders hervor und sind auch nicht sehr verbreitet. Dieser Grundzug gilt auch für die Hochlagen der anderen Plateaus der Berchtesgadener Alpen. Wo allerdings Felswände über die Schnee- und Firnflecken aufragen und aus ihnen Frostschutt abstürzt, häufen sich allmählich am Fuß dieser Flecken *Schneehaldenschuttwälle* an. Zu ähnlichen Formen führt auch die Stauch- und Schubwirkung des gleitenden Schnees auf bereits vorhandenes Lockermaterial. Gleichzeitig kommt es durch Schurfwirkung zur Herausarbeitung von *Nivationsmulden* oder Nivationsnischen zwischen den Schneeschuttwällen und dem rückseitigen Steilhang oder der Wand. Entsprechende Formen sind ausgebildet auf der NO-Seite des Großen Hundstods, im NW und NO der Schönfeldspitze und im Bereich Funtenseetauern-Grieskogel im Steinernen Meer oder im NO der Hocheisspitze in der Gruppe des Hochkalter.

Da auch die lösende Wirkung der kalkaggressiven Schmelzwässer von perennierendem oder temporärem Schnee der Nivation zugerechnet wird, gibt es fließende Übergänge zum Karstformenschatz. So werden Tritt- oder Napfkarren teilweise der Wirkung von abtropfendem Wasser an der Unterseite von Schneedecken zugeschrieben (Haserodt 1965, 27; Bögli 1978, 56). Zweifellos erfahren auch Trichterdolinen infolge der in ihnen akkumulierten Schneemengen eine Vergrößerung und das asymmetrische Profil so mancher größeren Doline kann seine Ursache in unterschiedlicher Mächtigkeit der Schneedecke in der Doline haben. Sicher ist die Weiterbildung von Schachtdolinen oder verstopften Schachthöhlen durch schmelzende Schnee- und Firnpfropfen, worauf oftmals ihre sackartige Erweiterung zur Tiefe zurückzuführen ist. Hier werden sie jedoch dem korrosiven Formenschatz zugeordnet.

Gemäß der vorangestellten Definition der Nivation sind auch Lawinen und Blaikenbildung durch Gleitschnee zu den Prozessen und Formen der Nivation zu zählen. Lawinenzüge oder -striche gehören zweifellos zu den auffälligsten Erscheinungen im Hochgebirge und in schneereichen Wintern können bekanntlich Lawinen katastrophale Ausmaße annehmen. Die Steilabfälle der Karbonatstöcke der Berchtesgadener Alpen werden von zahllosen Lawinenbahnen durchzogen, die teilweise bis in die Talböden reichen.

An Hängen mit Neigungen unter 20° lösen sich erfahrungsgemäß nur selten Lawinen. Als Obergrenze für die

Bildung von Lawinen werden allgemein 50° angenommen, doch ist dieser Wert von der Wandgestaltung abhängig. An ungegliederten Wandfluchten kommt es bei Schneefall zu einem flächigen „Abkehren“ des Neuschnees, wobei gelegentlich auch Gesteinsfragmente mitgerissen werden. Bei Gliederung der Wände durch schmale Felsbänder oder Absätze können sich, wie es die obere Watzmann-Ostwand beweist, bei noch höheren Durchschnittsneigungen Lawinen bilden.

Die größte geomorphologische Wirkung besitzen Grund- oder Bodenlawinen. Das sind überwiegend Lawinen großen Ausmaßes, die immer wieder die gleichen Bahnen oder Gräben benutzen und vornehmlich im Spätwinter und Frühjahr niedergehen (Flaig 1955). Sie bestehen überwiegend aus nassem, schwerem Schnee (nasse Locker- oder Festschneelawinen) und räumen die Bahnen oder Züge immer wieder bis auf den Grund aus. Sie führen deshalb Schutt, Felsblöcke, Holz und Boden mit. Durch die abschleifende, hobelnde und ausschürfende Wirkung der gleitenden oder stürzenden Schneemassen werden die Bahnen zu Gräben, die teilweise von randlichen Schuttwällen begleitet sind, umgestaltet. Am talwärtigen Ausgang der Gräben entstehen mit dem Auslaufen der Lawinen Lawinenkegel oder -fächer, deren Oberfläche nicht selten von gewundenen, dammartigen Wällen oder durch Kleinhügelbildung



Der Fendtlgraben, eine markante Lawinenrinne am Steinberg / Hochkalter von Schwarzeck.

ähnlich den Buckelfluren gegliedert wird (z.B. auf der Vorderen Wildalm im Steinernen Meer oder der Alpaalm in der Reiter Alm). Diese Formen entstehen infolge Aufspaltung der auslaufenden Grundlawinen in mehrere Zungen. Sie können aber auch das Ergebnis von Murgängen oder fluvialer Akkumulation sein, da größere Lawinengraben häufig von Muren oder nur kurzzeitig fließenden Wildbächen mitgeformt werden.

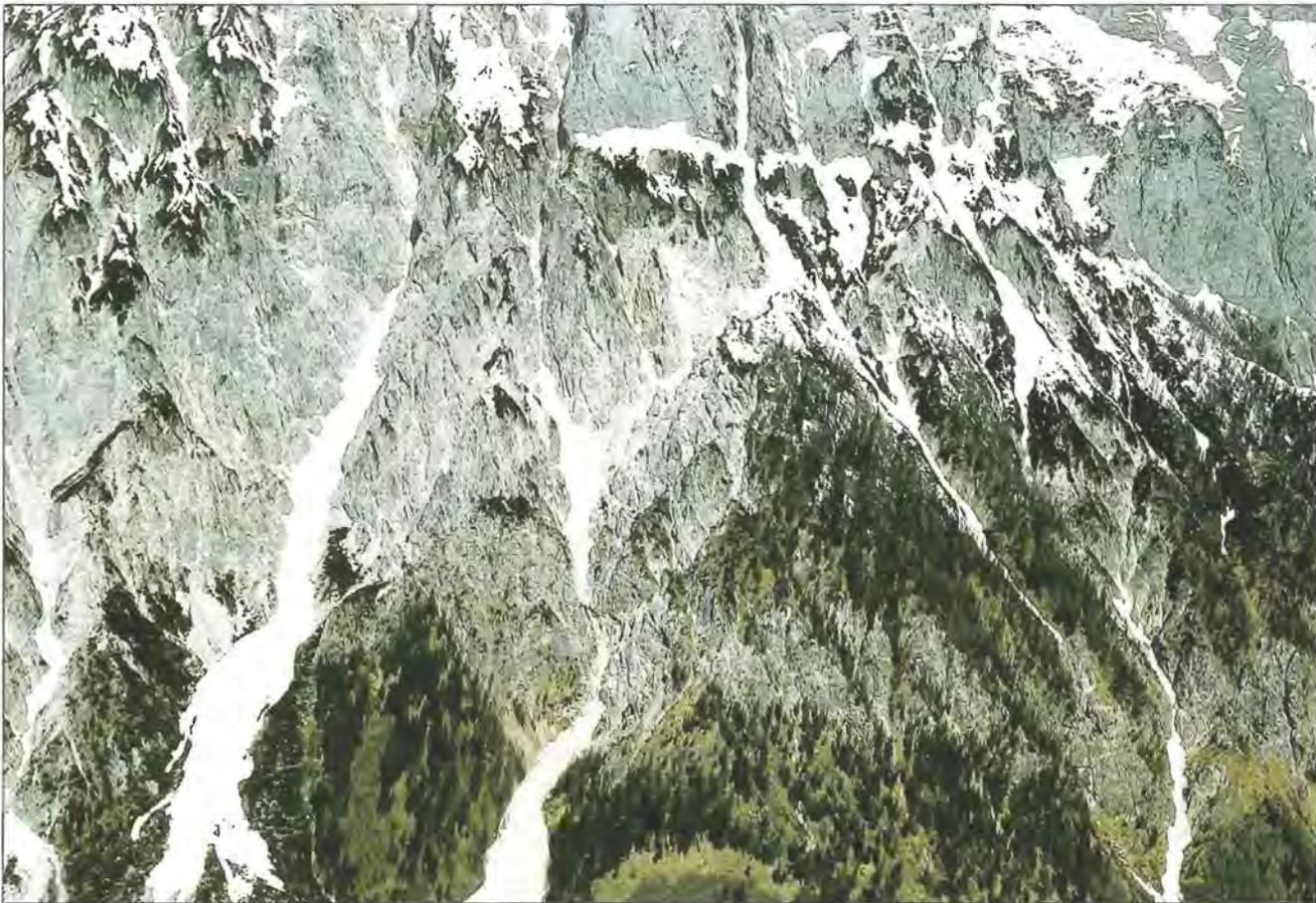
Musterbeispiel eines Lawinenzuges ist der Fendtlgraben in der Gemeinde Ramsau. Er nimmt seinen Ausgang charakteristischerweise in dem trichterförmigen, sehr steilen Talursprung am Steinberg/Hochkalter (2065 m). Zum letzten Mal wurde er auf seiner ganzen Länge von einer Lawine im Jahre 1913 bis zur Ramsauer Ache befahren. Als Lawinenzüge sind der Antoni-, der Wörndl- und vor allem der Hinterseeegraben auf der Südostseite der Reiter Alm bekannt. Lawinen, die im Hinterseeegraben niederfuhrten, zerstörten mehrfach den Gasthof Auzinger (2. Febr. 1802, 25. Jan. 1809 und 17. Dez. 1867) bis er an seinem heutigen Platz 200 m talein neu errichtet wurde. Der Ansatz dieser Lawinenzüge liegt oberhalb der Waldgrenze in den Rinnen und Runsen der Dachsteinkalkwände (Abb. 41). Markante Lawinengraben ziehen vom Hoch- und Kühkranz in das Weißbachtal herab (Wassertief, Wegscheidgraben).

Durch Waldrodung oder Aufflichtung des Waldes infolge Weidewirtschaft sind in junger Zeit Lawinenbahnen geöffnet worden. So kam es zur Zerstörung der Almkafer in der Mitte der Kammerlingalm südlich des Hirschbichl durch Lawinen in den Jahren 1924, 1935 und 1946. Sie mussten auf dem Fallecker Boden im NW in lawinensicherer Lage neu erbaut werden. Zum Schutz der inneren Almhöfen wurden Lawinenkeile errichtet.

Für den bayerischen Alpenraum hat das Landesamt für Wasserwirtschaft in München einen Lawinenkataster erstellt und die Schadenslawinen nach ihrer Frequenz in Karten 1:25.000 im Blattschnitt der amtlichen Topographischen Karte festgehalten (Stand 1988). Dabei wird nach drei Häufigkeitsstufen unterschieden:

1. Schadenslawinen in jährlicher Wiederholung (ausgenommen schneearme Winter),
2. Schadenslawinen, die sich in Abständen bis zu 10 Jahren wiederholen und
3. Schadenslawinen in Abständen von mehr als 10 Jahren.

Diese Karten bieten weitere wichtige Informationen, da auch das Gesamtareal der einzelnen Lawenstriche also einschließlich des potentiellen Einzugsgebietes näherungsweise ausgewiesen wird. Allerdings sind im Kataster, das aus Stammblättern mit einer Charakterisierung der Lawenstriche besteht, und in den Karten nur jene Gebiete erfasst, in denen Objekte gefährdet sind, also Gebäude, Infrastruktureinrichtungen, Verkehrswege, Skilifte und -pisten, Rodelbahnen und Langlaufloipen. Große Teile der Berchtesgadener Alpen bleiben damit unberücksichtigt. Aus ihnen liegen daher



Lawinenzüge am Südosten-Abfall der Reiter Alm oberhalb Hintersee (Luftaufnahme).

auch keine systematischen, sondern nur gelegentliche Beobachtungen über Lawinenabgänge vor.

In waldfreiem Gelände unter der Waldgrenze führt Nivation zur Bildung von Blaiken. Darunter werden Entblößungen des oberflächennahen Untergrundes (Boden und/oder Gestein) an Hängen verstanden, die von wenigen m² bis zu mehreren hundert m² Fläche reichen. Im allgemeinen Sprachgebrauch der Bevölkerung werden unter Blaiken auch Muren und Rutschungen eingeschlossen, die zur Bloßlegung des Untergrundes führen.

Eine andere als die diesen Ausführungen zugrunde gelegte Definition der Blaiken (Österr. Plaiken) stammt von Stocker (1971). Er versteht darunter nischenartige (konkave) Denudationshohlformen im Festgestein, die vornehmlich durch fluviale Hangunterschneidung, untergeordnet durch Hangbewegungen (Talzuschub, Rutschungen) entstehen und infolge Abspülung, Murabgängen und Sturzdenudation weitergebildet werden.

Betroffen von der Blaikenbildung sind Wiesen, Weiden und alpine Matten auf Hängen mit Neigungen über 25°, meist mehr als 30°. Zwei Grundtypen von Blaiken können unterschieden werden: die Schneeschurfblaiken und die Blattanbrüche, auch als Blattblaiken oder Plattenanbrüche bezeichnet (Stiny 1931, 4). Untergeordnet sind auch Tritt- und Wegeplaiken als Folgen von Tourismus, Beweidung und Forst- und Almwegebau verbreitet.

Im Falle von *Schneeschurfblaiken* führen Gleitschnee, Schneerutsche oder Grundlawinen zunächst zum Abschürfen und Ablösen der Vegetationsdecke, des humosen Oberbodens und schließlich des flachgründigen mineralischen Unterbodens. Dabei entstehen langgestreckte (bis über 100 m) und unregelmäßig begrenzte Schurfflächen oder -rinnen (Abb. 42). Sie sind vornehmlich in Gebieten mit Karbonatgesteinen, insbesondere des Ramsau- und karnisch-norischen Dolomits, verbreitet, wo die geringmächtigen, skelettreichen Böden relativ leicht abgetragen und das anstehende Festgestein freigelegt werden.

Blaiken dieses Typus sind westlich unter dem Hohen Brett (Krautkaser Alm), auf der Jenner-Südseite, der Halsalm westlich von Hintersee, nördlich des Hirschbichl, in großer Zahl auf der Westseite der Kematenschneid (oberstes Weißbachtal) auf der Südseite der Kühleitenschneid zur Hochwies, im Osten von Lawand, Alpriedlhorn und Hundschädel hinab zum Blühnbachtal oder im Gebiet der Oberjochalm östlich des Torrener Joches verbreitet.

Blattanbrüche, auch als Rutschungs- oder Abscherungsblaiken klassifiziert, weisen eine scharf ausgebildete, bergwärts ausgebogene Ablösungsfront auf. Von ihr aus erfolgt eine hangabwärtige Verlagerung von Soden und Teilen des Bodens. Die Mächtigkeit der abgelösten Schollen liegt bei mehreren Dezimetern und ist

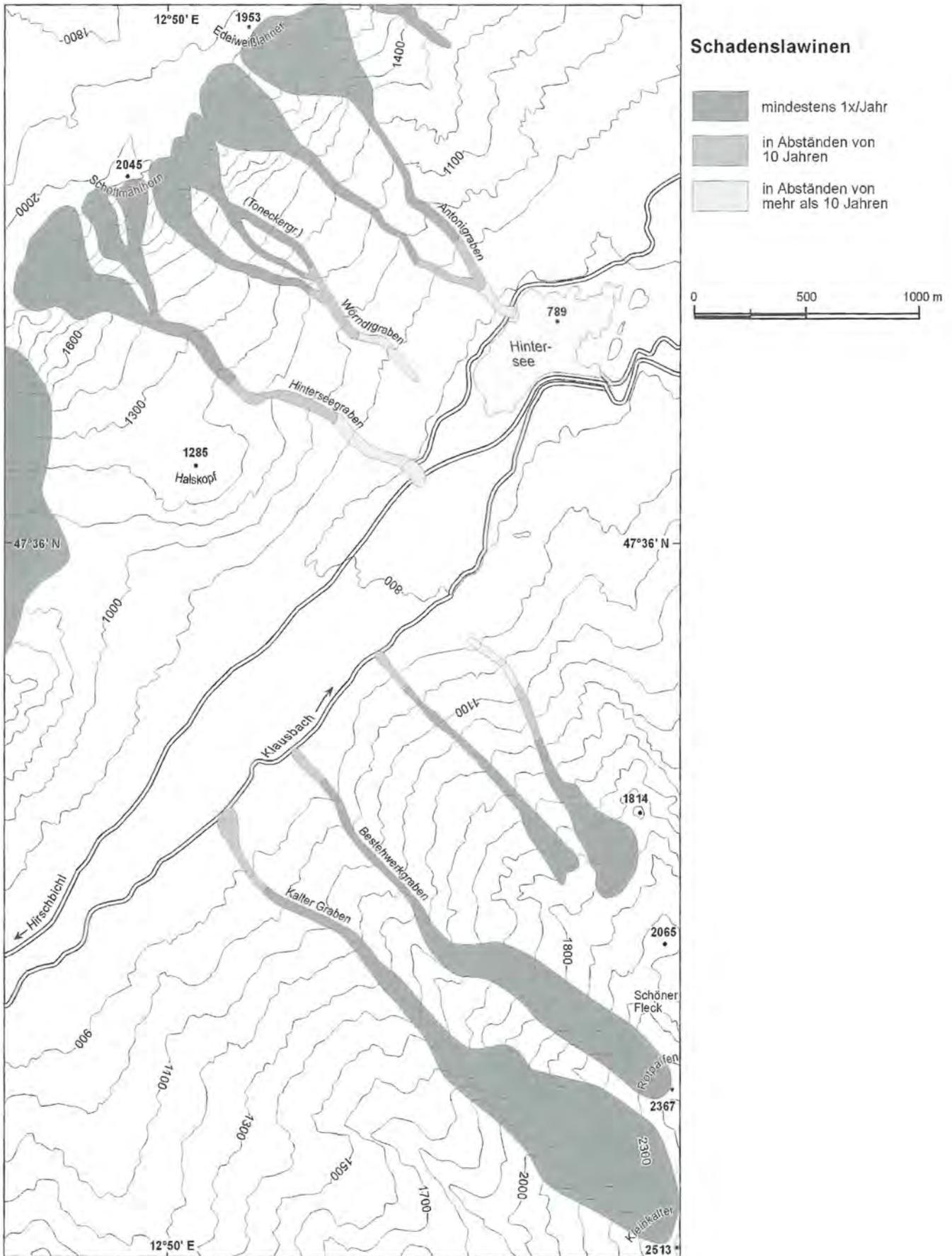


Abb. 41: Lawenzüge im vorderen Klausbachtal (nach Lawinenkataster der Bayerischen Alpen, Blätter 8342 Schneizreuth, 8343 Berchtesgaden West und 8443 Königssee; ergänzt)



Schneeschurfblaiken unter der Rotspielscheibe, von Südosten gegen Farrenleitenwand.

über die gesamte Blaike annähernd konstant. Blattanbrüche sind meist breiter als Schneeschurfblaiken und erreichen ebenfalls bis zu mehrere hundert m² Flächengröße (Abb. 42).

Zugrisse in Vegetationsdecke und Boden oberhalb der Ablösungsfront weisen auf bevorstehende Erweiterung der Blaike hin. Auf der Blaike selbst kommt es in Frostnächten bei Schneefreiheit häufig zu Kammeisbildung und damit zu einer gewissen Weiterbildung durch Kammeissolifluktion. Auch Planschwirkung und Abspülung bei kräftigen Niederschlägen wirkt vergrößernd und vertiefend.

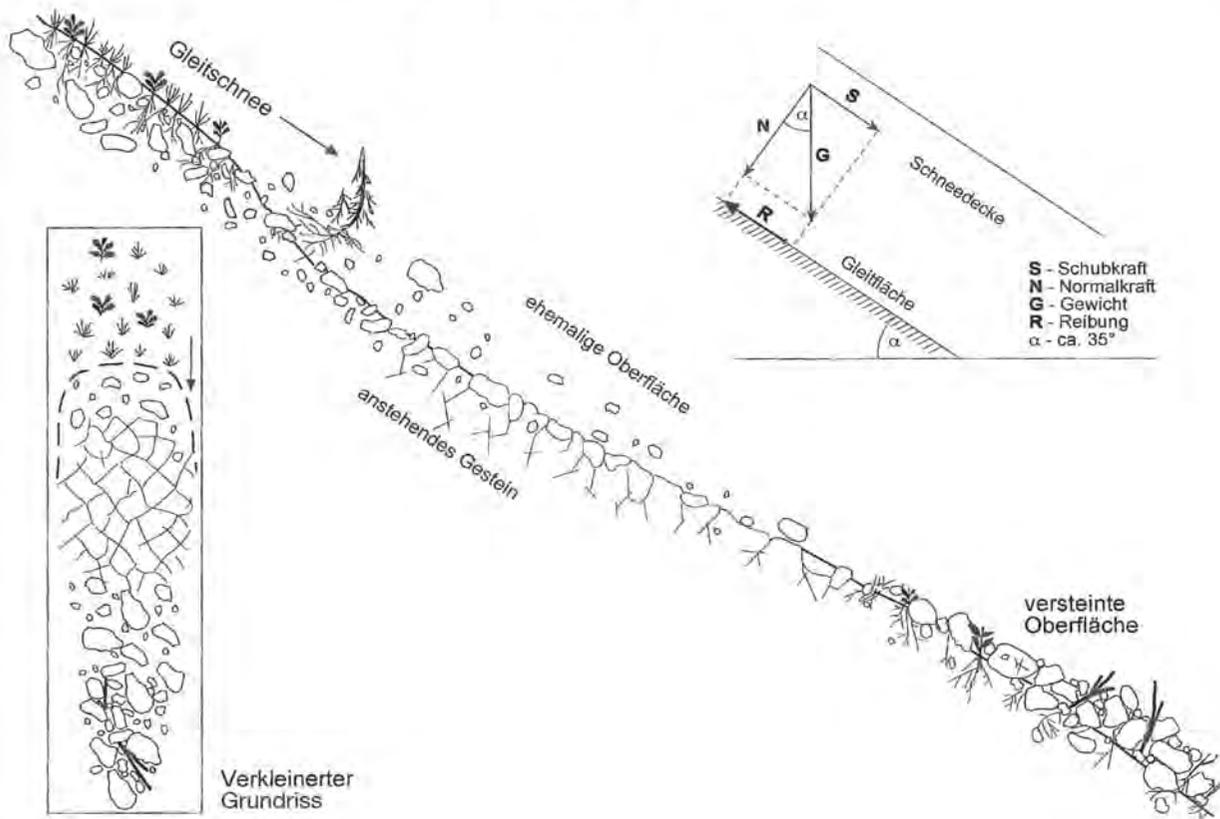
Ihre Verbreitung ist weitgehend an schluffiglehmige Verwitterungssubstrate aus den Werfener Schichten, der Allgäuschichten (Lias-Fleckenmergel), der Schrambach-, Roßfeld- und Oberalmer Schichten (s. Tabelle 1) gebunden. Auch auf feinmaterialreichen Moränendecken kommt es zu Blattanbrüchen. Gebiete mit Blattanbrüchen sind der Nordosthang des Wartecks/Gotzenalm, das Roßfeld und das Gelände unter der

Kammerlwand südwestlich und westlich des Fagsteins, Farrenleiten und Ruck südöstlich und östlich der Königstalalm sowie das engere Gebiet dieser Alm selbst. Weitere Beispiele liefern das Halsköpfl im Süden des Königssees, die Kammerling-, Litzl- und Kallbrunnalm im Einzugsgebiet der Saalach. In allen diesen Gebieten sind relativ tiefgründige Böden entwickelt.

Während über die Genese der Schneeschurfblaiken Einhelligkeit besteht, gibt es für die Deutung der Blattanbrüche unterschiedliche Ansätze. Ein erster interpretiert sie als spontane Masseschwerebewegung infolge hohen Wasserangebotes durch Starkregen, ergiebige Dauerregen oder außergewöhnliche Schmelzwassermengen. Sie wären dementsprechend als flachgründige Translationsrutschungen zu klassifizieren und nur in Einzelfällen der Nivation zuzuordnen.

Eine zweite Erklärung stützt sich auf Schneegleiten oder Schneerutschen auf mit horstbildenden Gräsern wie dem Knäuelgras (*Dactylis glomerata*), Rasenschmiele (*Deschampsia caespitosa*), Rotem Schwingel (*Festuca*

Schneeschurfblaike



Blattanbruch

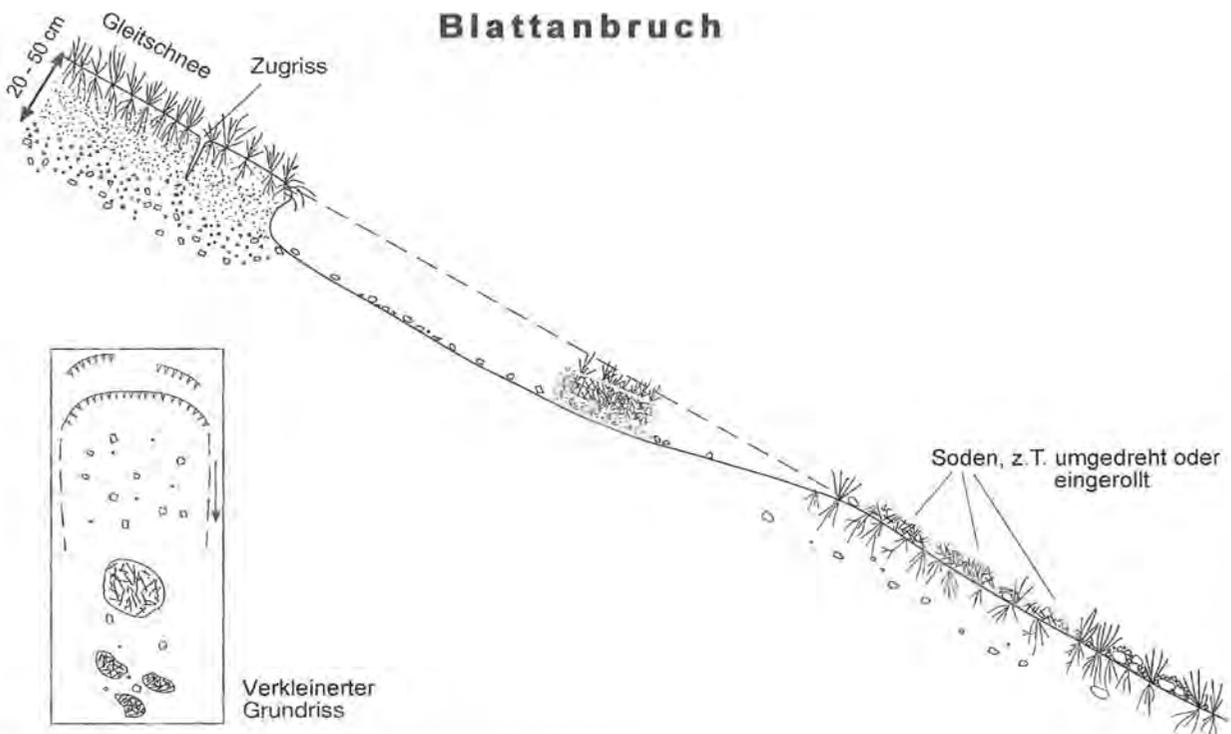


Abb. 42: Blaikentypen: Schneeschurfblaiken und Blattanbrüche.

rubra) oder hochwüchsigen Kräutern bestandenen Wiesen oder Weiden (Schauer 1975). Die Horste werden zu Hindernissen für den Gleitschnee. Dadurch kommt es zur Übertragung der Scherwirkung der Schneedecke auf den Untergrund. Dies führt zur Bildung von Zugrissen im Boden. In sie dringt Wasser ein und führt unterhalb einer scharf abgegrenzten Wurzelzone zu Subrosion. Aufgrund der besseren Wasserwegigkeit in dem Ausspülungshorizont kann eine Gleitbahn entstehen, auf dem Boden samt Vegetation in Form von Schollen abgleiten. Nicht das Festfrieren der Horstgräser an und in der Schneeeauflage ist also, wie schon Laatsch und Grotenthaler (1972) hervorhoben, Ursache der Bildung von Blattanbrüchen, denn die Eisbildung im Kontaktbereich von Vegetations- und Schneedecke unterbindet auch das Schneegleiten. Erst bei positiven Temperaturen in diesem Grenzbereich kommt es zu Gleitvorgängen, die durch hangab liegende Gräser gefördert werden.

Auf nicht mehr bestoßenen oder nur noch extensiv bewirtschafteten Almen ist durchaus eine Zunahme von Blattanbrüchen zu beobachten. Die fehlende oder mangelhafte Almpflege, aber auch partielle Überweidung und unzureichende Beaufsichtigung der Tiere führen, wie schon Karl (1961) auf Allgäuer Bergen feststellte, zu Veränderungen in der Zusammensetzung der Pflanzengesellschaften. Die Horstgräser werden dadurch gefördert, sie gewinnen an Dichte und Verbreitung. Eine ähnliche Wirkung wie von den Horstgräsern geht von aufkommendem Jungwuchs von Bäumen und Sträuchern aus. Nach anderen Beobachtungen, so von Zweckl und Spandau (1987) im Jennergebiet, soll die Rasengesellschaft für die Ausbildung von Blattanbrüchen keine Rolle spielen, da diese dort in allen Gesellschaften auftreten.

Neben der vegetationskundlichen Begründung der Blattanbruchbildung steht ein pedologischer Erklärungsver-



Blaike am Hirschwieskopf in 2100 m. Blick nach Nordosten gegen Watzmannkinder. An ihrer aktuellen Erweiterung sind Kamm-eissolifluktion und Deflation maßgeblich beteiligt.

such, der allerdings nur auf der Untersuchung eines sehr kleinen Gebietes auf der Königstalalm im Jennergebiet beruht (Stahr 1997). Für die Entstehung von Blattanbrüchen sind demnach, wie es schon Stiny (1931, 54) andeutete, Substratwechsel in Verbindung mit sprunghafter Veränderung der Lagerungsdichte entscheidend, also beispielsweise geologische Schichtgrenzen oder pedogenetische Horizontgrenzen, die als präformierte Scherflächen wirken. Die Pflanzengesellschaft spielt dabei keine Rolle. Bei hohem Wassergehalt des Solums kommt es durch den Druck einer mächtigen Gleitschneemasse zu einer Kompression des Materials, zu Reibungsverlusten, also Abnahme der Scherfestigkeit, und schließlich zum Abgleiten von Schollen samt Schneedecke entlang der planen Scherfläche.

Auf jeden Fall besteht ein Zusammenhang der Blaikenbildung mit der Nivation, denn nach schneereichen Wintern ist allgemein eine Zunahme von Blattanbrüchen zu konstatieren.

Die erwähnten Blaikentypen werden meist als quasi-natürliche Formen bezeichnet, da sie erst durch menschliche Aktivitäten, durch Waldrodung und -zerstörung, als natürlich ablaufende Prozesse initiiert werden, oder durch mangelhafte Almwirtschaft. Da Blaiken nicht tiefgründig sind, verhindert Wald mit tiefwurzelnden Baumarten ihre Bildung. Schon deshalb sollten im Rahmen moderner Forstwirtschaft auch in hochmontanen und subalpinen Lagen Fichtenreinkulturen vermieden werden. Blaiken treten jedoch auch in Bereichen über der Waldgrenze auf, in denen Beweidung allenfalls durch Wild (Gämsen, Steinböcke) stattfindet, wie über Allgäu- und Oberalmer Schichten im Gipfelbereich der Laub- oder Lawand (2312 m) im Grenzgebiet zwischen Hagengebirge und Steinernem Meer.

Als Folgen einer starken Beweidung steiler Almflächen haben sich im Laufe von Jahrzehnten bis Jahrhunderten terrassenartig übereinanderliegende Viehtrittwege oder Viehgänge herausgebildet. Da die aufgetriebenen Rinder zunehmend schwerer geworden sind, kommt es insbesondere bei hoher Wassersättigung des Bodens infolge der erhöhten Belastung zu Narbenversatz und zum Durchbrechen der randlichen Rasenwülste (Stirnwülste) der zoogenen Mikroterrassen. Schneegleiten und flächenhafte Abspülung bei heftigem Regen bewirken eine Erweiterung der vegetationsfreien Flächen: Es entstehen Trittblaiken. Auf einigen bewirtschafteten Almen ist diese Entwicklung zu beobachten.

Eine Konzentration der Blaikenbildung (insbesondere der Blattanbrüche) auf bestimmte Expositionen wie sie von Laatsch und Grotenthaler (1972) wegen bevorzugter Gleitschneebildung für südost- bis südwestexponierte Hänge oder von Kelch et al (1977) infolge Windverfrachtung von Schnee für Nord- bis Nordosthänge herausgestellt wurde, lässt sich für die Berchtesgadener Alpen insgesamt nicht ermitteln. Hier sind alle Hangrichtungen betroffen. Entscheidender dürfte das Material des oberflächennahen Untergrundes sein.

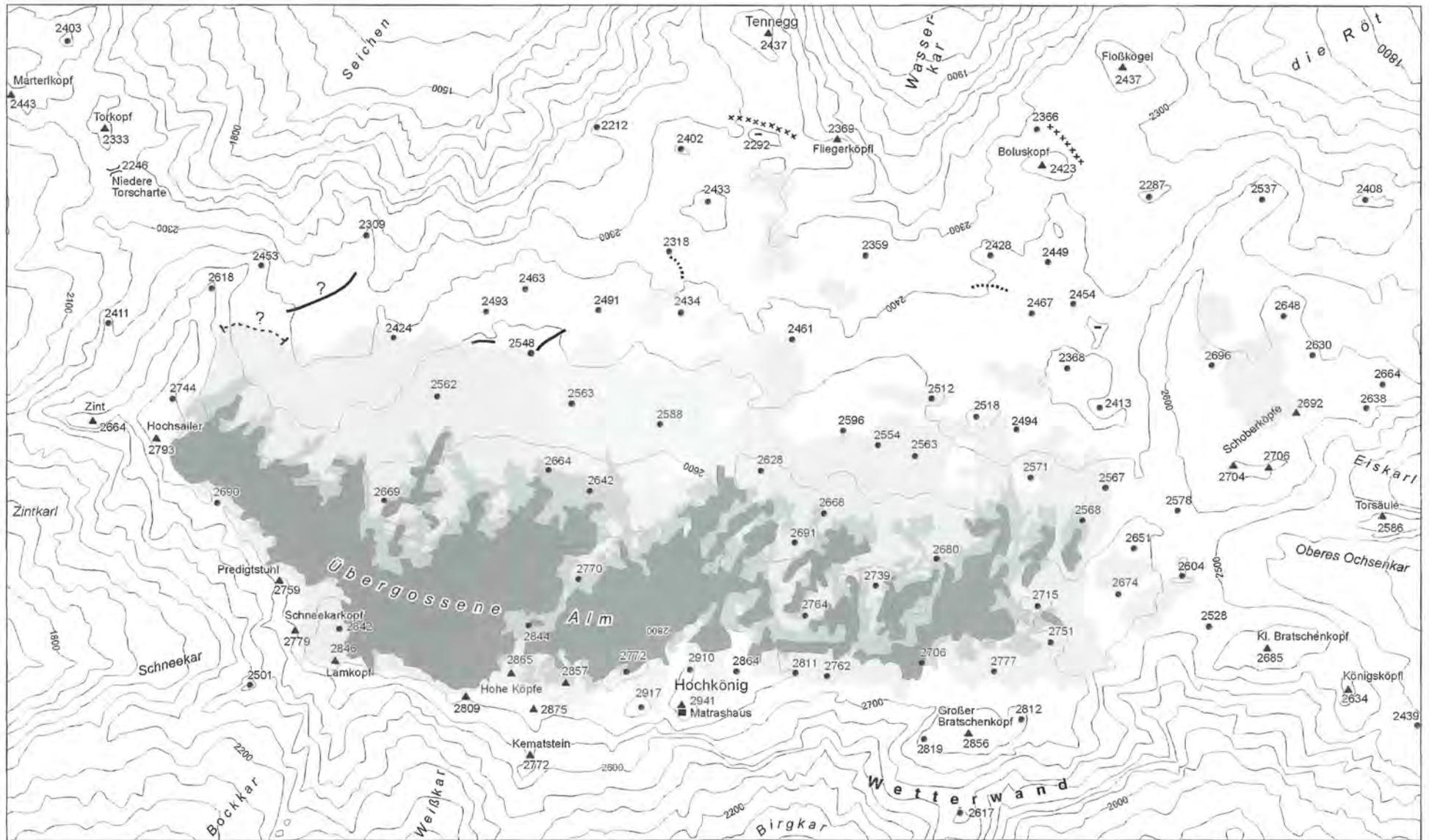
Unter Einbeziehung von Lawinen und Blaikenbildung in die Vorgänge der Nivation lässt sich keine spezifische Höhenstufe der Nivation im Hochgebirge ausgliedern, wie es Berger (1964, 21) vertritt. Nivationsprozesse reichen unter dieser Vorgabe von den höchsten Lagen bis tief unter die Waldgrenze, teils bis in die Talböden hinab und sind in Form von Lawinenzügen weitaus auffälliger als alle anderen Nivationserscheinungen. Allenfalls kann in den Berchtesgadener Alpen – die nötigen Hageneigungen vorausgesetzt – ein Stockwerk mit stärker flächenhafter Wirkung des Schnees oberhalb 2000–2200 m und ein tieferes Stockwerk mit linearer Wirkung der Nivation unterschieden werden.

6.5 Die rezente Vergletscherung – erlöschender Formungsfaktor

Die Vergletscherung als Formungsfaktor ist seit dem Beginn des Postglazials in den Berchtesgadener Alpen unbedeutend. Lediglich auf dem Plateau des Hochkönigs gibt es noch ausgedehntere Gletscherbedeckung. Zungen dieses Plateaugletschers scheinen nach den Untersuchungen von Goldberger (1950) während des Egesentandes (ca. 7.500 v.h.) noch gegen die Seichen, das Wasserkar und vielleicht im Ochsenkar bis unter die Torsäule gereicht zu haben. Moränen aus dieser Zeit sind südlich des Tenneck (2483 m) und zwischen Floßkogel (2437 m) und Boluskopf (2423 m) überliefert. Bei einer Schneegrenzlage von über 3000 m NN während des subborealen Klimaoptimums (4500–3500 v.h.) dürften dagegen sogar die Lokalgletscher (Übergossene Alm und Blaueis) bis auf perennierende Schneeflecken abgeschmolzen sein (Mayer 1966, 39).

Um 1600 (Fernau-Stand) lag Eis wohl nur noch auf dem Plateau des Hochkönig oberhalb 2400 m NN. Am Weg von der Ostpreußenhütte zum Hochkönig-Gipfel dürfte ein niedriger Wall in 2420 m Höhe, ca. 250 m südwestlich der Biwakhöhle diesem Gletscherstand zuzuordnen sein. Wegen der Schuttarmut des Gletschers sind die Belege für junge und jüngste Gletscherstände äußerst spärlich und unsicher. Geringmächtige Stauchendmoränen aus der Zeit um 1850 gibt es nur östlich des Hochsailergrates. Ein doppelter Moränenwall hat sein oberes Ende bei 2470 m und ein weiterer liegt 1000 m bis 1600 m östlich in etwas über 2500 m Höhe (vgl. Abb. 43).

Im 20. Jh. fand ein enormer Eisschwund statt, so dass seit etwa 1930 die Übergossene Alm nicht mehr der größte Gletscher der Nördlichen Kalkalpen ist, sondern diesen Rang an den Hallstätter Gletscher am Dachstein abtreten musste, der weniger an Fläche verlor. Um 1850 betrug die vergletscherte Fläche auf dem Hochkönig etwa 550 ha (Richter 1888, 66), 1934 386 ha, 1969 244 ha und 1986 nur noch 174 ha. Seither sind weitere Flächeneinbußen eingetreten. Der Ostgletscher ist in einzelne Firn- und Eisflächen zerfallen, zwischen denen zahlreiche Felsköpfe ausgeapert sind, wie die Neuausgabe der AV-Karte Hochkönig-Hagengebirge von 2001 sehr schön zeigt. Weitgehend getrennt haben sich auch



Gletscherausdehnung am Hochkönig 1872 - 1996



Moränen (nach Goldberger 1950)

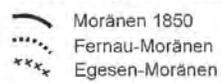


Abb. 43: Gletscherstände der Übergossenen Alm am Hochkönig im Postglazial.



Das Blaueis am Hochkalter um 1920 von der Aufstiegsroute zur Schärtenspitze.



Das Blaueis im Sommer 2003.

Zentral- und Hochsailergletscher, so dass der Charakter eines für die Alpen seltenen Gletschertypes, eines Plateaugletschers, geschwunden ist. Außerdem sank die Oberfläche der Übergossenen Alm stark ein. Die Eismächtigkeit des nahezu bewegungslosen und daher spaltenfreien Gletschers beträgt heute maximal 50 m. Infolge geringer Eismächtigkeit und flacher Neigung muss unter der Wirkung der derzeitigen Temperaturzunahme von einer gänzlichen Auflösung des Gletschers ausgegangen werden. Wegen dieser Entwicklung ist die Übergossene Alm aus dem Programm der jährlichen Nachmessung von Gletschern in den Ostalpen durch den Österreichischen Alpenverein, die seit der Hydrologischen Dekade 1965 vorgenommen wurden, herausgefallen. In den Karen der Südseite des Hochkönigs (Schnee-, Weiß- und Birkkar, Gamskarl) sind die perennierenden Firne ebenfalls im Schwinden begriffen.

In der Hochkalter-Gruppe befindet sich mit dem Blau eis der nördlichste Gletscher der Alpen. Er liegt zur Gänze erheblich unterhalb der Schneegrenze und wird hauptsächlich durch Lawinen ernährt. Seine Existenz verdankt er der Einbettung in ein tiefeingearbeitetes, nordexponiertes Kar, wodurch eine lange Beschattung auch im Hochsommer garantiert ist. Seinen Maximalstand in der Neuzeit erreichte er wohl um 1820. Seither fand ein sukzessives Rückschmelzen dieses Lawinensesselgletschers statt. Die Gletscherfläche betrug nach verschiedenen Quellen 1820 25 ha, 1884 19,6 ha, 1953 13,1 ha, 1989 12 ha und 1994 7 ha. Das Gletscherende rückte von ca. 1865 m um 1820 über 1880 m im Jahre 1880 und 1920 m im Jahre 1920 auf heute 1960 m oder 2.345 m empor. In den fünfziger Jahren öffnete sich nämlich ungefähr in der Mitte des sehr steilen Gletschers (im Mittel 30°, maximal 50°) ein Felsfenster, das seither immer mehr wuchs und sich mit der östlichen Felsumrahmung verband. Dies führte inzwischen zur fast völligen Abtrennung von Eismassen unterhalb von 2140 m, die bereits als Toteis bezeichnet werden können. Die Oberflächen von oberem und unterem Eis sind stark eingesunken und mit Sturzschutt bedeckt. Aus solchen Sturzschuttmassen werden historische Moränenwälle zwischen 1760 m und 1920 m aufgebaut.

Vornehmlich durch Lawinen werden auch einige ausdauernde Firnflecken in dieser Berggruppe ernährt: in den Schneelöchern südwestlich des Hochalplateaus, in den Trogschlüssen von Ofen- und Steintal sowie im Hinterbergkar unter dem Hinterberghorn (2493 m) und der Hocheisspitze (2523 m), Ewig Schnee am Hochfeld genannt, und im Hintereis. Sie alle sind seit der ersten topographischen Aufnahme stark geschrumpft.

Der Zufuhr von Lawinenschnee verdankt auch der Watzmanngletscher seine Existenz. Hinzu kommen auch große Mengen Driftschnee von Westen bis Nordwesten. Allerdings bestehen berechtigte Zweifel am Gletschercharakter und schon Gumbel (1894, 225) urteilte, er „... ist mehr ein Firnfeld als ein eigentlicher Gletscher“. Tatsächlich ist in jüngerer Zeit das Freischmelzen von Blau eis nicht dokumentiert, ebenso fehlen Hinweise

auf Bewegungsvorgänge. Mit einer derzeitigen Position zwischen 2120 m und ungefähr 2000 m liegt er wie das Blau eis weit unter der rezenten Schneegrenze, die bei 2800 m anzunehmen ist. Die Firnfläche ist sehr variabel wegen der mäßigen Neigung der Oberfläche von 18°, der geringen Mächtigkeit und der von Jahr zu Jahr unterschiedlichen Schneezufuhr durch Schneefall und Lawinen aus der Watzmann-Hochegg-Wand. Da die Abgrenzung problematisch ist, fehlt Flächenangaben die nötige Repräsentanz, um konkret den Rückgang beurteilen zu können. Zur Zeit der Maximalausdehnung in der Neuzeit, der um 1820 erreicht wurde, betrug die Fläche 29 ha, nach anderen Berechnungen 36 ha, für 1896 wird sie mit 21 ha angegeben. Erhebliche Flächenverluste stellten sich von den zwanziger bis in die vierziger Jahre ein und in den fünfziger Jahren kam es zur Auflösung in Firnflecke. Für 1959 wurde die Fläche mit 9 ha ermittelt und derzeit beträgt sie 7 ha.

Noch extremer sind die Verhältnisse an der Eiskapelle unter der Watzmann-Ostwand, die in nur 960 m bis 880 m NN liegt. Sie kann jedoch nicht als Gletscher, sondern nur als durch große Massen von Lawinenschnee ernährte Firnanhäufung von gletscherähnlichem Habitus bezeichnet werden. Hier beträgt die Winterschneeeakkumulation durch Lawinen ein Vielfaches des Winterniederschlages auf der Eiskapelle. Auch der Schöllhornfirn in der Ostwand in 1600 m bis 1500 m NN kann nicht unter Gletscher eingereiht werden und ebenso wenig der Firnpropfen im untersten Hocheis zwischen der Kirche und den Hachelwänden in 1100 m bis 1020 m, der ebenfalls seinen Bestand der Zufuhr von Lawinenschnee verdankt.

Wegen der Bewegungslosigkeit oder -armut des Blau eis, des Watzmanngletschers und der Firnmassen kommt es zu keiner Moränenbildung im strengen Sinne. Undeutliche Wallformen werden von Sturzschutt gebildet, der aus den Wänden ausbricht oder von Lawinen mitgerissen und am unteren Ende der Eis- oder Firnfläche angehäuft wird (Firnhaldenschuttwälle). An der Ausbildung dieser Wälle ist mit Sicherheit auch Schneeschub beteiligt. Als Besonderheit ist für alle Gletscher der Berchtesgadener Alpen das Fehlen einer oberirdischen Entwässerung hervorzuheben – eine Folge der Verkarstung des Untergrundes. Derartige Gletscher wurden von Kinzl 1937 (nach R. Moser 1997, 84) als Karstgletscher bezeichnet.

6.6 Steinschlag, Fels- und Bergstürze

Bedingt durch das Hochgebirgsrelief besaßen und besitzen gravitative Abtragungsprozesse in den Berchtesgadener Alpen große Bedeutung und weite Verbreitung. An die ausgedehnte Entwicklung von Felswänden mit örtlich weit über 1000 m relativer Höhe sind Steinschlag, Fels- oder Schuttstürze und Bergstürze gebunden. Die Intensität des Steinschlages wird entscheidend vom Gefüge des jeweiligen Gesteins bestimmt. So ist im Dachsteinkalk trotz großer Wandhöhen Sturzdenudation und Sturzhaldenbildung allgemein nur schwach aus-

gebildet, während die Dolomite große Mengen von Sturzschutt liefern. Am Fuß von Dolomitgipfeln und -wänden liegen deshalb häufig riesige Schutthalden oder -mäntel. Besonders die Südabstürze von Steinerem Meer und Hochkönig warten in der Stabler Au, dem Kasereggboden, dem Kogl, dem Zwieselboden, dem Kaserboden, dem Wasserofenboden, dem Schafiboden, dem Käserfeld oder dem Pfarrwirtsboden mit großen Dolomithalden auf. Dabei handelt es sich zu einem großen Teil um Altschutt im Sinne von Stiny (1931, 2), das heißt um bewachsene Schuttmassen. Sie werden also, wie der Bewuchs zeigt, nicht mehr oder kaum noch weitergebildet. Wie zudem ihre Zerschneidung durch scharf eingerissene und tiefe Gräben verdeutlicht, unterliegen sie heute sogar in der Mehrzahl der Zerstörung. In ihnen findet die seit dem Spätglazial retardierende oder abgeschlossene Sturzhalde- und -kegelbildung ihren Ausdruck.

Diese Feststellung gilt auch für die Kegel und Halden unter den Ostabstürzen des Untersberges, für die Südseite der Göllgruppe oder die Nordostseite des Grünsteins in der Gemeinde Schönau am Königssee. Die stark zerrütteten und brekzierten Gesteine der Hundstod-Hirschbichl-Hundsalm-Aufschiebung waren und sind im Abschnitt Kammerlinghorn-Wimbachscharte Lieferanten großer Sturzschuttmassen.

Durch Steinschlag wurden die Wände in unterschiedlichem Ausmaß zurückverlegt und dabei auch gegliedert, indem Frostverwitterung und Absturz des Materials in Partien starker tektonischer Beanspruchung rascher voranschritt, als in Abschnitten geringerer Kluftdichte. So durchziehen heute zahlreiche Steinschlagrinnen und Kamine die Wände.

Als Ereignisse großer Augenblicksleistung haben Fels- und Bergstürze noch weitaus größere Wirkung auf den Prozess der Wandrückverlegung als Steinschlag, auch wenn sie nur sporadisch auftreten. Sie setzten wie der Steinschlag mit dem Abschmelzen der hochwürmzeitlichen Eismassen und dem Weichen des Permafrostes ein. Anfänglich stürzten sie noch auf bewegtes Eis der Stadialgletscher und wurden durch dieses weiter verfrachtet. Daraus erklärt sich sowohl die Verbreitung erratischer Blöcke als auch die von Blockansammlungen fern von potentiellen Herkunftsgebieten. Ein bekanntes Beispiel sind die Blockmassen aus Dachsteinkalk vom Hagengebirge oder Hohen Göll über Unteren Roßfeldschichten im Abtswald (770–860 m NN) südlich des Dürrberges. Auch die Blockpackungen an den Gletscherquellen, an der Alten Reichenhaller Straße nördlich der Marxenklamm und zwischen dem Hof Sommerau und dem Gasthaus Datzmann in der Ramsau, die zusammen geradezu den Endstand eines Gletschers markieren, sind hier einzuordnen. Auf diverse Felsstürze weisen auch überaus blockreiche Stadialmoränen, wie etwa im Blühnbachtal oberhalb des Schlosses hin.

Die Disposition zu Fels- oder Bergstürzen ist durch das tektonisch vorgeprägte Trennflächengefüge und durch

Schichtflächen, die zu Ablösungsflächen werden können, vorgegeben. Sie können auch durch Entspannungsvorgänge oder Spannungsumlagerungen in den Gesteinskomplexen verursacht sein, die wiederum ihre Veranlassung in der fluvialen und glazialen Taleintiefung und -erweiterung verbunden mit Hangversteilung haben. Begünstigt wird dieser Vorgang durch unterlagernde inkompetente Gesteine, die einer beachtlichen Deformation unterliegen können, also plastisch verformbar sind. Diese Situation ist in den Berchtesgadener Alpen vielfach Realität, da die Karbonatgesteinsfolgen von Werfener Schichten oder/und Haselgebirge unterlagert werden. Ein ähnlicher Fall liegt auch bei mächtigerer Ausbildung der Raibler Schichten (Cardita-Schichten) vor. Über diesen Gesteinen kommt es zu einem seitlichen Ausweichen der Auflast, was bis zur Bergzerreißen, der Abtrennung von Felstürmen und wandparallelen Partien führt. Zunächst aber öffnen sich neue Klüfte (Bergrisse), in die Wasser einzudringen vermag. Bei starkem Wasserandrang (Starkregen, rasche Schneeschmelze) stellt sich ein Kluftwasserschub ein und die Haftreibung an den Trennflächen wird reduziert, was letztlich zum Absturz führen kann.

Ein Musterbeispiel für diese Entwicklung ist der Mannlgrat am Hochkönigstock. Hier lagern Dachstein-Riffkalk und karnisch-norischer Dolomit über Raibler Schichten (Rheingrabener Schichten), die als tiefdunkler Tonschiefer ausgebildet sind und die Rolle eines Gleithorizontes übernehmen. Entspannungs- und Gleitvorgänge haben zur Auflösung dieses Grates in eine Reihe von Einzelerhebungen geführt. In den Karen auf der Nordseite des Mannlgrates liegen bis zu hausgroße Sturzblöcke aus Dachsteinkalk und im Brandholz auf der Südseite finden sich Felssturzmassen, die auf diese Prozesse zurückgehen. Zu Ablösung durch Entlastung und zum Absturz wandparalleler Partien ist es auch an der Torsäule (2586 m), in der Seichen und im Wasserkar gekommen.

Ganz allgemein entstehen Spannungsklüfte und Spalten vornehmlich in den Randbereichen der Kalkstöcke. Eindrucksvoll wird dies am Südeck der Reiter Alm durch die Mühlsturz- und Grundübelhörner demonstriert, die die Merkmale des Zerfalls aufweisen. Ebenso belegen grobblockige Felssturzmassen unter vielen Wänden und Wandfluchten den noch immer anhaltenden Vorgang der Entspannung, wie in der hinteren Scharitzkehl (Endstal), in der Schoß auf der Nordseite des Untersberges oder auch an dessen Ostseite, im Ofnerkar und im Kar zwischen Kehlriedl und Hochfeld im Norden des Hohen Göll, an der Farrenleitenwand und Rothspielescheibe südlich des Jenner, im Bluntautal oder im Landtal. Starkes Schichtfallen in der Abdachungsrichtung des Hanges hat in der Hochkaltergruppe im Ofen- und Steintal zahlreiche Felsstürze ausgelöst und zur Entstehung der Todtenlöcher geführt, einer durch Gleitprozesse zu riesigen Blöcken zerscherten Felsmasse im Nordwesten des Vorderberghörnls (2083 m).

Als Bergstürze werden in Anlehnung an Abele (1974) Einzelereignisse bezeichnet, bei denen über 1 Mio m³ Ge-



Mannlwand am östlichen Hochkönig. Die Auflösung in Türme und Pfeiler ist das Ergebnis von Entspannungsvorgängen.



Sturzhalden im oberen Watzmannkar.

stein mit großer Geschwindigkeit verlagert oder durch Ablagerung von Trümmern Massen mindestens 0,1 km² (= 100.000 ha) Fläche bedeckt werden.

Während Bergstürze zu den seltenen Ereignissen zählen, sind Felsstürze unterschiedlichster Dimension viel häufiger. Nachfolgend sind Ereignisse seit 1900 in den Berchtesgadener Alpen zusammengestellt (s. Tab. 5).

Besonders spektakulär war der Felssturz von den Palfelhörnern im Februar 1959 (Zankl 1961). In 1800 m bis 1720 m Höhe brachen auf 50 m Breite Massen des tektonisch stark zerrütteten Ramsaudolomits aus und schossen durch eine steile Steinschlagrinne in das Wimbachgries. Dort bot eine 2 m mächtige Schneedecke eine hervorragende Gleitbahn für die Sturzmassen. Sie breiteten sich deshalb auf der nur 8° geneigten Griesfläche fächerförmig aus mit einzelnen, bis 500 m weit reichenden Zungen. Aus einigen bis 200 m³ großen Blöcken und moränenähnlichen Schuttwällen im Gries lassen sich noch heute die Bewegungsbahnen rekonstruieren.

Die ausgedehntesten Bergsturzmassen des Gesamtgebietes lagern im Saalachtal. Eine erste Sturzlandschaft in Abflussrichtung der Saalach existiert am Talpass Luftenstein südöstlich St. Martin bei Lofer. Sie wurde durch einen nicht allzu voluminösen Bergsturz (eher Felssturz) vom Thurneck (1355 m) im Südwesten geschaffen. Auf Grund der steil nach Norden einfallenden Dachsteinkalkbänke (~ 45°) dürfte er aus einer Felsgleitung hervorgegangen sein. Seine Abrisskante befindet sich oberhalb 1180 m Höhe. Im Talboden lagern Blöcke des

grobkörnigen Dachsteinkalkes mit bis über 20 m³ Rauminhalt. Wegen der Enge des Tales wurde der Vorfluter durch die Trümmern Massen im Abschnitt Obsthurn zu einem See von rund 180 ha Größe gestaut. Als Zeugnisse dieses Sees sind auf der Westseite des Tales horizontal verlaufend Seeterrassenreste wenige Meter über dem Saalachniveau bis gegen den zerschnittenen Kegel des Schidergrabens erhalten.

Wesentlich größer ist eine Tomalandschaft, die sich zwischen Scheffsnoth östlich von Lofer und Maurach-Au im Norden ausdehnt. Die hier gegebene Weite des Talraumes erlaubte eine Ausbreitung der Trümmern Massen über eine Fläche von rund 3,6 km². Die Mächtigkeit der Bergsturzmassen beträgt, wie im jungen Einschnitt der Saalach nördlich Lofer, der Teufelschlucht, zu erkennen ist, meist nur wenig über 20 m, allenfalls bis 50 m. Aus diesen Werten lässt sich ein Volumen von knapp 80 Millionen m³ errechnen. Das Abrissgebiet dieses größten Bergsturzes im Saalachtal liegt, wie das des Luftensteinsturzes, auf der Westseite im Bereich stark tektonisch beanspruchter Gesteine der Hallstätter und Tirolischen Decke (Abb. 2), die allgemein steil nach Osten in Richtung Tal einfallen. Zwischen dem Lärchenberghörn (1535 m), dem Grubhörnl (1747 m) und dem Gföllhörnl (1627 m) ist im Gebiet der Bräugföllalm die Ausbruchsnische als Halbrund klar fassbar. Über mehr als 600 Höhenmeter schossen die Gesteinsmassen über den wenig gegliederten Hang zu Tal und brandeten am Gegenhang noch 60 m empor. Auch in diesem Fall entstand durch die Blockade des Talbodens ein Stausee von etwa 3,6 km² Größe und mit einer Spiegelhöhe von 642 m. In der Strohollner Terrasse, benannt nach

Tab. 5: Berg- und Felsstürze in den Berchtesgadener Alpen seit 1900:

Datum	Lokalität	Volumen m ³
24.08.1908	Hochkaltergipfel in das Wimbachgries	250.000
August 1914	Nachsturz vom Hochkalter	
Pfingstsonntag 1935	Einsturz des Drachenloches, einem Felsentor über Hangendstein / Untersberg	
25.07.1954	Pfeiler im Nordgrat der Blauweisspitze zusammengestürzt, ca. 30 m hoch. Hochkalter	
06./07.02.1959	Absturz einer Felswand von 150 m Höhe zwischen Großem und Kleinem Palfelhorn in das Wimbachgries	300.000 bis 350.000
02.05.1959	Gossenleiter über Grödig, Untersberg-Ostseite	
25.07.1963	Zusammenbruch eines 40 m hohen Sporns an der Schärtenspitze / Hochkalter	
20.05.1973	Seilstattwand / Steinernes Meer	
24./25.02.1975	Watzmann-Ostwand in ca. 1700 m Höhe auf Eiskapelle	~ 100.000
08.04.1978	Etzerfelsen an der Straße nach Maria Gern / Untersberg	
02.08.1984	Großer Schneiber zum Gjalldgraben / Steinernes Meer	
Juli 1985	Standgraben, Gruppe der Mühlschürhörner / Reiter Alm	6000
November 1989	Mooswand zum Priesberger Moos / Hagengebirge mit kleinen Nachstürzen bis 1990	

dem Weiler Strohwohln im Osten von St. Martin bei Lofer, ist dieser Seespiegel fixiert. Eine Bestätigung dieser Seespiegelhöhe durch Deltaschüttungen an den Mündungen von Bächen aus Nebentälern in diese Talweitung (Kötschmairgraben (Pflasterbach), Eisenbach, Loferer Bach) konnte mangels guter Aufschlüsse nicht erlangt werden. Im Inneren des Seebeckens kam es unter dem heutigen Gumpinger Moos zur Ablagerung gebändeter Tone, von Sanden und Kiesen der Saalach (Hahn 1913, 33).

Ein drittes Sturzgebiet weiter talab, das jedoch durch mehrere Einzelereignisse entstand, dehnt sich auf der Westseite des Achberges zwischen dem Gasthof Schütterbad im Süden und dem Hof Keßler im Norden aus. Nach den Untersuchungen von Veigel (1991) sollen sich insgesamt acht Felsstürze ereignet haben, jedoch sind nur zwei seichte Ausbruchsnischen am Achberg unterhalb 1100 m NN abgrenzbar. Starke Beanspruchung des Dachsteinkalkes an der Stirn der Reiter Alm-Decke und das Einfallen der Bänke nach NW haben hier Sturzvorgänge gefördert.

Über das Alter dieser Fels- und Bergstürze im Saalachtal besteht noch keine Klarheit. Ihre Datierung ist jedenfalls eng mit der Alterseinstufung der fluvialen Terrassen im Saalachtal verbunden. In einem Versuchsstollen beim Gasthof Schütterbad im Westen des Achberges wurde nach Veigel (1991, 70) in 550 m bis 560 m, also 10 bis 20 m über der Saalach, Bergsturzmaterial über Saalachsottern durchteuft. Diese Position würde dem höheren, älteren Terrassensystem im Saalach-Salzachgebiet (Friedhofsterrasse) entsprechen. An der Basis der Sturzmasse wurde ein Baumstamm mit einem Durchmesser von 40 cm gefunden, der offenbar nicht näher bearbeitet wurde. Aus der Waldgeschichte des Großraumes der Berchtesgadener Alpen lässt sich lediglich ein Maximalalter des Holzes von rund 12.000 Jahren (Alleröd) ableiten. Auch nahe des Hofes Mörtl liegen Sturzmassen auf der höheren Terrasse. Die tiefere, also jüngere Terrasse (Hammerauterrasse) ist frei von Sturzmaterial. Weiter im Norden, nahe des Hofes Keßler und westlich der Mündung des Steinbaches in die Saalach werden Sturzblöcke von den Terrassensedimenten überlagert. Sie sind demnach älter oder allenfalls gleich alt wie die Aufschüttungen der Saalach. Damit wäre die Einordnung der Felsstürze in das frühe Spätglazial sehr wahrscheinlich.

Jüngeren Datums ist dagegen der große Bergsturz nordöstlich von Lofer, denn auf den Sturzblöcken aus reinem Lerchkogelkalk, die bis zu 10 m Durchmesser erreichen, ist kaum eine Bildung von Karren festzustellen. Der Bergsturz überlagert also die älteren Talterrassen.

In der Strohwohln Terrasse kommen nach Leidlmair (1956, 89) Schuttstücke der Trümmernmassen vom Talpass Luftenstein vor. Demnach müsste der Felssturz vom Thurneck älter als der „Loferer See“ eingestuft werden. Mangels Aufschlüssen in der Strohwohln Terrasse lassen sich die Beobachtungen Leidlmairs leider nicht be-

stätigen. Aber in den Thurnlöchern, dem Saalachdurchbruch durch den Luftenstein-Bergsturz, reichen große Sturzblöcke bis in das Saalachbett (638 m) hinab, also unter das Aufschüttungsniveau der Strohwohln See-terrasse (643 m NN), die nicht erst durch Ausspülung in diese Position gelangt sind. Damit erweist sich der Sturz vom Thurneck tatsächlich älter als der von Lofer.

Durch diese, den Talboden in seiner gesamten Breite blockierenden Bergstürze wurden offensichtlich die Talterrassen unter Sedimenten begraben, die die Nebentäler lieferten. Jedenfalls sind saalachaufwärts, so in den Hohlwegen, keine Terrassenreste überliefert. Erst bei Saalfelden im Tal der Urschlaue oder Urschlau treten erneut Terrassen (besonders um Almdorf und südlich Ramseiden in ~ 20 bis 30 m über dem Fluss auf. Entsprechend tief sind auch die Kegel von Jufers- und Kalmbach angeschnitten oder zerschnitten.

In den Tälern östlich der Saalach und an den Pässen in die Weitung von Berchtesgaden lagern weitere Fels- und Bergsturzmassen. Im Weißbachtal oberhalb der Seisenbergklamm füllen Schuttmassen (ca. 1,2 bis 1,5 Mio. m³) aus Lerchkogelkalk den engen Taleinschnitt. Sie stammen von einem Wandabbruch am Südabsturz des Gehardstein-Plateaus (Holzschmatzwand der Al-



Ablösungsfront des Bergsturzes von der Holzschmatzwand am Gerhardstein in das Weißbachtal.

penvereinskarte Loferer und Leoganger Steinberge 1:25.000). Hier hat sich ein Teil des grobklüftigen Lerchkogelkalkes, der zu klotziger Verwitterung neigt, an nahezu senkrechten, wandparallelen Trennflächen gelöst, wobei die inkompetenten, unterlagernden Schrambachschichten sicher zur Instabilität der Wand beigetragen haben. Große Sturzblöcke sind am Gegenhang des Hochkranzes über die Hirschbichlstraße emporgeschossen und talauf der Sturzmasse entstand der gefällsarme Talboden von Stockklaus. Hinweise auf das exakte Alter dieses Ereignisses konnten bisher noch nicht gefunden werden. Auf den Sturzblöcken ist nur eine schwache, kaum über Zentimeter tiefreichende Karrenbildung festzustellen, was auf die Jugendlichkeit des Bergsturzes hinweist.

Das hügelige Gelände von der Schwarzbachwacht bis über den Taubensee im Osten zwischen Reiter Alm und Lattengebirge wurde in seiner Gesamtheit als Moränenlandschaft interpretiert (Penck und Richter 1855, 240; Penck und Brückner 1909 I, 360; Lebling 1912, 71). Dieser Deutung schloss sich auch der Autor (Fischer 1988) an. Geophysikalische Erkundungen in der Folgezeit machten wahrscheinlich, dass eine geringmächtige Sturzmasse über moränenartigen, eisbelasteten Sedimenten liegt (Bader in Risch 1993, 76). Tatsächlich ist in der Wand unter dem Schafleck im Süden eine Nische ausgebildet (Volumen ca. 3 Mio. m³), an die sich eine große, schwach kegelförmig gestaltete Halde und schließlich kleingegliedertes Sturzgelände anschließen. Eine Bohrung im Sturzmaterial endete in 20 m Tiefe, womit eine größere Mächtigkeit belegt ist, als sie mit geophysikalischen Messungen ermittelt werden konnte. An der Schwarzbachwacht treten die Sturzmassen aus hellem, weißem, gelblichem und rötlichem bis rosafarbenem Dachsteinkalk der Berchtesgadener Einheit an die bunter zusammengesetzte und bereits erwähnte Stadialmoräne einer Gletscherzunge vom Wachterl/Reiter Alm heran.

Unterschiedliche Interpretation erfuhren die Verhältnisse am Pass Hallthurm zwischen Lattengebirge und Untersberg. Sicher ist nach den geomorphologischen und geologischen Gegebenheiten die Herkunft von Sturzmassen aus der Westflanke des Hirschangerkopfes (1768 m) am Untersberg. Nur hier ist eine Nische vorhanden, die als Abbruchgebiet in Frage kommt. Die Anteile von Plassenkalk, der nur am Untersberg ansteht, beweisen tatsächlich die Herkunft von Osten. Auch Nierentaler Schichten (Mergel), die offenbar unter den Bergsturzmassen begraben wurden, sind sporadisch enthalten. Mitgeschleppt und in die Sturzmasse integriert finden sich auch Moränenmaterial und Talbodensedimente, die zu differierenden Deutungen Anlass gaben.

Westlich vom Bahnhof Hallthurm (694 m) schoss der Trümmerstrom am Gegenhang bis auf 785 m empor und breitete sich schließlich über eine Fläche von über 1 km² aus. Die Mächtigkeit der Sturzmassen dürfte partiell 50 m erreichen oder sogar überschreiten. Im Zuge der Entwässerung des Hallthürmer Mooses durch das

Berg- und Salinenamt in München wurde nämlich neben den Entwässerungsgräben in den Jahren 1901 und 1902 auch ein Schacht ganz im Norden des Mooses niedergebracht, dem sich ein abschüssiger, blind endender Stollen von 18 m Tiefe anschloss und der in Sturzmassen verlief (Helm 1929/1973, 353). Tatsächlich konnte dadurch bei normalem Wasserangebot aus der Umgebung eine Entwässerung des Mooses erreicht werden. Das Wasser fand seinen weiteren Weg durch die Trümmermassen. Auf dieser Grundlage lässt sich das Volumen der Sturzmassen mit ungefähr 40 bis 50 Millionen m³ schätzen. Dies steht im Einklang mit der Größe des Abbruchgebietes (ca. 50 Mio. m³).

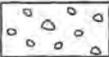
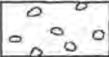
Über das Alter des Bergsturzes, der wahrscheinlich in mehrere Einzelereignisse aufzulösen ist, lässt sich bislang nichts Sicheres aussagen. Da auf dem Block zwischen dem alten Wachturm und dem Bahnhof sowie auf weiteren großen Sturzblöcken mehrere Zentimeter tiefe Karren entstanden sind, ist von einem spätglazialen bis frühpostglazialen Datum auszugehen.

Im Einzugsgebiet der Berchtesgadener Ache hat sich ein Bergsturz vom Grat Schärtenspitze (2153 m)-Steinberg (2026 m) in der Hochkaltergruppe gelöst und ist über das Blauetal rund 1200 Höhenmeter niedergefahren. In der Literatur ist er bereits mehrfach als Hintersee-Bergsturz erwähnt, so schon von Gümbel (1861, 823). Doch nicht die gesamte Sturzmasse ist bis in das Klausbachtal abgefahren, sondern ein Teil verblieb um das Pumperloch im oberen Blauetal. Der größere Teil jedoch lagert im Zauberwald östlich des Hintersees. Das Gesamtvolumen des Bergsturzes wird sehr unterschiedlich auf 13 bis 21 Millionen m³ geschätzt (Abele 1974, 187; v. Poschinger und Thom 1995). Auch dieser Bergsturz dürfte aus einem Talzusub hervorgegangen sein. Jedenfalls existiert mit der Platte zwischen Schärtenspitze und Steinberg ein bis 45° nach Nordwesten geneigte Gleitfläche, die großenteils auch Schichtflächen entspricht. Wie aus dem Trogprofil des Blauetales hervorgeht, wurden die unteren Hangteile des Tales glazial rückverlegt und damit versteilt, wodurch auch die Massenschwerebewegung in Gang kam. Sowohl im Pumperloch als auch im Zauberwald bilden grobblockige Dachsteinkalk-Sturzmassen, teilweise mit Riesenblöcken, eine chaotische Bergsturzschaft. Im Zauberwald erreicht die Sturzmasse wohl eine Mächtigkeit von bis zu 50 m. Jedenfalls endete eine Forschungsbohrung in 37 m Tiefe noch im Bergsturzmateriel. Diese Bohrung förderte aus 11,5 m Tiefe auch einen Holzrest zutage, dessen ¹⁴C-Alter unkalibriert mit 3520 ± 85 Jahren v.h. bestimmt wurde (v. Poschinger und Thom 1995). Damit erweist sich der lange als spätglazial eingestufte Bergsturz als wesentlich jünger.

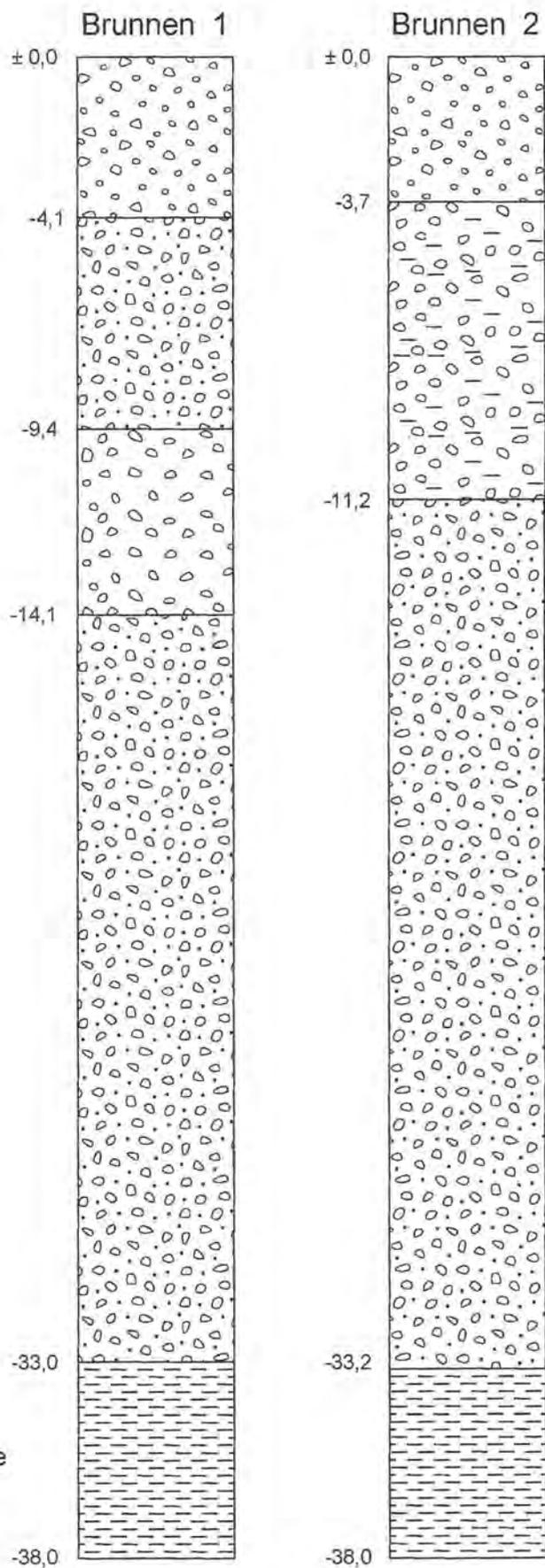
Durch den Bergsturz wurde der 17 m tiefe Hintersee aufgestaut, der in vergangener Zeit weiter talauf reichte, wie schon Penck und Richter (1885, 251) folgerten. Die Brunnenbohrungen fast 1 km südwestlich des Hintersees bestätigen die früher wesentlich größere Ausdehnung des Sees (Abb. 44). In jeweils 38 m Tiefe, also bei

Klausbachtal, ~ 800 m ü. NN

Lageskizze 1 : 25.000

-  Kies bis Schotter
-  Schotter
-  Schotter, mittelkörnig, sandige Matrix
-  Schotter mit Tonlagen
-  Seekreide = Ton

5 m



ehemaliger See

Abb. 44: Brunnenbohrungen im Klausbachtal.

767 m NN, wurde graublauer Ton, genauer eine Seekreide erbohrt, die als Sohle des darüber lagernden Grundwasserleiters (Kies, Schotter) wirkt. Aus der Verkleinerung der Seefläche um 0,2 ha durch Aufschüttung des Klausbaches innerhalb von 3 Jahren folgerten Penck und Richter (1885) das völlige Erlöschen des Sees in rund 300 Jahren. Um dies zu verhindern, wurde der Klausbach südlich des Sees bis zur Seeklause Ende der achtziger Jahre des 19. Jahrhunderts vorbeigeleitet.

Im Salzachtal dehnt sich südöstlich von Hallein nahe Vigaun über eine Fläche von knapp einem Quadratkilometer eine Tomalandschaft mit 2 bis 4 m hohen Hügeln und zwischengeschalteten geschlossenen Hohlformen aus. Der Einschnitt der Salzach im Westen dieser Bergsturzlandschaft lässt erkennen, dass es sich nur um eine geringmächtige Sturzmasse handelt, die sich aber wegen der Weite des Talraumes weit ausbreiten konnte. Wie schon Richter (1882) erkannte, stammt das Material vom westlichen, glazial verteilten Talhang aus einer Nische an der Raspenhöhe (893 m). Wegen der hier steil ostwärts fallenden Unteren Roßfeldschichten hat der Bergsturz in einer Gleitung seinen Ausgang genommen und ist auf einer nordwärts ausbiegenden Fahrbahn niedergebrochen. Bei einer Sturzhöhe von etwa 400 m haben sich die Trümmernmassen bis über 2 km Entfernung auf der Hammerauterrasse bis an den Rand der Friedhofsterrasse, auf der Vigaun liegt, ausgebreitet. Damit ist gleichzeitig eine relative Alterseinstufung möglich: der Bergsturz ist jünger als die Aufschüttung des Hammerau-Terrassenkörpers. Während Fels- und Bergstürze aus Dachsteinkalk in der Regel viel grobes Blockwerk liefern, sind hier die Sturzmassen aus Sand- und Mergelsteinen der Unteren Roßfeldschichten in ein feinstückiges Trümmerwerk zerbrochen; das Ausgangsgestein bestimmt also den Charakter der Bergsturzlandschaft.

Auch wenn für die meisten Bergstürze der Berchtesgadener Alpen keine präzisen oder annähernden Datierungen vorliegen, ist festzuhalten, dass die These, sie seien unmittelbar nach dem Weichen der Gletscher niedergebrochen, einer Korrektur bedarf. Die Ereignisse streuen über die weite Zeitspanne des Spät- und Postglazials. Das ist wegen der sich langsam vollziehenden Entspannungsvorgänge im Festgestein auch durchaus plausibel.

Im übrigen hat sich südlich der Raspenhöhe ebenfalls in Roßfeld – und in darunter lagernden Schrambach – und Oberalmer Schichten eine große Sackung ereignet. Sie dehnt sich südwärts über 5 km bis fast zum Weißenbachtal aus und ist im Gelände an Hand einer deutlichen Stufe zu verfolgen. Wie es für Sackungen typisch ist, blieb der Gesteinsverband als Ganzes weitgehend erhalten und wurde um einen noch nicht ermittelten Betrag nach unten verlagert. Ursache dieser Sackung könnte, wie es auch van Husen (1990, 35) annimmt, die besonders an der westlichen Talseite wirkende Erosion des würmzeitlichen Salzachgletschers gewesen sein.

6.7 Rutschungen

Wesentlich geringere Bedeutung als Sturzvorgänge unter den Massenschwerebewegungen haben Rutschungen in den Berchtesgadener Alpen. Sie sind vor allem auf das Verbreitungsgebiet von schluff- und tonreichen Gesteinen und deren Verwitterungsmassen konzentriert. Gemäß der Auflistung in Tabelle 1 gehören dazu: Haselgebirge, Werfener Schichten, Allgäu-Schichten in der Fazies der Fleckenmergel, Schrambach- und Roßfeldschichten sowie Nierentaler Schichten. Auch in feintmaterialreichen Moränen und Terrassensedimenten treten Rutschungen auf. Mit wenigen Ausnahmen besitzen die Einzelschluffungen nur geringe Flächenausdehnung von einigen Quadratmetern. Ihre Entstehung ist an Hängen mit mindestens 10° Neigung gebunden, verstärkt treten sie bei Hangneigungen von 15° bis 40° auf. Rutschungsgefährdete Hänge sind an einem unregelmäßigen, stark gegliederten Kleinrelief erkennbar, wenn nicht gerade frische Rutschungen die Anfälligkeit eines Hanges belegen.

Neben dem Schluff- und Tongehalt des Substrates haben eine Reihe weiterer Parameter Einfluss auf die Rutschungsanfälligkeit von Hängen. Dazu zählen vor allem tektonische und sedimentäre Gefügeeigenschaften. Zu letzteren gehören die Korngrößenverhältnisse, die Kornverteilung und die Kornform, Zurundung und Oberflächeneigenschaften der Körner sowie die Kornbindung. Sie beeinflussen entscheidend das Porenvolumen und damit die Permeabilität der Sedimente. Wichtig sind auch Texturmerkmale wie Schichtung und der Verwitterungsgrad des Materials, der wiederum vom Einfluß des Bindemittels abhängt.

Insbesondere schluffreiche Substrate gehören zu den rutschanfälligen Materialien, da in sie über die Grob- und Mittelporen viel Wasser einzudringen vermag und das Material über eine hohe Wasserkapazität verfügt, wie leicht am Quellenreichtum oder an Vernässungserscheinungen im Gelände erkannt werden kann. Langanhaltende Regenfälle, Starkregen oder rasche Schneeschmelze führen deshalb nicht nur zu einer Zunahme des Eigengewichtes der potentiellen Rutschmasse, sondern auch zum Aufbau eines beachtlichen Porenwasserdruckes und damit zu einem kritischen Spannungszustand. Bei Tonmineralgehalten kann auch noch Quellungsdruck hinzutreten, so dass es insgesamt zur Erhöhung und schließlich zur Überschreitung der Scherspannung, also zur Rutschung kommt. Die Bewegungsgeschwindigkeit kann zwischen einem kaum erkennbaren Kriechen und einem außerordentlich raschen Vorgang variieren.

Die Mehrzahl der Rutschungen in den Berchtesgadener Alpen gehört dem Typus der Translationsrutsche an. Das sind überwiegend flachgründige Rutschungen, bei denen ein Anriss, eine Gleitbahn und ein Ablagerungsgebiet mit Stauchwällen unterschieden werden können. Sie vollziehen sich auf präformierten, planen Scher- oder Gleitflächen, wie es schon Stiny (1931, 54) be-

schrieb. Derartige Gleithorizonte sind Heterogenitäts- oder Diskontinuitätsflächen, wie die Grenze von Lockermaterial und Boden über Festgestein, Lagen oder Horizonte innerhalb des Lockersubstrates oder Bodens, der rasche Übergang vom Durchwurzelungshorizont zum nicht durchwurzelten Material im Liegenden oder Auswaschungshorizonte. Durch Wasserandrang im Bereich dieser Diskontinuitätsflächen werden Reibung und Kohäsion herabgesetzt, so dass das Wasserangebot zum auslösenden Faktor für Rutschungen wird. Die Diskontinuitätsflächen verlaufen dabei in geringer Tiefe mehr oder weniger parallel zur Oberfläche.

Translationsrutschungen sind weitgehend auf waldfreies Gebiet beschränkt, da das Wurzelsystem des Waldes seichte Rutschungen unterbindet. In vielen Fällen müssen sie daher als quasinatürliche Prozesse eingestuft werden, da sie sich erst nach Rodung des Waldes eingestellt haben. Ohne unmittelbare Beobachtung des Vorganges ist es nicht immer leicht, eine reine Translationsrutschung von einem Blattanbruch, der durch Schneedruck und Schneegleiten entstand, zu trennen, zumal im Erscheinungsbild kaum Unterschiede bestehen.

Der zweite Typus von Rutschungen sind Rotationsrutschungen, die sich an konkav gekrümmten Gleit- und Scherflächen vollziehen. Diese Flächen sind nicht präformiert, sondern entstehen im Augenblick des Anbruches. An ihnen kommt es zu einer Drehbewegung der Lockermaterialmasse, deren Achse annähernd horizontal im freien Raum vor dem Hang liegt. Im oberen Teil der Rotationsfläche wird die Rutschmasse bergwärts und hangab gekippt, im unteren Teil oder der Fußregion herausgedrückt. Sie greifen dabei tiefer als Translationsrutschungen in den Untergrund ein und vollziehen sich demzufolge auch an bewaldeten Hängen. Solche Rutschgebiete befinden sich auf der Westseite des Gschirrkopfes (1030 m) gegen den Wasserfallgraben zwischen 800 und 900 m NN (Fleckenmergel), im Eisenrichterwald nördlich des Nierentalkopfes (1136 m; Nierentaler und Glanegger Schichten) am westlichen Ausgang des Wimbachtales (Haselgebirge) oder am Hang zwischen Prießbergalm und Priesberger Moos (Haselgebirge und Allgäuschichten). Kleinere Rutschungen sind zu verzeichnen am nordexponierten Hang zwischen Wasserpalfen (Königsbachalm) und Büchsenkopf (in Moräne), westlich Herrenröint (Moräne über Allgäuschichten), südlich des Klausbaches vom Lahnwald talein (Allgäuschichten) oder in den Roßfeldschichten um den Gerhardstein. Eine große Rutschung hat sich am Schapbachriedel nordöstlich der Schapbachalm ereignet, die die Idealform einer Rotationsrutschung mit großer Rutschnische und herausgewölbter Zunge aufweist. Wie der auf ihr stockende, geradstämmige Hochwald zeigt, ist sie heute nicht mehr in Bewegung.

Als Sonderform sind Rutschungen zu erwähnen, die sich infolge der Gipsauslaugung im Haselgebirge ereignen, wobei auch Hangschutt- oder Moränendecken einbezogen werden. Dies geschieht häufig im Zusammenwirken mit fluvialer Lateralerosion, wodurch kaum wahr-

nehmbare Kriechbewegungen in raschere Rutschungen übergehen. Kellerbauer (1996, 27) weist auf derartige Fälle am Larosbach und im Lettengraben zwischen 550 m und 700 m NN hin. Weitere Beispiele für Rutschgelände liefern der Graben des Hainzenbaches im Ortsteil Faselsberg auf seiner Nordseite zwischen 800 und 720 m NN (Moräne über Haselgebirge) und der Krautkasergraben zwischen 930 und 850 m NN und südlich des Hinteren Brandkopfes (Hangschutt über Haselgebirge). Bereits mehrfach glitten im unteren Talabschnitt der Bischofswiesener Ache („Tristramschlucht“) interglaziale Konglomerate und Moräne über Haselgebirge ab (große Rutschungen im Jahr 1920). Eine ähnliche Situation, aber ohne Unterschneidung durch fließendes Wasser liegt im Ortsteil Mitterbach zwischen dem Anwesen Maurer und Schiffer vor. Eine Fläche von ca. 15.000 m² ist unterhalb 710 m NN in langsamer Abwärtsbewegung. Im Tal des Tengelsbrunnenbaches am Obersalzberg existiert ein Rutschareal, das unter der Dürreckstraße ansetzt, und bis unter die Bundesstraße 425 zum Obersalzberg reicht (ungefähre Ausdehnung 700 m). Säbelwuchs der Bäume sowie Geländestufen vom unbewegten zum bewegten Gelände machen das über 60.000 m² große Rutschgebiet kenntlich. In ihm bewegen sich Oberalmer Schichten über Haselgebirge und „Ausgelaugtes“ talab. Ein großes Rutschgelände befindet sich auch im Einzugsgebiet des Klingerbaches westlich des Ortes Königssee. Mit verwittertem und ausgelaugtem Haselgebirge werden Sturzschutt von den Wänden des Grünsteins und der Weißen Wand sowie Moräne hangab verfrachtet. Das kleingebuckelte Relief der Hänge und gekrümmte Baumstämme bestätigen hier anhaltende Bewegungen. Schließlich sei noch der Rutschhang zwischen Alter Reichenhaller Straße und dem Wartstein in der Ramsau erwähnt, der von Unteren Werfener Schichten aufgebaut wird.

6.8 Der Einfluss des Menschen auf Formungsprozesse und Oberflächenformen

In das natürliche geomorphologische Prozessgefüge hat der Mensch in mannigfacher Weise direkt oder mittelbar eingegriffen, wodurch Prozesse initiiert, modifiziert oder verstärkt wurden. Die Eingriffe begannen bereits mit der Rodung von Wald, um Siedlungsplätze anzulegen und landwirtschaftliche Nutzflächen zu gewinnen. Die Veränderungen im Abtragungsgeschehen durch intensive Landnutzung dürfen jedoch als relativ gering eingeschätzt werden, da in den Berchtesgadener Alpen der Ackerbau nie größere Bedeutung erlangte und zudem in die hier übliche Egarten- oder Feld-Gras-Wirtschaft eingebettet war. Deshalb finden sich auch nur gelegentlich und andeutungsweise Ackerterrassen.

Wesentlich größere relief- und landschaftsverändernde Wirkung erlangte der neuzeitliche Ausbau der Siedlungen, der Verkehrswege und der Gewässer (u.a. der Klausen- und Rechenbau zum Zwecke der Holztrift) in den tieferen Tallagen. Stärkste Veränderung der Oberfläche er-

folgte in den Siedlungskernen oder 1935 bis 1944 auf der Großbaustelle Obersalzberg, die am 25. April 1945 zudem mit einem dichten Bombenteppich belegt und verändert wurde. Ein anderes Beispiel ist der Bau des Dießbach-Stausees (Schüttungsdamm), der 1962/63 samt Zuleitung und Stollen errichtet wurde. Bei einer einzigen Sprengung im Juli 1963 wurden ca. 60.000 m³ Gestein bewegt (Ponschab 1976, 120). Als drittes Beispiel sei der Saalach-Stausee oberhalb Bad Reichenhalls erwähnt, der 1911 bis 1913 entstand. In diesen 83 ha großen und 2,5 km langen Stausee wurden innerhalb von 75 Jahren rund 10 Millionen m³ Feststoffe sedimentiert. Damit wird die enorme Transportleistung eines Alpenflusses verdeutlicht. Um der Saalacheintiefung unterhalb der Staumauer entgegenzuwirken, die inzwischen mehr als 2 m beträgt, werden jährlich 50.000 m³ Sedimente aus dem Stauraum in den Fluss talab der Staumauer verbracht. Hinzu kommt die Gewinnung von jährlich rund 70.000 m³, die teilweise als Beton- und Asphaltzuschlag Verwendung finden. Durch diese Maßnahmen soll eine gänzliche Verfüllung des Stauraumes verhindert werden.

Nach Flächenausdehnung waren zwei Nutzungen von größerer Bedeutung als alle Baumaßnahmen: die Almwirtschaft und der Salzbergbau einschließlich der Salzsud. Die Almwirtschaft wurde mindestens seit dem 12. Jahrhundert bis in hohe Lagen, also in den Bereich der Hochplateaus und in extremes, nur schwierig erreichbares Gelände ausgedehnt und dort über Jahrhunderte ausgeübt. Vielfach waren es ökologisch sehr empfindliche Gebiete, in denen durch Viehtritt und Verbiss Abtragungsprozesse ausgelöst und verstärkt wurden, so dass es zur Zerstörung der geringmächtigen, skelettreichen Böden und zu Schuttverlagerung kam. Diese Gebiete verloren häufig ihren weidewirtschaftlichen Wert. Dieses Faktum, aber auch die ungenügende Wasserversorgung im Karst, die schlechten oder schwierigen Wegeverhältnisse und vor allem das Personalproblem haben zu einem starken Rückgang der Almwirtschaft schon im 19. Jahrhundert, besonders aber im 20. Jahrhundert, geführt. Heute sind in den Berchtesgadener Alpen nur noch rund ein Fünftel aller Almen bewirtschaftet, so dass das Areal beschleunigter Hangabtragung erheblich geschrumpft ist.



Viehgangeln, die häufig auch von Wanderern benutzt werden, an der Bindalm nahe des Hirschbichlpasses.

Auf den noch genutzten Almen ergibt sich vor allem durch das beträchtlich gestiegene Gewicht der Tiere das Problem der Bodenverdichtung. Hierdurch wird zumindest im Oberboden die Lagerungsdichte erhöht und das Porenvolumen vermindert. Die Folge sind verringerte Versickerungsraten, da die Wasserleitfähigkeit des Bodens negativ verändert ist. Damit stellt sich Oberflächenabfluss ein oder wird deutlich verstärkt. Nach Horn (1985), der diese Zusammenhänge an der Vogelhüttenalm am NW-Hang des Jenner untersuchte, kommt es gleichzeitig zur Zerstörung der stabilen Struktur des Bodens. Stattdessen bildet sich eine Plattenstruktur aus.

Zum Glück wirken dieser Negativentwicklung mehrere Vorgänge entgegen. Neben der Quellung des Bodens bei Wasseraufnahme und der Durchwurzelung ist es vornehmlich die Frosthebung. Durch die Eisbildung im Boden und die damit verbundene Volumenzunahme kommt es zur Hebung des Oberbodens. Zusätzlich kann eine Aggregatstabilisierung infolge der Bildung und des Wachstums von Eiskristallen in groben Poren eintreten, wodurch Wasser aus der Umgebung aufgenommen wird, also Entwässerung erfolgt (Hartge und Horn 1999, 230/31). Diese Entwicklung vollzieht sich vor allem in feinkörnigen Böden. Die Bodenverdichtung kann allerdings irreversibel werden, wenn der Boden überbelastet wird. Diese Gefahr besteht bei fehlender Hütung und nur gelegentlichem Aufsuchen der Weiden durch die Betreuer, wie es auf Galtviehalmen üblich geworden ist. Bodenverdichtung und Zerknetung des Bodens führten mit der parallel laufenden Zerstörung der Pflanzendecke zum Abtrag.

Zur Veränderung der Oberfläche durch den Menschen kam es in den Gebieten des salzführenden Haselgebirges an der Basis der Hallstätter Einheit. In mehreren Revieren wurde Salz gewonnen, so an der Bischofswiesener Ache (Thann, Gmundbrücke), im Gebiet Gollenbach etwas nördlich des heutigen Abbaugebietes des Salzbergwerkes Berchtesgaden, bei Schellenberg nahe der Tiefenbachmündung in die Ache und im unteren Götschengraben sowie am Dürrnberg. Ein frühes Abbaugebiet lag auch am Tuval, dessen Name heute nicht mehr gebräuchlich ist. Es handelt sich um das Gebiet von Schloss Gartenau bei St. Leonhard bis zu den Barmsteinen bei Hallein. Durch zahlreiche Versuchsbaue, oberflächige Solegewinnung bei oberflächennahen Salzvorkommen mittels Tagschürfen, das heißt schräg angelegten nicht allzu tiefen Schächten, oder Schöpf- und Schürfgruben sowie Stollen, die nach Auflassung teilweise einbrachen, entstanden zahlreiche Pingen an der Oberfläche. Solche finden sich beispielsweise im unteren Götschengraben oder im Hahnrainwald südlich Neuhäusl in Oberau.

Für die Sudpfannen in den Salinen waren riesige Holz-mengen und zwar Fichten- und Tannenholz notwendig, denn die gewonnene Sole enthielt maximal nur 26 % Salz. Außerdem wurde viel Holz zum Trocknen oder

Aushärten des Salzes (Pfieseln) in den Dörkkammern und als Kufholz für die Herstellung der Kufer (Salzfässer) zum Transport des Salzes benötigt. Salzgewinnung und Salzhandel hatten demzufolge einschneidende Folgen für die Schwarzwälder in den Flusseinzugsgebieten der Salinen Hallein (Ende 12. Jhd. bis 1989), Schellenberg (vor 1211 bis 1805), Frohnreuth (Fraunreuth; unterhalb des Marktes Berchtesgaden, östlich des Bahnhofs, 1564–1927) und Reichenhall (seit Frühmittelalter).

So reichten die Salinen- oder Saalforste von Reichenhall im Saalachgebiet bis zum Kalmbach im südwestlichen Steinernen Meer und in das Leoganger Tal, die Sudwälder von Hallein bis in den Oberpinzgau. Aus diesen Gebieten wurde das Holz unter erheblichen Verlusten bis zu den beiden Salinen getriftet. Auf nahezu allen größeren Bächen der Berchtesgadener Alpen fand Holztrift statt, die zu diesem Zweck verbaut wurden. Damit sollten Beschädigungen der Ufer verhindert, das Wasser auf eine Abflussbahn konzentriert und das Anlanden von Triftholz an den Ufern unterbunden werden. Die Entstehung von Uferabbrüchen oder Übersättigungen des flussnahen Geländes war aber nicht zu verhindern und die Schäden oft groß und nachhaltig. Für Frohnreuth wurde das Holz auch aus den bringungsschwierigen Lagen um Königs- und Obersee herangezogen. Durch die jahrhundertelange, also wiederholte Nutzung (nach 80 bis 200 Jahren) in Form des Großkahlschlages kam es zu Humusschwund und zu beschleunigtem Abtrag. Vielfach stellte sich Rinnenspülung (initiale Fluvialerosion) ein. Zwar wurden jeweils nur begrenzte Flächen „verhackt“, also kahl geschlagen, um eine natürliche Wiederbewaldung zu ermöglichen, doch waren der Humusschwund und die Abtragungsschäden groß. Die Kahlfelder oder Maisen durften nämlich noch über Jahre weidewirtschaftlich genutzt werden, was der Wiederbewaldung entgegenwirkte.

Darüber hinaus wurden aus dem Wald beachtliche Mengen Bau- und Brennholz entnommen, der Bedarf des Holzhandwerkes gedeckt und Waldweide (Heimweide) ausgeübt. Alle diese Nutzungen führten zur Ausplenterung und Aufflichtung des Waldes, wodurch das Abtragungspotential stieg.

Unter natürlichen Waldgesellschaften oder bei sorgsamer forstwirtschaftlicher Nutzung ist der Abtrag (Abspülung) im Allgemeinen auch in Steillagen (bis über 30°) unbedeutend. Maßgebend dafür sind die hohen Interzeptionswerte (um 30 %) des Waldes. Hinzu treten die hohe Infiltrationskapazität der in den Berchtesgadener Alpen weit verbreiteten Rendzinen und Braunerden und der verkarstete Untergrund, der das Wasser in die Tiefe versetzen lässt. Auch Almweiden erweisen sich nach den Untersuchungen von Felix und Johannes (1995) und Bunza et al. (1996) bis zu beachtlichen Hangneigungen als abtragungss stabil. Voraussetzungen sind allerdings ein gleichmäßig geböschter Hang, ein wasserdurchlässiger Boden und ein ebensolcher oberflächennaher Untergrund, Hangschutt und Moränendecken sowie eine

intakte, geschlossene Vegetation. Nur bei extrem hoher Ergiebigkeit eines Niederschlagsereignisses oder außergewöhnlicher Intensität der Niederschläge pro Zeiteinheit kommt es zu einer Abspülung, die bei Bodenverletzungen oder Bodenverdichtungen schwere Schäden zur Folge hat.

Im Vergleich zur Salzgewinnung war die weitere Bergbautätigkeit oder die Nutzung von Steinen und Erden relativ unbedeutend und auf wenige Lokalitäten beschränkt. Schwache Spuren des Bergbaus auf Galmei (Zinkkarbonat), Bleiglanz und Silber finden sich auf dem Rücken zwischen Königsberg- und Königstalalm vom Schneibsteinhaus im O bis über den Höhenpunkt 1657 im W hinaus, wo noch kleine Halden, Schürfe und verstürzte Schacht- und Stolleneingänge zu finden sind. Bis 1977 wurde im Gebiet von Mühlbach am Hochkönig Kupferkies abgebaut. Halden und Stollen sind auch hier Zeugnisse der erloschenen Aktivitäten.

Von den Steinbrüchen waren eine ganze Reihe nur kurze Zeit in Betrieb, z.B. die Gipsbrüche im Höllgraben unweit Wembach und an der Bischofswieser Ache („Tristramschlucht“) oder die Brüche im Ramsauer Mühlstein. Bedeutend sind die Gewinnungsstätten des „Untersberger Marmors“ am Nordfuß des Untersbergs bei Fürstenbrunn (Gosau) für Dekorstein oder die Brüche von Hallein (Gutratberg) und Ofenau für die Zementherstellung. In einigen Gruben wurden und werden Schotter- und Schuttvorkommen der triassischen Dolomite ausgebeutet u.a. südlich Unterjettenberg im Saalachtal, auf den Kegeln von Öfen- und Kalmbach bei Saalfelden, bei Hinterthal, im Salzachtal nördlich Tenneck oder auf dem Frechenbachkegel in Winkl.

Im Dachlmoos im Ortsteil Strub / Berchtesgaden wurde vom Ende des 18. Jahrhunderts bis 1906 „Lehm“, genauer spätglaziale Stauwasserabsätze, zur Ziegelherstellung abgebaut, doch da die Ziegelbrennerei nie großes Ausmaß erreichte, hielten sich auch die landschaftlichen Veränderungen in Grenzen. Noch mehr trifft dies für den Torfabbau als Brennmaterial für die Saline Frohnreut im Böckl- und Dachlmoos zu.

Einflüsse des Menschen in junger Zeit resultieren aus dem Tourismus. In touristisch stark frequentierten Gebieten sind auf Hängen über 10° Neigung Trittschäden mit flächenhafter Zerstörung von Vegetation und Boden festzustellen. Davon betroffen ist vor allem das Gebiet des Jenner. Hier sind auch Schäden durch den Wintersport entstanden. Dabei handelt es sich nicht nur um die Planierung von Schipisten, sondern auch um den Schikantenschurf und die Pistenraupenspuren. Durch sie werden die Grasnarbe und der Oberboden beschädigt, teilweise auch völlig abgetragen. An den Schadstellen können weitere Abtragungsprozesse einsetzen. Auch in anderen Schigebieten sind diese Schäden zu beobachten, so im Gebiet von Schwarzeck, nördlich des Göttschenkopfes/Bischofswiesen, am Roßfeld, bei Hinterthal und im Gebiet Mitterberg-Hochkeil bei Mühlbach am Hochkönig.

7 Die Bewertung der Hangstabilität als ökologischer Faktor

Die im Kapitel 6 behandelten geomorphologischen Prozesse, die rezent weiterhin wirksam sind, zeigen, dass es keine absolute Formenstabilität oder -dauerhaftigkeit gibt. Die Intensität und die zeitliche Abfolge dieser Prozesse und Prozesskombinationen sind entscheidende Komponenten in den landschaftlichen Ökosystemen des Hochgebirges. Sie bestimmen in umfassender Weise die Nutzungsmöglichkeiten oder stellen Gefahrenquellen für die verschiedenen Nutzungen des Menschen dar. Die Frage nach der Stabilität oder Instabilität von Hängen ist daher eine entscheidende Grundlage für sachgerechte Raumplanungen im Gebirge und für die Abschätzung von Gefahrenpotentialen. Davon ist der Nationalpark Berchtesgaden nur bedingt berührt, da in ihm der natürlichen Dynamik absolute Priorität eingeräumt wird. Aber für das Vorfeld und die angrenzenden Räume kommt ihr höchste Bedeutung zu, insbesondere hinsichtlich anthropogener Eingriffe in die Ökosysteme.

Gewiss ist Hangstabilität oder -instabilität ein relativer Begriff. Das resultiert allein schon aus den riesigen Unterschieden im Volumen bewegter Massen, die vom Einzelkorn bis zu einer beschleunigten Massenbewegung großer Augenblicksleistung, wie einem Bergsturz, reichen kann. Ähnliches gilt für die zeitliche Dimension, denn die Prozesse reichen von sekundenschnellen Abläufen bis zu vielfach nicht erkennbaren Hangdeformationen, die weder kinematisch noch geodätisch erfasst sind, wie es vielfach für den Talzusubstanz zutrifft.

Keinesfalls kann die Hangstabilität, wie es gerade das Hochgebirge mit seinem Formeninventar zeigt, mit Stabilität des Bodens (im Sinne einer strengen Definition) gleichgesetzt werden (Zepp 2002), obwohl dem Bodenabtrag und mit ihm dem Austrag von Nährstoffen außerordentliche Bedeutung zukommt. Allein mit bodenphysikalischen Parametern lässt sich die Stabilität eines Hanges nicht ermitteln, da weder der Tiefgang einer Instabilität noch die Veränderungen im Festgestein erfasst werden können und andererseits bodenphysikalische Kenngrößen keine Rolle spielen.

Aus geowissenschaftlicher Sicht im Allgemeinen und bei geomorphologischer Betrachtung im Speziellen bleibt auch ein anderer Ansatz unbefriedigend, nämlich die Hangstabilität oder -labilität als Widerstandsfähigkeit von Hängen gegenüber Vorgängen der beschleunigten Abtragung zu beschreiben, da dabei nur ein eingegrenztes Spektrum von Prozessen Berücksichtigung findet. Außerdem ist zu bedenken, dass beschleunigte Abtragung nur der Ausdruck einer über mehr oder weniger langen Zeitraum entstandenen Instabilität, nicht jedoch deren Ursache ist.

Nach dem Vorbild einer Untersuchung von W. Laatsch und W. Grottenhaler in den Bergen des Landkreises

Miesbach (1973) wurde auch für den Nationalpark Berchtesgaden und sein Vorfeld eine Karte der Hanglabilitätsformen und -stufen durch H. Dalhäuser und M. Schmorell im Maßstab 1:25.000 entwickelt (Bayer. Staatsministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, München 1987). Unter Hanglabilitätsformen werden dominante geomorphologische Prozesse beschleunigter Abtragung verstanden, die sich bei Waldfreiheit oder waldfrei gedachter Hänge voraussichtlich einstellen würden. Dazu zählen unter anderem: Gleitschnee- und Lawinenhänge, Humusschwundflächen (einschließlich Bodenabtrag), Narbenversatz- und Rutschhänge, Hänge, die von Rinnen- und Grabenerosion betroffen sind sowie Hänge, die durch Steinschlag oder Überschüttung gefährdet werden.

Je nach dem vermuteten Gefährdungspotential durch die Vorgänge beschleunigten Abtrages werden drei Hanglabilitätsstufen ausgeschieden:

- Stufe 1: stabiler Hang, auf dem keine Schäden zu erwarten sind
- Stufe 2: mäßig labiler Hang mit zu erwartenden leichten bis mittleren Schäden
- Stufe 3: sehr labiler Hang mit schwersten Schäden.

Für Belange der Forstwirtschaft speziell die Forstbetriebs- und Waldfunktionsplanung, kommt diesen Überlegungen und kartographischen Darstellungen als Planungsgrundlage sicherlich Bedeutung zu. Damit werden nämlich Konsequenzen angedeutet, die sich ergeben könnten, wenn eine unpflegliche Wald- und Almwirtschaft oder übermäßige Waldweide betrieben würde, Jungwuchsverbiss durch überhöhten Schalenwildbestand erfolgt oder eine starke Waldauflichtung als Folge neuartiger Waldschäden einsetzt.

Eine qualitative Bewertung der Prozesse ist bei diesem Vorgehen nicht möglich, ebensowenig eine qualitative

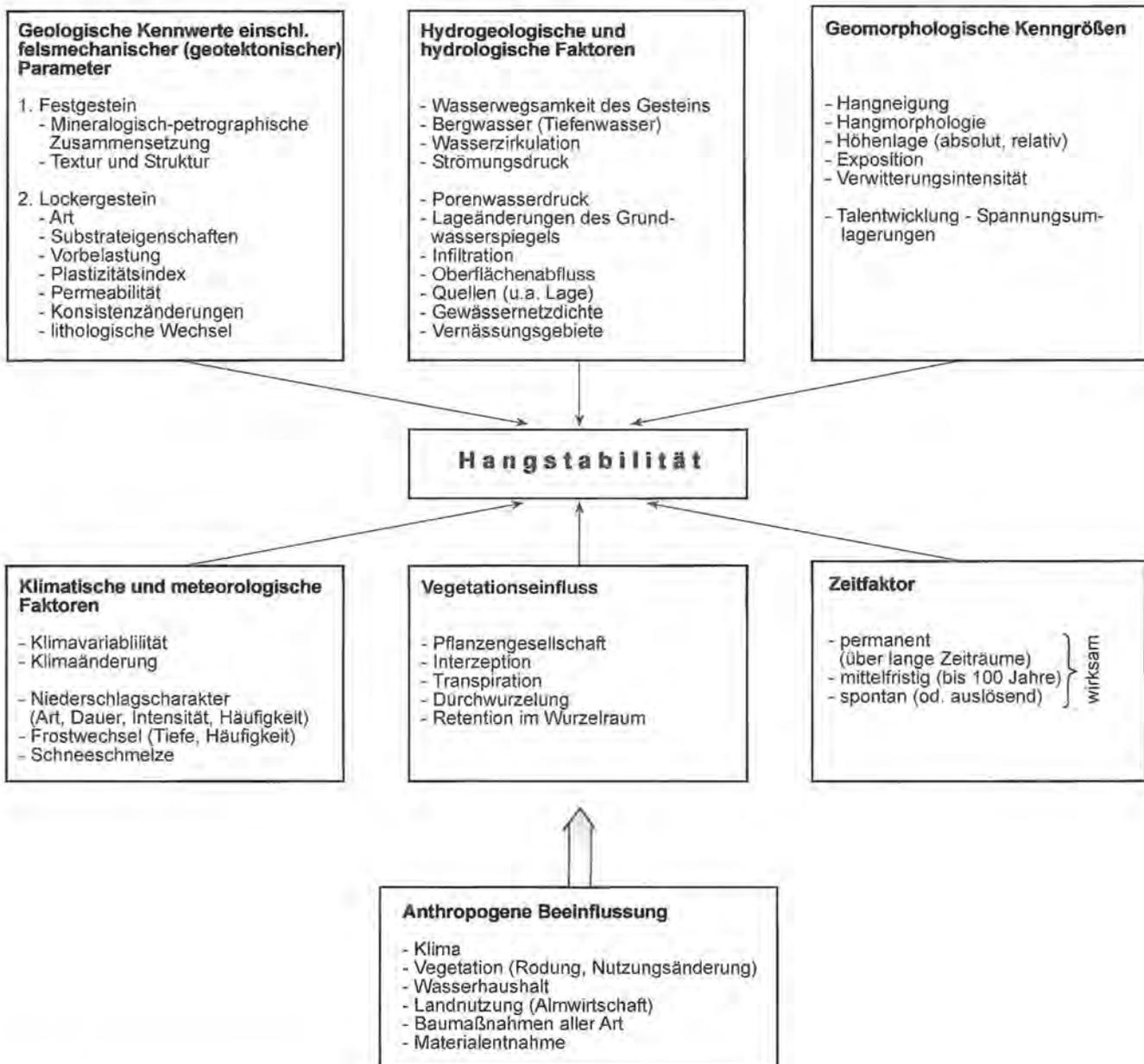


Abb. 45: Faktoren der Hangstabilität.

Aussage über sie oder die potentiellen Schäden. Ein Mangel dieser Kartierung, die unter rein forstwirtschaftlichen Gesichtspunkten erfolgte, ist die Ausklammerung der von Natur aus vegetationsfreien Hänge. Eine flächendeckende Bewertung der Hangstabilität liegt, da auch eine Reihe von Prozessen unberücksichtigt bleiben (z.B. Kriechvorgänge), nicht vor, sondern nur eine Karte potentieller Gefährdung von Hängen durch beschleunigte Massenbewegungen oder Massentransporte.

Zur Beurteilung der Hangstabilität ist die Analyse einer Fülle von Parametern erforderlich wie sie von M. Moser (1977), Bunza und Mitarbeitern (1996) oder Raetz-Brühlhart (1997) aufgelistet wurde, wobei eine bestimmte Hierarchie von Faktoren nicht herausgestellt werden kann, sondern von Fall zu Fall, von Ort zu Ort eruiert werden muss. Dabei ist zu beachten, dass diese Parameter in einem komplexen System zusammenwirken. Die Abbildung 45 versucht einen knappen Überblick zu vermitteln.

Das Schema berücksichtigt nur eine kleine Auswahl von Faktoren. Das umfangreichste Faktorenbündel hat zweifellos in den geologischen Gegebenheiten seine Verankerung. Die überwiegende Zahl von Parametern ist den Gefügemerkmalen, also Struktur und Textur der Gesteine zuzuordnen, die einen weiten Bereich vom Großgefüge bis zum Mikrogefüge umfassen. Schichtung, Faltung, Schieferung, Klüftung, Brüche und Verwerfungen gehören ebenso dazu wie der Anteil, die Anordnung und die Verteilung der Mineralkomponenten. Besondere Bedeutung besitzt das Trennflächengefüge, also die Ausbildung, Dichte und räumliche Anordnung von Diskontinuitäten im Gebirge (im geologischen Sinne) und Gestein, wovon wiederum hydrogeologische Kenngrößen abhängen. Sehr wichtig ist die Wechsellagerung von dauerfesten oder kompetenten und veränderlich festen oder inkompetenten Gesteinen als Stabilitätsfaktor.

Bei Lockergesteinen treten als wichtige Struktureigenschaften die Korngröße und ihre Verteilung und Variabilität, die Kornform, die Kornbindung und die Art des Bindemittels (Zement) und der Rundungsgrad der Körner hervor. Dies trifft auch für die Böden zu, bei denen die Porenarten und deren Anteile am gesamten Porenvolumen eine bedeutende Rolle spielen. Als Spezifikum der Böden muss die Aggregatstabilität hervorgehoben werden.

Zu den geologischen Faktoren werden hier auch die geotechnischen Parameter gezählt. Bei den Festgesteinen sind u.a. der Zug-, Kompressions- und Scherwiderstand (oder -festigkeit), im Lockergestein der Reibungskoeffizient (innerer Reibungswinkel) zu nennen. Die geotechnische Klassifikation der Fest- und Lockergesteine hinsichtlich der Hangstabilität macht allerdings umfangreiche felsmechanische und geologische Untersuchungen erforderlich. Doch nicht alle Faktoren können hinreichend genau ermittelt werden oder bleiben sogar unbekannt.

Auch im Bereich der Hydrologie sind beispielsweise genaue Aussagen über die Wasserzirkulation im Fest- oder Lockergestein bislang kaum möglich, obwohl sie für die Beurteilung der Hangstabilität große Bedeutung besitzen. Allein die häufig rasch wechselnde Durchlässigkeit im Gesteinsverband lässt sich nur schwer fassen, da sie von Störungssystemen im Gestein stärkstens beeinflusst wird. Der hydraulische Druck des Kluff-(besser Trennfugen-)wassers kann, insbesondere wenn er zum Überdruck wird, zur Instabilität des Festgesteins führen. Ähnliches gilt für Lockergesteine, wenn der Porenwasserdruck ansteigt. In einer ganzen Reihe von Untersuchungen ist Porenwasserüberdruck als auslösender Faktor für Hangbewegungen nachgewiesen worden.

Vergleichsweise leicht fassbar sind geomorphologische Kenngrößen, wenn auch teilweise, wie etwa eine exakte Aufnahme der Hangmorphologie, mit erheblichen Aufwand verbunden. An hervorragender Position ist die Hangneigung zu nennen, aber auch die absolute Höhenlage hat in Verbindung mit der klimatischen Ausprägung hohen Stellenwert. Sie bestimmt die Art und die Intensität der Verwitterung, die Bodenbildung und die Vegetationsentwicklung. Die Talentwicklung führt generell zu Laständerungen und Entspannungsvorgängen.

Die klimatischen Parameter sind einem weitgespannten zeitlichen Rahmen unterworfen. Sie reichen von einer allmählichen, über lange Zeit andauernden Klimaänderung, die etwa im Schwinden des Permafrostes in den Hochlagen der Alpen ihren Ausdruck findet, oder der vielfachen Wiederholung der Eisbildung in Lockersubstraten oder im Fels bis zur Wirkung von kurzen, aber kräftigen Gewitterregen. Von Rutschungen bedrohte Gebiete besitzen beispielsweise eine recht hohe Empfindlichkeit gegenüber Starkregenereignissen, wobei die Masse und der Tiefgang der Rutschung sowie andere Faktoren verifizierend wirken. Derartige Areale besitzen in den Berchtesgadener Alpen relativ geringe Ausdehnung.

Im Kontext mit Klimaänderung steht auch die Vegetation, in dem etwa die obere Waldgrenze angehoben oder herabgedrückt wird, wodurch die stabilisierende Wirkung des Waldes gegenüber Abtragungsprozessen erlischt oder aufgebaut wird. Diese Funktion des Waldes wird aber auch deutlich, wenn eine natürliche Zerstörung durch Brand, Schädlingsbefall oder großflächigen Windwurf stattfindet, in deren Folge sich eine gesteigerte Morphodynamik einstellt. Auch bei der Vegetation erweist sich der Faktor Zeit als überaus variabel.

Über lange Zeiträume hinweg kann sich allmählich die Hangstabilität mindern, speziell durch Entlastungs- und Entspannungsvorgänge oder durch Verwitterung. Ebenso langsam und vielfach nicht erkennbar vollziehen sich bruchlose, tiefreichende Hangdeformationen, die dem Talzusubstanz zugeordnet werden. In einigen Fällen finden derartige Bewegungen in der Bildung von Dop-

pelgraten (südliche Kematenschneid) oder mehr oder weniger horizontal verlaufenden Gräben am Hang (Südseite des Großen Weitschartenkopfes, 1977 m, in der Reiter Alm) ihren Ausdruck. Andererseits kann es spontan durch Elementarereignisse, z.B. durch sehr raschen Anstieg des Porenwasserdruckes infolge Starkregens zu einer Minderung des Scherwiderstandes über einen kritischen Zustand hinaus kommen.

Um die Hangstabilität mit Hilfe von Modellrechnungen beurteilen zu können, ist eine gewaltige Datenmasse zu bearbeiten, die wiederum teilweise über aufwendige Gelände- und Laboruntersuchungen ermittelt werden muss. Dennoch ergeben sich für Modellierungen aus der Fülle von Parametern, ihren unterschiedlichen und variablen Einfluss und ihrer gegenseitigen Verknüpfung und Beeinflussung beträchtliche Schwierigkeiten, zumal keineswegs alle Faktoren hinreichend bekannt oder erfasst sind oder qualitativ und quantitativ bewertet werden können. Beispiele sind der aktuelle Schwund des Permafrostes in den Hochlagen der Alpen oder die Wasserzirkulation im Gestein, die beide die Stabilität von Hängen ganz entscheidend mitbestimmen. Insgesamt steht die Modellierung trotz vielseitiger Bemühungen noch in den Anfängen. Die Beurteilung der Hangstabilität über Modellrechnungen von typischen Massenbewegungen und Massentransporten nach deren Entstehung, Größe und Reichweite und nach ihrer Massenbilanz kann nur als vorläufiger und unzureichender Ersatz gewertet werden.

Für die Berchtesgadener Alpen insgesamt ist bezüglich der Hangstabilität nur eine sehr allgemeine Beurteilung möglich. Kompetente Gesteine wie vor allem der weit verbreitete Dachsteinkalk, aber auch der Oberrät-, der Plassen- und der Lerchkogelkalk gewährleisten hohe Hangstabilität. Dies findet allein schon im weiten Auftreten von Wänden und Wandfluchten seine Bestätigung. In inkompetenten Gesteinen ist sie weitaus geringer. Durch die Ausbildung mäßig geböschter und flacherer Hänge wird diese Tatsache sichtbar.

8 Bemerkungen zur Geomorphologischen Karte des Nationalparks-Berchtesgaden 1:25.000

In der Geomorphologischen Karte 1:25.000 des Nationalparks Berchtesgaden sind Formeninventar und Formungsprozesse dargestellt, die für die gesamten Berchtesgadener Alpen als repräsentativ gelten dürfen. Grundlage für die Erstellung der Karte waren ausgedehnte Geländebegehungen in den Sommermonaten mehrerer Jahre. Ergänzend wurden Luftbilder des Bayerischen Landesvermessungsamtes ausgewertet, wobei sich besonders die Infrarot-Falschfarben-Aufnahmen 1:10.000 aus dem Jahr 1980 als besonders hilfreich erwiesen. Wegen des frühen Befliegungstermines

für diese Aufnahmen im Juli sind in den Hochlagen große Gebiete allerdings noch schneebedeckt und daher leider ohne detaillierte Informationen.

Entsprechend der Wünsche der Nationalparkverwaltung Berchtesgaden wurde die Konzeption der Karte an dem Blatt 8443 Königssee 1:25.000 der GMK 25, Blatt 16 (Fischer 1984) orientiert und damit auch an den Richtlinien der geomorphologischen Kartierung des Arbeitskreises Geomorphologische Karte der Bundesrepublik Deutschland (Leser und Stäblein 1975 und 1979). Angesichts der spezifischen Gegebenheiten des Hochgebirges erfuhren die Richtlinien, denen ausdrücklich der Charakter von Empfehlungen zugeschrieben wurde, teilweise Abänderungen.

Als Kartierungsbasis wurden, entgegen der Empfehlungen, keine Vergrößerungen 1:10.000 der amtlichen Topographischen Karte 1:25.000 verwendet, denn bei der Felsdarstellung war die Kartographie besonders im Karstgelände der Hochplateaus eindeutig überfordert. Die Felszeichnung ist hier vielfach zu massiv und schematisch, so dass auch große Karstformen unkenntlich werden und der Höhenlinienverlauf nur schwer verfolgt werden kann. Zudem wurde in der TK 25 das österreichische Gebiet aus der in der Zwischenkriegszeit erstellten Österreichischen Karte 1:50.000 übernommen, die erhebliche Lage- und Formfehler aufwies. Für das bayerische Gebiet konnte auf die sehr sorgfältig gearbeitete Photogrammetrische Auswertung 1:10.000 des Bayerischen Landesvermessungsamtes zurückgegriffen werden. Für den österreichischen Anteil stand die sogenannte „Nicht verifizierte Arbeitskarte 1:10.000“ des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien zur Verfügung. Leider ist sie gerade im Bereich der Hochplateaus allzu stark generalisiert, das Höhenbild zu sehr geglättet, was wohl auf den kleinen Maßstab (ca. 1:30.000) der ausgewerteten Luftbilder zurückgeführt werden muss. Glücklicherweise lagen bereits die neuen Karten der Alpenvereinskartographie im Maßstab 1:25.000, Blatt 10/1 Steinernes Meer und 10/2 Hochkönig-Hagengebirge vor, die von Leonhard Brandstätter, Wolfsberg/Kärnten, in herausragender Form bearbeitet worden sind. Vergrößerungen 1:10.000, die dankenswerterweise die Kartographie-Abteilung des Deutschen Alpenvereins zur Verfügung stellte, dienten als Kartierungsgrundlage. Allerdings ergaben sich wegen der uneinheitlichen Feldreinkarten bei Übertragung in den Maßstab 1:25.000 der TK 25 Nationalpark Berchtesgaden einige Schwierigkeiten, die aber gelöst werden konnten.

Entsprechend der Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1:25.000 ist der Inhalt der Geomorphologischen Karte des Nationalparks Berchtesgaden in drei Blöcke gegliedert:

- Morphometrie und Morphographie
- Oberflächennaher Untergrund
- Morphodynamik und Morphogenese

Unter den morphometrischen Merkmalen des Reliefs genießt die Hangneigung unbestritten Priorität. Sie ist von entscheidender Bedeutung für die Reliefcharakteristik. Im Falle der vorliegenden Karte ist es die ausgedehnte Verbreitung hoher Neigungswerte als Charakteristikum des Hochgebirges. Sie bestimmt die Art der aktuellen geomorphologischen Prozesse, deren zeitlichen Ablauf und ihre Leistungsfähigkeit. Damit ist sie im durch den Menschen genutzten Raum eine wichtige Grundlage für die Beurteilung von Gefährdungspotentialen und -stufen. In Verbindung mit dem Gestein und dessen Gefüge wird sie zu einer wichtigen Kenngröße der Hangstabilität. Über geomorphologische Aspekte hinaus kommt ihr für anthropogene Nutzungen und für Planungen unterschiedlichster Art (u.a. Schutzmaßnahmen) große Bedeutung zu.

Um eine überschaubare Neigungsdarstellung zu ermöglichen, ist eine Gruppen-, Klassen- oder Intervallbildung der Neigungswerte notwendig. In geomorphologischen Karten ist diese Gruppenbildung bisher überaus unterschiedlich vorgenommen worden: in gleichbleibenden Intervallen der Neigungswerte, in wachsender Intervallbreite mit steigendem Hangneigungswinkel oder nach theoretischen mathematischen Prinzipien. In einer geo-

morphologischen Karte sollte diese Stufenbildung logischerweise unter Zugrundelegung der rezenten Formungsdynamik erfolgen. Schon S. Passarge (1912) sprach sich für die Fixierung „kritischer Neigungswinkel“ auf der Basis typischer Formungsprozesse aus. Ein derartiges Vorgehen wird aber bei zahlreichen Hangneigungskarten nicht ersichtlich.

Anhand von Beobachtungen im Kartiergebiet, in den gesamten Alpen und anderen Hochgebirgen wurde deshalb versucht, eine durch das Auftreten geomorphologischer Prozesse bestimmte Gruppenbildung vorzunehmen. In Tabelle 7 sind diese Gruppen, deren Merkmale noch der Ergänzung bedürfen, zusammengestellt.

Die Bestimmung der Hangneigung bereitete im reich gegliederten Karstrelief der Hochplateaus Schwierigkeiten, weshalb dem Vorschlag der Legendenkommission der GMK 25 gefolgt wurde, wechselnde Hangneigungen größer als 2° auf kleinem Areal als eigene Bereiche auszuweisen.

Da in der TK 25 Nationalpark Berchtesgaden die Felszeichnung große Areale überdeckt und als Graudruck zusammen mit dem gesamten weiteren Inhalt der TK 25

Tab. 7: Hangneigungsstufen

Hangneigung Grad	%	Bezeichnung der Stufe	Geomorphologische Prozesse
< 0,5	< 1	nicht geneigt*	Keine Abtragungs- und Erosionsgefahr. In weiten Talböden bei Inundation Akkumulation. Versickerung des Wassers begünstigt. In waldfreiem Gelände (Hochlagen) Kryoturbation.
0,5	1-2	sehr schwach geneigt	Bei Vegetationsfreiheit auf tonarmen, schluffreichen Substraten Beginn von Abtragung und Erosion; Kryoturbation.
1-2	2-3,5	sehr schwach geneigt	Abtragung und Erosion in feinkörnigen Substraten. Bodenkriechen in schwacher Ausprägung bei Vegetationsfreiheit. Kryoturbation und Anzeichen solifluidaler Verlagerung. Einsetzende Schwemmkegelbildung.
2-3	3,5-5	schwach geneigt	Beginnender Abtrag und Erosion in sandigen bis lehmig-tonigen, unbewachsenen Substraten. Solifluktion. Schwemmkegelbildung
3-5	5-9	schwach geneigt	Erkennbarer Abtrag und Erosion in fein- bis mittelkörnigen unverfestigten Substraten bei Fehlen von Vegetation. Maximale Neigungen von Schwemmkegeln.
5-7	9-12	mäßig geneigt	Solifluktion oberhalb der Waldgrenze. Kräftige Abtragung auf feinkörnigen Substraten bei Vegetationsfreiheit. Einsetzende Rinnen- und Grabenbildung infolge kräftiger linearer Erosion.
7-10	12-18	mäßig geneigt	Starke Abtragung auf unbedeckten fein- bis mittelkörnigen Substraten. Kräftige Linearerosion. Murkegelbildung. Auslaufhänge von Lawinen.
10-15	18-27	stark geneigt	Einsetzen von Rutschungen in ton- und schluffreichem Material. Sehr starke Abtragung auf allen unbedeckten Substraten. Beginnender Narbenversatz auf Weideflächen.
15-20	27-36	sehr stark geneigt	Beginnende Abspülung unter altersgleichen Fichten-Altbeständen. Erhöhte Disposition zu Kriechbewegungen und Rutschungen in ton- und schluffreichen Lockermaterial. Solifluktion in Hochlagen.
20-30	36-58	steil	Beginnender Gleitschneescurf auf waldfreien Hängen; Auftreten einzelner Blattanbrüche (Translationsrutschungen) in feinkörnigeren Substraten. Deutliche Rinnenerosion. Einzelne Lawinenabriss und Murenanbrüche. Abspülung unter Wald.
30-45	58-100	sehr steil	Auf waldfreien Hängen starker Gleitschneescurf und häufig Ansatz von Lawinen. Bei feinkörnigerem Material zahlreiche Rutschungen. Auslösung von Muren Glatthangbildung. Entstehung von Sturzkegeln und -halden. Talzusub.
> 45	> 100	äußerst steil	Gravitativer Abtrag (Steinschlag, Felsstürze). Bis 50° Abriss von Lawinen.

* Diese Stufe ist wegen der minimalen Verbreitung im Kartenbereich der nächsten zugeschlagen worden.

der GMK 25 untergelegt wurde, hätte eine Rasterdarstellung der Hangneigungsstufen zu einer völligen Überlastung und teilweise Unkenntlichkeit des Kartenbildes geführt. Deshalb wurden die Hangneigungsstufen in einer eigenen Farbkarte ausgedruckt (s. Beilage). Diese Karte hat ihren Sinn darin, dass es selbst einem geübten Kartenleser schwer fällt, aus dem Isohypsenbild eines Hochgebirgsblattes die Hangneigung in ihrem genauen Wert, ihrer flächenhaften Differenzierung und Verbreitung abzulesen, zumal auf modernen Karten häufig ein Neigungsmaßstab nicht mehr enthalten ist. Eine Hangneigungsklassifikation unter Zugrundelegung von Hangneigungsstufen ist nur durch unmittelbare kartographische Kennzeichnung möglich.

Für die Reliefentwicklung haben neben den Hangneigungen die Wölbungen Bedeutung, da sie den Oberflächenabfluss und die Hangdynamik (Abtragung, lineare Erosion) beeinflussen. Ihre Darstellung wurde aus mehreren Gründen jedoch nicht in die GMK des Nationalparks Berchtesgaden aufgenommen:

- Durch das sehr genaue Isohypsenbild – abgeleitet aus der ausgezeichneten Photogrammetrischen Auswertung 1:10.000 – und die Scharung der Höhenlinien in Karten mit Hochgebirgsrelief lassen sich Wölbungen visuell gut fassen, wenn auch nicht quantifizieren. Genauso wenig sind aber auch die Einflüsse der Wölbungen auf die Entwicklung des Reliefs quantifizierbar.
- Die genaue Ermittlung von Wölbungsrichtung (Vertikal- und Horizontalwölbung), Wölbungstendenz (konvex, gestreckt, konkav) und Wölbungsstärke (Wölbungsradius) ist überaus aufwendig. Die Wölbungsstärke lässt sich zudem im Gelände nicht unmittelbar messen, sondern muss auf indirektem Wege ermittelt werden. Der enorme Aufwand für eine exakte Bestimmung der Wölbung steht in keinem sinnvollen Verhältnis zur Aussagekraft von Wöblungslinien, der beispielsweise auch im Rahmen von Planungen keine höhere Relevanz zugebilligt wird (Finke 1980).
- Die Wiedergabe gewölbter Relieftteile, also von drei Dimensionen durch lineare Signaturen = Wöblungslinien, kann nicht befriedigen. Zudem schneiden die Wöblungslinien in ihrem Verlauf die Höhenlinien, wodurch das exakt erfasste Höhenlinienbild in seiner Lesbarkeit entscheidend beeinträchtigt wird. Eine geomorphologische Karte dieses Maßstabes muss aber bemüht sein, das Isohypsenbild in seiner vollen Aussagekraft zu erhalten.
- Mit den Bezeichnungen starke oder schwache Wölbung für die Linearsignaturen, wie in den Richtlinien vorgeschlagen, lassen sich nur sehr vage Aussagen prozessualer Art machen und kaum genetische Beziehungen herstellen.

Einer kritische Betrachtung bedürfen auch die durch Flächenfarben optisch stark hervortretenden geomorphologischen *Prozess- und Strukturbereiche* in der Karte. Durch sie sollen die vorherrschend formenbestimmenden Prozesse erfasst werden. Die Auflistung der

Bereiche in der Kartieranleitung, die sich an den aktuellen Prozessen orientieren sollte, kann jedoch nicht als logisch bezeichnet werden. Die Ausweisung eines strukturellen Bereiches hat mit Prozessen wenig gemein, wie geradezu exemplarisch das weiträumig strukturgestützte Relief der Berchtesgadener Alpen zeigt. Gleiches gilt für die Ausscheidung eines tektonischen Bereiches, weil Neotektonik seit Jahrtausenden keine Rolle im Prozessgeschehen spielt.

Auch die Herausstellung eines glazialen und glazifluvialen Formungsgebietes ist unter dem Gesichtspunkt aktueller Prozesse inkonsequent, denn die glazialen und fluvioglazialen Formen im Kartengebiet unterliegen mindestens seit dem ausgehenden Spätglazial gravitativer, denudativer und fluvialer Umgestaltung oder Zerstörung.

Folgerichtig müssten auch andere, noch gut identifizierbare glazigene Formen, wie Kare oder Trogwände der Prozessfarbe glazial zugeordnet werden, obwohl sie rezent, vor allem durch gravitative Abtragungsvorgänge, Veränderungen erfahren. Damit würde ein genetischer Aspekt eingebracht, dem in den Berchtesgadener Alpen große Bedeutung zukommt, der aber das Legendenprinzip der Darstellung des aktuell vorherrschenden geomorphologischen Prozesses endgültig durchbrechen würde. Ähnliches gilt für spätglaziale Wildbach- oder Murkegel, die heute nicht weitergebildet, sondern denudativ überprägt werden.

Die Zuweisung eines Prozesses zu einem Reliefausschnitt und die entsprechende farbliche Kennzeichnung stellt – streng betrachtet – eine unzulässige Generalisierung und eine Überbewertung dieses Prozesses dar, weil in aller Regel mehrere Prozesse gemeinsam an der Gestaltung des Formenschatzes zusammenwirken. So sind in großen Teilen der Berchtesgadener Alpen auf den weit verbreiteten stark geneigten bis steilen Hängen nivale, denudative (in stark eingengter Bedeutung), korrosive und fluviale sowie gravitative Prozesse in örtlich wechselndem Verhältnis wirksam. Mit dem Herausstellen eines Prozesses unterliegt die Zuweisung eines Relieftelles oder einer Form der subjektiven Einschätzung des Bearbeiters, denn quantitative Untersuchungen über die Leistungsfähigkeit der einzelnen Vorgänge gibt es nicht oder kaum. Die Abgrenzung von Prozessarealen muss deshalb zwangsläufig mehr oder weniger willkürlich ausfallen. Abtragungs- und Umlagerungsvorgänge in kaum kalkulierbarem Ausmaß auf moränenbedeckten Hängen lassen beispielsweise Unsicherheiten bei der prozessualen Zuordnung dieser Hänge aufkommen. Wegen vielfach großer Hangneigung wurden deshalb derartige Hänge dem Denudationsbereich zugeordnet.

Durch die Überbetonung der Prozessdarstellung werden wichtige genetische Aussagen, die auch synthetische Aussagen sind, aber wegen der polygenetischen Anlage vieler, wenn nicht der meisten Formen ebenfalls der subjektiven Bewertung unterliegen, unterdrückt.

9 Zusammenfassung

Die Berchtesgadener Alpen als klar abgrenzbarer, in sich geschlossener Teil der Nördlichen Kalkalpen zwischen Saalach und Salzach werden vor allem vom Plateautypus der einzelnen Gebirgsgruppen geprägt. Deren räumliche Anordnung erfolgte im Rahmen der alpinen Deckentektonik bereits vor der Oberkreide (prägo-saulisch), ihre Heraushebung fand allerdings erst ab dem Eozän statt. Die Ausbildung und Überlieferung der Plateaugruppen ist dem Gebirgsbau und dem Baumaterial zuzuschreiben. Die Folge der weitaus vorherrschenden Gesteine des Mesozoikums weist überwiegend flache Lagerung auf und die mächtigen Karbonatgesteinsserien der Trias verhielten sich meist als starre Platten gegenüber tektonischen Deformationen. Allgemein ist das Relief der Berchtesgadener Alpen strukturgestützt und steht in engem Bezug zu den petrographischen Eigenschaften der Gesteine.

Eine bis weit in das Tertiär zurückreichende Verkarstung des Dachsteinkalkes, dem wichtigsten Gestein in der Sedimentgesteinsfolge der tektonischen Einheiten (Tirolikum, Hochjuvavikum) des Gesamtgebietes, hat maßgeblich zur Bewahrung alter Formanlagen auf den Hochplateaus beigetragen. Aus diesen reliktschen Formanlagen lässt sich für die Wende vom Alt- zum Jungtertiär ein mäßiges Mittelgebirgsrelief ableiten. Vorkommen von gut gerundeten Sanden, Kiesen und Steinen, die nach ihrer Lithologie ortsfremd sind und als Augensteinablagerungen bezeichnet werden, weisen allerdings auf eine abweichende Situation der Berchtesgadener Alpen gegenüber benachbarten Gebieten, speziell im Süden hin. In einem noch nicht klar fassbaren Zeitraum (Oligozän / Altmiozän?) erfolgte die Entwässerung der nördlichen Ostalpen konsequent von Süden nach Norden. Die großen Längstäler von Salzach und Enns existierten noch nicht. Sie wurden erst mit der weiteren Hebung der Nördlichen Kalkalpen gebildet und nur wenige größere Quertäler, darunter die von Saalach und Salzach, behielten ihre Funktion als Leitlinien der Entwässerung.

Mit der Hebung des Gebirges begann aber auch die Ausräumung der Augensteinsedimente und eine gewisse, aber nicht grundsätzliche Umgestaltung der Augensteinlandschaft zur Raxlandschaft. Die Auflösung dieser Landschaft in mehrere Niveaus (Hochkönig-, Tennen- und Gotzenniveau) datiert in die erste Hälfte des 20. Jahrhunderts als in weiten Teilen der Alpen ein bisweilen extremer Stockwerkbau, ausgelöst durch zahlreiche Hebungsphasen, postuliert wurde. Unter der begründeten Annahme eines bereits voll verkarsteten Reliefs ist jedoch die Ausbildung von ausgedehnten Verebnungsflächen durch Flusswerk und Flächenbildung nicht erklärbar. Die Formendifferenzierung ist vielmehr das Ergebnis der unterschiedlichen Wirkung glazialer Erosion im Pleistozän.

Die Entwicklung der tief eingeschnittenen Talzüge erfolgte im jüngsten Tertiär (Obermiozän und Pliozän). Be-

reits mehrfach wurde versucht, ihre Geschichte aus vermutlichen Talbodenresten zu rekonstruieren. Doch in der Ansprache von Verflachungen als Talbodenreste und ihrer Konnexion zu einheitlichen Systemen waltet Subjektivität. Sie ist auch mit erheblichen Unsicherheiten behaftet, da das jeweilige Ausmaß glazialer Überprägung unbekannt ist. Ebenso wie die Alterstellung der oft problematischen Verflachungsreste ist die Talentwicklung im Detail noch ungelöst.

Infolge der großen Ausdehnung lösungsfähiger Gesteine ist in den Berchtesgadener Alpen das Karstphänomen weiträumig entwickelt. Als Hochkarst auf den Plateaugruppen weist es eine bemerkenswerte Intensität und Formenfülle auf. Zu den spezifischen Formen des Hochkarstes gehören Karrenplatten oder Steinbretter, Gruben oder zusammengesetzte, weil meist gekammerte große Hohlformen mit zerlapptem Grundriss oder der Schichttreppen- und Schichtrippenkarst. Während die Karren in der Regel junge, also postglaziale Bildungen sind, gehen große Dolinen, Gruben und Uvalas auf ältere Anlage zurück. Dies lässt sich allein schon aus den flächenhaften Lösungsraten schließen, die anhand der Sockelhöhe von Karsttischen zu 1 cm im Jahrtausend im nackten Karst bestimmt werden können. Im Höhenstockwerk des silvanen Karstes dürfte sie wegen der Beteiligung von biogenem CO₂ und organischer Säuren am Lösungsprozess merklich höher liegen.

In Anordnung und Grundriss zeigen die Karstformen, besonders die Karstspalten und -gassen, Bezug zu den strukturellen Gegebenheiten der einzelnen Gebirgsgruppen. Das trifft auch für den unterirdischen Karst, die zahlreichen Höhlen und Höhlensysteme zu. In ihnen sind drei Evolutionsniveaus ausgebildet, die auf eine langanhaltende stabile Lage der Vorflut hinweisen. Ihre Beziehung zur Reliefentwicklung ist noch ungeklärt.

Neben dem Karbonatkarst ist im Verbreitungsgebiet des Haselgebirges Salz- und Gipskarst entstanden, dessen typische Oberflächenformen seichte Schüsseln, Trichterdolinen und Erdfälle sind.

In den Eiszeiten entwickelte sich in den Berchtesgadener Alpen wegen der hochgelegenen Plateaus eine beachtliche Eigenvergletscherung, die sowohl dem Saalach-, als auch dem Salzachgletscher Eis zuführte. Die Erosion der Gletscher hat in sehr unterschiedlichem Maße das Relief überprägt. Sie reicht von einer nahezu konservierenden Wirkung von Altformen in Hochlagen bis zu Ein- und Übertiefung von Talzügen um hunderte Meter. Neben den allgemein typischen Glazialformen sind für die Berchtesgadener Alpen als Besonderheiten die glazialen Gassen und Kurztröge, die die Ränder der Gebirgsgruppen gliedern und die Torsäulen zwischen Bewegungsbahnen des Eises am Saum der Hochplateaus herauszustellen.

Für die glaziale Reliefgestaltung kommt der Würmvereisung nur eine untergeordnete Wirkung zu, während die

älteren Vereisungen offensichtlich bedeutsamer waren. Die Vorkommen von eisbelasteten Sedimenten in Überflutungsabschnitten der Täler, von präwürmzeitlichen Moränenresten, Konglomeraten und Hangbrekzien im Gesamtgebiet liefern die entsprechenden Beweise.

Die Stadiälvergletscherungen des Spätglazials lassen sich bisher nur in groben Zügen fassen. Das gilt besonders für die älteren Stadiale (Bühl und Steinach), während das Gschnitz- und Daunstadial weitaus besser belegt sind.

Mit der Wiederbewaldung des Gebirges ab dem Alleröd erfuhr die Geomorphodynamik eine deutliche Abschwächung. Lediglich die Korrosion dauerte unvermindert fort, wenn das auch außerhalb der Berchtesgadener Alpen auftretende karsthydrographische Paradoxon, die überraschend geringen Härtegrade (meist $< 10^\circ$ dH) von Karstquellen, einen gewissen Widerspruch zu liefern scheint. Doch muss die permanente Wirksamkeit beachtet werden. Demgegenüber sind die glazialen Formungsvorgänge aus dem Prozessgeschehen fast völlig ausgeschieden. Wegen verringerter Materialzufuhr durch Prozesse der Böschungsabtragung zur Vorflut unterlagen die spätglazialen Aufschüttungstalsolehnen und die Schwemm- und Wildbachkegel, die nach dem Weichen der Stadiälgletscher entstanden waren, der Zerschneidung. Einzig das Wimbachgries und seine Bergumrahmung vermitteln noch eine annähernde Vorstellung von der hohen Formungsdynamik des waldlosen Spätglazials mit einer enormen, überwiegend auf Frostverwitterung beruhenden Schuttproduktion und der Schuttbewegungen durch Sturz, Lawinen, Muren und seltenem Oberflächenabfluss.

Gegenüber den Lösungsvorgängen kommt auch der Solifluktion im Gesamtgebiet nur noch untergeordnet Bedeutung zu. Die Verkarstung der Karbonatstöcke mit rascher Wasserableitung in die Tiefe des Karstes und die allgemein geringmächtigen Lockermaterialdecken, die wenig Pelite enthalten und geringe Wasserspeicherefähigkeit besitzen, sind einer intensiven Solifluktion nicht förderlich. Meist haben sich nur Kleinformen ausgebildet, unter denen Vegetationsgirlanden, Erd- und Streifen am häufigsten auftreten.

Bei Zuordnung von Lawinenwirkung und Blaikenbildung zum Prozessbereich Nivation übertrifft diese die Solifluktion um ein Vielfaches an geomorphologischer Bedeutung. Geknüpft an die ausgedehnte Verbreitung von Hängen über 30° Neigung und von Wänden sind Lawinen für deren Formung, für Materialtransporte und für die Bildung von Akkumulationskörpern von hoher Bedeutung. Blaikenbildung ist weitgehend, aber nicht ausschließlich auf steile Almhänge konzentriert. Während Schneeschurfblaiken ohne Zweifel auf die Wirkung von Gleitschnee, Schneerutschen oder Grundlawinen zurückzuführen sind, gibt es für die Erklärung der Blattanbrüche mehrere Ansätze. Ihr gehäuftes Auftreten nach schneereichen Wintern beweist, dass Schneedruck für ihre Bildung entscheidend ist.

Entsprechend der weiträumigen Entwicklung von Wänden und Wandfluchten gehört die Sturzdenudation zu den verbreitetsten Formungsprozessen in den Berchtesgadener Alpen. In Abhängigkeit von der jeweiligen Dichte des Trennflächengefüges werden Steinschlagrinnen und Kamine oder aber Wandvorsprünge herausgearbeitet und so die Wände in unterschiedlichem Umfang zurückverlegt und gegliedert. Auf die Sturzdenudation geht die Anlage des Schuttmantels unserer Berge zurück, der im Detail aus einer Vielzahl zusammengewachsener Sturzkegel besteht und besonders in Dolomitgebieten enormes Volumen erreicht. Erheblich größere Augenblicksleistung als Steinschlag vollbringen, auch wenn sie nur sporadisch auftreten, Fels- und Bergstürze. Ihre Anzahl ist in den Berchtesgadener Alpen bemerkenswert, wie Tomalandschaften und Blockanhäufungen verdeutlichen. Bergsturzlandschaften charakterisieren vor allem das Saalachtal und wirken sich eindrücklich auf die junge Talentwicklung aus.

Rutschungen sind sowohl als überwiegend flachgründige Translations- als auch als tiefer in den Untergrund eingreifende Rotationsrutschungen auf ton- und schluffreiche Gesteine und Verwitterungsdecken konzentriert. Speziell das Haselgebirge neigt zur Ausbildung von Rutschhängen, wie in etwa in den Ortsteilen Faselsberg, Mitterbach und Salzberg von Berchtesgaden.

Seit der Besiedlung des Gebietes hat der Mensch durch seine Aktivitäten Abtragungsprozesse wieder belebt oder initiiert. Besonders massiv hat sich diesbezüglich die Waldnutzung durch die Salinen Hallein, Schellenberg, Frohnreuth (Berchtesgaden) und Reichenhall ausgewirkt. Zwar wurden bereits in der frühen Neuzeit relativ strenge Waldordnungen erlassen, doch der geübte Kahlschlag von Waldparzellen wirkte abtragungsfördernd. Ähnliche Wirkungen gingen auch von der bis in extreme Hochlagen vorgetriebenen Almwirtschaft aus. Wegen ihres starken Rückganges hat sie jedoch viel von ihrer Rolle im Prozessgeschehen eingebüßt.

Anhand der rezenten Formungsvorgänge lässt sich kein zuverlässiges Urteil über die Stabilität oder Labilität von Hängen ableiten. Umso weniger ist dies allein auf der Basis bodenphysikalischer Parameter möglich. Die Hangstabilität als wesentlicher Faktor im alpinen Ökosystem resultiert aus einer Fülle von einwirkenden Parametern und ihrer Interaktionen, über die vielfach noch zu wenig bekannt ist.

10 Literatur- und Kartenauswahl

10.1 Literatur

- ABELE, GERHARD: Bergstürze in den Alpen, ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, Heft 25, München 1974
- AIGNER, ANDREAS: Die geomorphologischen Probleme am Ostrand der Alpen. Z. f. Geom., Bd. 1 (1925-1926), S. 29-44, 105-153, 187-253, Berlin 1925/26
- AMPFERER, OTTO: Die Entstehung der Hochgebirgsformen in den Ostalpen. Zeitschrift DÖAV, Bd. 46, Jg. 1915, S. 72-96, München 1915
- AMPFERER, OTTO: Geologischer Führer für die Gesäuseberge. Wien 1935
- AMPFERER, OTTO: Zell a. See-Paß Thurn-Kitzbühel-Untertal-Innsbruck. In: Göttinger, Gustav: Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich, I. Teil, S. 36-55, Wien 1936
- ARNBERGER, ERIK: Höhlen und Niveaus. Die Höhle. Z.f. Karst- und Höhlenkunde, 6. Jg., S. 1-14, Wien 1955
- BADER, KURT: Die glazialen Übertiefungen im Saalachgletscher-Gebiet zwischen Inzell und Königsee. Eiszeitalter und Gegenwart, 31. Bd., S. 37-52, Hannover 1981
- BARSCH, DIETRICH: Pliozäne Karstdenudation und Flächenbildung in den Freiberger, Schweizer Jura. Geogr. Zeitschrift, Beihefte, Heft 32, Wiesbaden 1973
- BARTH, HERMANN VON: Aus den Nördlichen Kalkalpen. Gera 1874, Reprint München 1984
- BARTH, WALTER: Geologie der Hochkalter-Gruppe in den Berchtesgadener Alpen (Nördliche Kalkalpen). Diss. TU Berlin, Berlin 1966
- BARTH, WALTER: Die Geologie der Hochkalter-Gruppe in den Berchtesgadener Alpen (Nördliche Kalkalpen). Neues Jb. für Geologie und Paläontologie, Abh., Bd. 131, S. 119-177, Stuttgart 1968
- BAUER, FRIDTJOF: Zur Bedeutung der Augensteine, Bohnerze und pseudomorphosierten Pyrite in den Kalkalpen. Anz. der Österr. Akad. der Wiss., Math.-naturwiss. Klasse, Bd. 91, S. 102-108, Wien 1954
- BAUER, FRIDTJOF: Nacheiszeitliche Karstformen in den österreichischen Kalkhochalpen. Deuxième Congr. Intern. de Spéléologie, Actes, Tome I, Sect. 1, S. 299-328, Bari, Lecce, Salerno 1958
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (HRG.): Die Tiefbohrung Vorderriß 1 (Kalkalpen Bayern). Geologica Bavaria 94, München 1981
- BERGER, HERFRIED: Vorgänge und Formen der Nivation in den Alpen. Buchreihe Landesmuseum f. Kärnten, 17. Bd., Klagenfurt 1967 (2. Auflage)
- BLECHSCHMIDT, GOTLIND: Ursachen und Ausmaß der Blaikenerosion im Karwendel. München 1989
- BLISSENBACH, ERICH: Die jungtertiäre Grobschottererschüttung im Osten des bayerischen Molassetroges. Beihefte Geol. Jb., Heft 26, Hannover 1957
- BODECHTEL, JOSEF; JASKOLLA, F.; KOHLHAMMER, G.; TOMSCHI, H. P. UND VOLK, P.: Zur Tektonik des Gebietes westlich des Königssees / Berchtesgadener Alpen. Geol. Rsch., Bd. 73, S. 337-349 Stuttgart 1984
- BÖGEL, HELMUTH; SCHMIDT, KLAUS: Kleine Geologie der Ostalpen. Thun 1976
- BÖGLI, ALFRED: Kalklösung und Karrenbildung. Z. f. Geom., Suppl.-Bd. 2, S. 4-21, Berlin 1960
- BÖGLI, ALFRED: Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie. Z. f. Geom., N.F., Bd. 5, S. 352-361, Berlin 1961
- BÖGLI, ALFRED: Kalkabtrag in den Nördlichen Kalkalpen. Actes du 4e Congrès national de spéléologie, Neuchâtel 1971
- BÖGLI, ALFRED: Karstdenudation – das Ausmaß des korrosiven Kalkabtrages. Regio Basiliensis 12, S. 352-361, Basel 1971
- BÖGLI, ALFRED: Karsthydrographie und physische Speläologie. Berlin 1978
- BÖSE, EMIL: Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. Z. Dt. Geol. Ges., 50. Bd., 1898, S. 486-586, Berlin 1898
- BOLZ, HEINER: Zur Geologie von Kehlstein und Obersalzberg Diplomarbeit Institut für Geologie und Paläontologie. (Manuskript) TU Berlin 1967
- BRANDECKER, HERMANN; MAURIN, VIKTOR UND ZOTL, JOSEF: Hydrologische Untersuchungen und baueologische Erfahrungen beim Bau des Diessbach-Speichers (Steinernes Meer). Steirische Beitr. z. Hydrogeologie, N. F., Jg. 1965, S. 67-111, Graz 1965
- BRÜCKNER, EDUARD: Die Vergletscherung des Salzachgebietes nebst Beobachtungen über die Eiszeit in der Schweiz. Geogr. Abh., Bd. 1, Heft 1, Wien 1886
- BÜDEL, JULIUS: Klima-Geomorphologie. Berlin-Stuttgart 1977
- BUNZA, GÜNTHER; KARL, JOHANN: Erläuterungen zur hydrographisch-morphologischen Karte der Bayerischen Alpen 1:25.000. Schriftenreihe Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft, Sonderheft, München 1975
- BUNZA, GÜNTHER: Abfluß- und Abtragsprozesse in Wildbacheinzugsgebieten. Schriftenreihe des Bayer. Landesamtes für Wasserwirtschaft, Heft 27, München 1996
- CVIJIC, JOVAN: Das Karstphänomen. Geogr. Abh., Bd. 5, Heft 3, Wien 1893
- CVIJIC, JOVAN: Morphologische und glaziale Studien aus Bosnien, der Herzegowina und Montenegro: II. Teil: Die Karstpoljen. Abh. der Geogr. Ges. in Wien, Bd. III, Heft 2, Wien 1901
- DEL NEGRO, WALTER: Geologie von Salzburg. Innsbruck o.J. (1950)
- DEL NEGRO, WALTER: Probleme der Pleistozänentwicklung im Salzburger Becken. Mitt. geol.-mineral. Arbeitsgruppe Haus der Natur, Salzburg, Nr.14, S. 59-72, Salzburg 1963
- DEL NEGRO, WALTER: Zur Diskussion des Spätglazials im Salzburger Bereich. Beiträge z. Quartär- u. Landschaftsforschung. Festschrift zum 60. Geburtstag von Julius Fink, S. 83-87, Wien 1978
- DEL NEGRO, WALTER: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg. Wien 1979
- DEL NEGRO, WALTER: Geologie des Landes Salzburg. Schriftenreihe des Landespressebüros, Serie „Sonderpublikationen“ Nr. 45, Salzburg 1983

- DIENER, CARL; HOERNES, RUDOLF; SUESS, FRANZ E. UND UHLIG, VIKTOR: Bau und Bild Österreichs. Wien / Leipzig 1903
- DIENER, CARL: Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebirges. in: Bau und Bild Österreichs, Wien / Leipzig 1903
- DOMMERMUTH, CHRISTIAN: Beschleunigte Massenabtragung im Jennergebiet. Nationalpark Berchtesgaden, Forschungsbericht 32, Berchtesgaden 1995
- EBERS, EDITH; WEINBERGER, LUDWIG; DEL NEGRO, WALTER: Der pleistozäne Salzachvorlandgletscher. Veröffentl. Ges. Bayer. Landeskunde München, Heft 19-22, München 1966
- ENGELSCHALK, WILLI: Alpine Buckelfluren. Regensburger Geogr. Schriften, Heft 1, Regensburg 1971
- FELIX, RICHARD UND JOHANNES, BERNHARD: Bodenerosionsuntersuchungen auf Testparzellen im Kalkhochgebirge. Mitt. Österr. Geogr. Ges., 137. Jg., S. 76-92, Wien 1995
- FERNECK, FRANK A.: Stratigraphie und Fazies im Gebiet der mittleren Saalach und des Reiteralm-Gebirges: ein Beitrag zur Deckenfrage in den Berchtesgadener Alpen. Diss. (Fak. für Allg. Wiss.) ,TU München (Manuskript), München 1962
- FINK, MAX H.: Tektonik und Höhlenbildung in den niederösterreichischen Kalkalpen. Wiss. Beihefte zur Z. „Die Höhle“, Heft 11, Wien 1967
- FINK, MAX H.: Bericht über geoökologische Kartierung im Bereich der Reiteralpe und über die Ermittlung der postglazialen Karstdenudation im Bereich des Steinernen Meeres (MaB-Projekt 6). Vervielfältigtes Manuskript, Wien 1982
- FINKE, LOTHAR: Anforderungen aus der Planungspraxis an ein geomorphologisches Kartenwerk. Berliner Geogr. Abh., Heft 31, S. 75-81, Berlin 1980
- FINSTERWALDER, RÜDIGER UND RENTSCH, HERMANN: Das Verhalten der bayerischen Gletscher in den letzten zwei Jahrzehnten. Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, Bd. 9, S. 59-72, Innsbruck 1973
- FINSTERWALDER, RÜDIGER: Die Veränderungen der bayerischen Gletscher im letzten Jahrzehnt (1980-1990). Mitt. der Geogr. Ges. München, 77. Bd., S. 5-12, München 1992
- FISCHER, KLAUS: Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:25.000 der Bundesrepublik Deutschland, GMK 25, Blatt 16, 8443 Königssee, Berlin 1984
- FISCHER, KLAUS: Das Funtensee-Uvala im Steinernen Meer. Nationalpark Berchtesgaden, Forschungsbericht 7 Der Funtensee, S. 23-36, Berchtesgaden 1985
- FISCHER, KLAUS: Die wärmzeitliche und stadiale Vergletscherung der Berchtesgadener Alpen. Berliner Geogr. Abh., Heft 47, S. 207-225, Berlin 1988
- FISCHER, KLAUS: Höhlenniveaus und Altreliefgenerationen in den Berchtesgadener Alpen. Mitt. der Geogr. Ges. München, 75. Bd., S. 47-59, München 1990
- FLAIG, WALTER: Lawinen. 2. Auflage, Wiesbaden 1955
- FÜCHTBAUER, HANS: Die Sandsteine in der Molasse nördlich der Alpen. Geol. Rsch., Bd. 56, S. 266-300, Stuttgart 1967
- FUCHS, WERNER: Die Augensteinschotter in: Der Geologische Aufbau Österreichs, S. 478-479, (Hrg.: Geologische Bundesanstalt), Wien 1980
- FUGGER, EBERHARD: Die Salzburger Ebene und der Untersberg. Jb. der Geol. R.A., Bd. 57, S. 455-528, Wien 1907
- FUGGER, EBERHARD: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:75.000, Blatt Hallein und Berchtesgaden. Wien 1907
- GAMERITH, WERNER UND HEUBERGER, HELMUT: Daten zur Eisstromhöhe des eiszeitlichen Salzachgletschers im Salzachquertal zwischen Schwarzach-St. Veit und Salzburg. Mitt. der Ges. f. Salzburger Landeskunde, 139. Vereinsjahr, S. 317-341, Salzburg 1999
- GANSS, ORTWIN: Tektonik und alte Landoberflächen der Dachsteingruppe. Jb. der Reichsanstalt für Bodenforschung, Zweigstelle Wien, Bd. 89, S. 357-376, Wien 1939
- GANNS, ORTWIN: Ein fossilführendes Interglazial in den Berchtesgadener Alpen. Geologica Bavarica, Heft 19, S. 340-345, München 1953
- GAVRILOVIC, DUSAN: Kamenice – kleine Korrosionsformen im Kalkstein. Actes du IV^e Congres International de Speleologie en Yougoslavie (12-16 IX 1965), Tome 3, S. 127-133, Ljubljana 1968
- GILLITZER, GEORG: Der geologische Aufbau des Reiteralpgebirges im Berchtesgadener Land. Geognostische Jahreshefte 25. Jg., S. 161-227, München 1912
- GOTZINGER, GUSTAV: Zur Frage des Alters der Oberflächenformen der östlichen Kalkhochalpen. Mitt. der Geogr. Ges. Wien, Bd. 56, S. 39-57, Wien 1913
- GOTZINGER, GUSTAV: Das Salzachtal von Salzburg bis Golling. Führer für die Quartär-Exkursionen in Österreich, II. Teil, S. 1-6, Wien 1936
- GOTZINGER, GUSTAV: Neue bemerkenswerte Zeugen und Naturdenkmale der Eiszeit im Berchtesgadener, Saalach-, Salzach- und Traun-Gletschergebiete. Berichte des R.A. f. Bodenforschung, Zweigstelle Wien, 1942, S. 141-178, Wien 1942
- GOLDBERGER, JOSEF: Zur Morphologie des Hochkönigs. Phil. Diss. Innsbruck 1950 (Manuskript)
- GOLDBERGER, JOSEF: Reste abgetragener Höhlen auf dem Hochkönig. „Die Höhle“, Jg. 1951, S. 9-11, Wien 1951
- GOLDBERGER, JOSEF: Die Karstentwicklung und Felsbruchstätigkeit am Hochkönig. Mitt. der Ges. f. Salzburger Landeskunde, 93. Vereinsjahr, S. 132-153, Salzburg 1953
- GOLDBERGER, JOSEF: Die Augensteinablagerungen am Hochkönig. Verh. der Geol. B.A. 1955, S. 144-154, Wien 1955
- GOLDBERGER, JOSEF: Die Übergossene Alm. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, Heft 23, S. 27-32, München 1973
- GOLDBERGER, JOSEF: Gletscherhaushalt und klimatische Umwelt des Hochköniggletschers 1965-1975. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, Heft 28, Innsbruck 1986
- GRAF, GÜNTER: Karstmorphologische Untersuchungen im östlichen Toten Gebirge. Diss. Universität Graz, 18, Wien 1972
- GÜMBEL, CARL WILHELM VON: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha 1861

- GÜMBEL, CARL WILHELM VON: Geologie von Bayern. 2 Bd., Cassel 1894
- HAGEDORN, JÜRGEN: Zum Problem der Glatthänge Z.f. Geom., N.F., Bd. 14, S. 103-113, Berlin/Stuttgart 1970
- HAHN, FELIX: Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. Jb. Geol. R.A., 60. Bd., S. 311-420 und 637-712, Wien 1910
- HAHN, FELIX: Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. Jb. Geol. R.A., 63. Bd., S. 1-74, Wien 1913
- HAILER, ?: Studien des königl. bayer. Bergmeisters Hailer über die Lagerungsverhältnisse des Gebirges und des Salzgebildes bei Berchtesgaden. in: Geognostische Untersuchungen Bayerischen Landes. 1. Beitrag: Geognostische Untersuchungen des südbayerischen Alpengebirges von Conservator Dr. Schafhäütl S. 147-203, München 1851
- HAMANN, CHRISTINE: Buckelwiesen und Konvergenzformen am Südrand des Tennengebirges und in anderen Arealen der Nördlichen Kalkalpen. Arbeiten Institut für Geographie Universität Salzburg, Bd. 10, Salzburg 1985
- HARTGE, K. H. UND HORN, RAINER: Einführung in die Bodenphysik. Stuttgart 1999
- HASEKE-KNAPCZYK, HARALD: Karst und Höhlen im Land Salzburg: Forschungsobjekt und Naturraumpotential. Salzburger Geogr. Arbeiten, Bd. 17, S. 75-98, Salzburg 1988
- HASEKE-KNAPCZYK, HARALD: Der Untersberg bei Salzburg. Die ober- und unterirdische Karstentwicklung und ihre Zusammenhänge. Veröff. Österr. MaB-Programm, Bd. 15, Innsbruck 1989
- HASERODT, KLAUS: Riesengletschertöpfe am Nordausgang des Kalkhochalpen – Durchbruchaltals der Salzach bei Golling (Salzburg). Mitt. Geogr. Ges. München, 50. Bd., S. 161-173, München 1965
- HASERODT, KLAUS: Untersuchungen zur Höhen- und Altersgliederung der Karstformen in den Nördlichen Kalkalpen. Münchner Geogr. Hefte, Heft 27, München 1965
- HAUSER, FREDERIC: Untersuchungen über Buckelfluoren in den Berchtesgadener Alpen. Diplomarbeit Lehrstuhl Physische Geographie Univ. Augsburg (Manuskript), Augsburg 2000
- HEISSEL, WERNER: Aufnahmebericht Blatt St. Johann im Pongau (5050). Verh. Geol. B.A., S. 38-39, Wien 1938
- HEISSEL, WERNER: Alte Gletscherstände im Hochköniggebiet. Jb. Geol. B.A., 92. Bd., 1947, S. 147-163, Wien 1949
- HEISSEL, WERNER: Zur Stratigraphie und Tektonik des Hochkönig (Salzburg). Jb. Geol. B.A., Jg. 1953, 96. Bd., S. 344-356, Wien 1953
- HEISSEL, WERNER: Die „Hochalpenüberschiebung“ und die Brauneisenerzlagerstätten von Werfen-Bischofshofen (Salzburg). Jb. Geol. B.A., Jg. 1955, Bd. 98, Wien 1955
- HEISSEL, WERNER: Die Geologie des Hochkönig. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, Heft 23, S. 39-52, München 1973
- HELM, A.: Die Gletscher- oder Riesentöpfe des Berchtesgadener Landes. München 1927
- HELM, A.: Das Berchtesgadener Land im Wandel der Zeit. Teil I Berchtesgaden 1929, Reprint Berchtesgaden 1973
- HERBST, JUDITH: Die Ursalzach-Schüttung (Ottwang / Miozän). Eine Studie über das Liefergebiet aufgrund der Schwermineralführung. Diss. Naturw. Fakultät (Manuskript), Salzburg 1985
- HERITSCH, FRANZ: Geologie der Steiermark. Mitt. Naturwiss. Verein für Steiermark, B. Wiss. Abh., Bd. 57, Graz 1921
- HERM, DIETRICH: Das Lattengebirge – geologisch gesehen. Jb. Verein zum Schutz der Bergwelt, 46. Jg 1981, S. 107-126, München 1981
- HERM, DIETRICH: Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental (Gosaubecken von Reichenhall und Salzburg). Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Klasse, Abh., N. F., Heft 104, München 1962
- HEUBERGER, HELMUT: Die Salzburger „Friedhofsterrasse“ – eine Schlernterrasse? Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, Bd. 8, S. 237-251, Innsbruck 1972
- HILLEBRANDT, AXEL VON: Das Alttertiär im Becken von Reichenhall und Salzburg (Nördliche Kalkalpen). Z. Dt. Geol. Ges., Bd. 113, S. 339-358, Hannover 1962
- HLAUSCHEK, HANS: Der Bau der Alpen und seine Probleme. Stuttgart 1983
- HÖHLEN-INTERESSENGEMEINSCHAFT OSTALB (HRG.): Die Höhlen der Reiteralp. Teil I Materialhefte zur Karst- und Höhlenkunde (MKH), 9, Heidenheim 1990
- HOERNES, RUDOLF: Der Einbruch von Salzburg und die Ausdehnung des interglazialen Sees. Sitzungsber. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Klasse, Abt. I, Bd. 117, S. 1177-1193, Wien 1908
- HOLZER, HERWIG: Geologische Luftbildinterpretation: Zur photogeologischen Karte des Dachsteinplateaus. Jb. Geol. B.A., Bd. 107, S. 1-9, Wien 1964
- HORMANN, KLAUS: Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 190/196 Salzburg. Geographische Landesaufnahme 1:200.000. Naturräumliche Gliederung Deutschlands, Bonn-Bad Godesberg 1978
- HORN, RAINER: Die Bedeutung der Trittvordichtung durch Tiere auf physikalische Eigenschaften Alpiner Böden. Z.f. Kulturtechnik und Flurbereinigung, Bd. 26, S. 42-51, Hamburg 1955
- HUSEN, DIRK VAN: Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. Jb. Geol. B.A., Bd. 120, S. 1-130, Wien 1977
- HUSEN, DIRK VAN: Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefer Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen. Eiszeitalter u. Gegenwart, 29. Bd., S. 9-22, Hannover 1979
- HUSEN, DIRK VAN: Die Entwicklung des Traungletschers während des Würm-Glazials. Mitt. Kommission f. Quartärforschung Österr. Akad. Wiss., Bd. 7, S. 19-35, Wien 1987
- JUNGSBERGER, ERICH: Neuzeitliche Gletscherstände in den Berchtesgadener Alpen. Diplomarbeit LMU (Manuskript), München 1973
- JURGAN, HERMANN: Zur Geologie der Watzmann-Nordzone. Diplomarbeit Universität München (Manuskript), München 1962
- KALS, ROLAND: Die unterirdische Verkarstung an der Nordabdachung des Tennengebirges. Veröff. österr. MaB-Programm, Bs. 12, S. 255-268, Innsbruck 1987

- KARL, JOHANN: Blaikenbildung auf Allgäuer Blumenbergen. Jb. Ver. z. Schutze der Alpenpflanzen und -tiere, Bd. 26, S. 54-62, München 1969
- KATZER, FRIEDRICH: Bemerkungen zum Karstphänomen. Z. Dt. Geol. Ges., Bd. 57, Monatsber., S. 233, 1905
- KAULE, GISELHER: Die Übergangs- und Hochmoore Süddeutschlands und der Vogesen. Dissertationes Botanicae, Bd. 27, Lehre 1974
- KELCH, GABRIELE; DREXLER, O. UND ZECH, W.: Über den Bodenabtrag im Kampenwandgebirge. Z. f. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd 28, S. 134-147, Berlin 1977
- KELLERBAUER, STEFAN: Geologie und Geomechanik der Salzlagerstätte Berchtesgaden. Münchner Geol. Hefte, Reihe B Angewandte Geologie, Heft 2, München 1996
- KERSCHNER, HANNS: Späteiszeitliche Gletscherstände im südlichen Karwendel bei Innsbruck, Tirol. Innsbrucker Geogr. Studien, Bd. 20 (Heuberger-Festschrift), S. 47-55, Innsbruck 1993
- KINZL, HANS: Die Karsttische – ein Mittel zur Messung des Kalkabtrags. Mitt. Österr. Geogr. Ges., Bd. 117, S. 290-302, Wien 1975
- KNAPCZYK, HARALD: Höhlenniveaus. „Atlantis“, Bd. 4, S. 35-52, Salzburg 1981
- KNOTT, HANS: Geschichte der Salinen und Salinenwälder von Berchtesgaden. Nationalpark Berchtesgaden, Forschungsbericht 12, Berchtesgaden 1988
- KOEGEL, LUDWIG: Vermurungs-Vorgänge im Berchtesgadener Land. Geogr. Anzeiger, 39. Jg., Gotha 1938
- KOSTLER, JOSEF NIKOLAUS UND MAYER, HANNES: Waldgrenzen im Berchtesgadener Land. Jb. Ver. z. Schutze der Alpenpflanzen und -tiere, 35. Jg., S. 121-153, München 1970
- KRAUSS, HANS: Geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck. Geognostische Jahreshefte, 26. Jg., 1913, S. 105-154, München 1914
- KRIEG, WALTER: Die Verkarstung des östlichen Dachsteinstockes und ein Beitrag zum Problem der Buckelwiesen. Phil. Diss. Uni Graz 1953 (unveröffentl. Manuskript)
- KRIEG, WALTER: Höhlen und Niveaus. Die Höhle. Z.f. Karst- und Höhlenkunde, 5. Jg., S. 1-4, Wien 1954
- KRIEG, WALTER: Zu „Höhlen und Niveaus“. Die Höhle. Z.f. Karst- und Höhlenkunde, 6. Jg., S. 74-77, Wien 1955
- KROLL, A. UND WESSELY, G.: Neue Erkenntnisse über Molasse, Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau 1. Erdoel-Erdgas-Zeitschrift, 83. Jg., S. 342-352, Wien 1967
- KÜHNEL, JOHANNES: Geologie des Berchtesgadener Salzberges. Neues Jb. Für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. 69. Beilage-Bd., Abt. B, S. 447-559, Stuttgart 1929
- KUPPER, HEINRICH: Die Ergebnisse der Bohrung Urmannsau als Beitrag zur Alpengeologie. Mitt. Geol. Ges. Wien, 60. Bd., S. 65-68, Wien 1967
- KUGLER, HANS: Die geomorphologische Reliefanalyse als Grundlage großmaßstäbiger geomorphologischer Kartierung. Wiss. Veröff. des Dt. Inst. für Länderkunde, N.F. 21/22, S. 541-655, Leipzig 1964
- KUGLER HANS: Das Georelief und seine kartographische Modellierung. Naturw. Diss. B. Univ. Halle/Wittenberg 1974 (vervielfältigtes Manuskript)
- LAATSCH, WILLI UND GROTTENTHALER, WALTER: Typen von Massenverlagerungen in den Alpen und ihre Klassifikation. Forstwiss. Centralblatt, Bd. 91, S. 309-339, Hamburg 1972
- LAATSCH, WILLI UND GROTTENTHALER, WALTER: Labilität und Sanierung der Hänge in der Alpenregion des Landkreises Miesbach, München 1973
- LANDESVEREIN FÜR HÖHLENKUNDE IN SALZBURG (HRG.): Salzburger Höhlenbuch: Band 1, 1975; Band 2, 1977; Band 3, 1979; Band 4, 1985; Salzburg
- LANGENSCHIEDT, EWALD: Geologie der Berchtesgadener Berge. Berchtesgaden 1994
- LANGENSCHIEDT, EWALD: Höhlen und ihre Sedimente in den Berchtesgadener Alpen. Nationalpark Berchtesgaden, Forschungsbericht 10, Berchtesgaden 1986
- LEBLING, CLEMENS: Geologische Beschreibung des Lattegebirges im Berchtesgadener Land. Geognostische Jahreshefte, 24. Jg. 1911, S. 33-103, München 1912
- LEBLING, CLEMENS; HABER G., HOFFMANN N., KÜHNEL J. UND WIRTH E.: Geologische Verhältnisse des Gebirges um den Königs-See. Mit einer geolog. Karte 1:25.000. Abh. Geol. Bayer. Oberbergamt, Heft 20, München 1935
- LECHNER, ANTON: Zur Geomorphologie des östlichen Totes Gebirges (Prielgruppe). Geogr. Jahresber. aus Österreich, 32. Bd, S. 80-108, Wien 1969
- LEHMANN, HERBERT: Diskussionsbemerkung zum Thema „Karstprozess und Fluviale Erosion“. Report of the Commission on Karst Phenomena, S. 20-21, Frankfurt a.M. 1956
- LEHMANN, OTTO: Morphologische Beobachtungen. in: Die Eisriesenwelt im Tennengebirge (Salzburg). Speläologische Monographien, Bd. 6. Hrg. Speläologisches Institut der Bundeshöhlenkommission, S. 15-76, Wien 1926
- LEHMANN, OTTO: Das Tote Gebirge als Hochkarst. Mitt. Geogr. Ges. Wien, Bd. 70, S. 201-242, Wien 1927
- LEHMANN, OTTO: Die Oberflächengestaltung der österreichischen Alpen. in: Leitmeier, Hans: Die österreichischen Alpen, S. 84-108, Wien 1928
- LEIDLMAIR, ADOLF: Interglaziale Gehängebreccien am Südhang des Steinernen Meeres. Alpengeographische Studien. Schlern-Schriften, Bd. 65, S. 47-54, Innsbruck 1950
- LEIDLMAIR, ADOLF: Die Formenentwicklung im Mitter Pinzgau. Forschungen zur deutschen Landeskunde, Bd. 89, Remagen 1956
- LEMBKE, KURT: Das bayerische Alpenvorland vor der Eiszeit. Geologie von Bayern I. Stuttgart 1988
- LESER, HARTMUT; STÄBLEIN, GERHARD (HRG.): Geomorphologische Kartierung. Richtlinien zur Herstellung geomorphologischer Karten 1:25.000. 2. veränderte Auflage. Berliner Geogr. Arb., Sonderheft, Berlin 1975
- LESER, HARTMUT; STÄBLEIN, GERHARD: GMK – Schwerpunktprogramm der DFG, GMK 25 – Legende / 4. Fassung. Geographisches Taschenbuch 1979/80, S. 115-134, Wiesbaden 1979
- LEUCHS, KURT: Augensteinschotter im Kaisergebirge (Nordtirol). Verh. Geol. B.A., 1924, S. 201-204, Wien 1924
- LEVY, FRIEDRICH: Quartärstudien in den Chiemgauer Bergen. Ostalpine Formenstudien, Abt. 1, Heft 3, Berlin 1922

- LICHTENECKER, NORBERT: Das Bewegungsbild der Ostalpen. Die Naturwissenschaften, Bd. 13, S. 739-743, Berlin 1924
- LICHTENECKER, NORBERT: Beiträge zur morphologischen Entwicklungsgeschichte der Ostalpen. 1. Teil: Die nordöstlichen Alpen. Geogr. Jahresberichte aus Österreich, Bd. 19, S. 1-82, Wien 1938
- LINDNER, H.: Das Karrenphänomen. Petermanns Mitt., Erg.-Heft 208, Gotha 1930
- LOUIS, HERBERT: Das Problem des Karstniveaus. Report of the Commission on Karst Phenomena. XVIIIth International Geographical Congress, Rio de Janeiro, August 9-18, 1956, S. 24-30, Frankfurt 1956
- LOUIS, HERBERT: Über Altreliefreste und Augensteinvorkommen im Dachsteingebirge. Mitt. Geogr. Ges. München, Bd. 53, S. 27-61, München 1968
- MACHATSCHEK, FRITZ: Morphologische Untersuchungen in den Salzburger Kalkalpen. Ostalpine Formenstudien, Abt. 1, Heft 4, Berlin 1922
- MAI, DIETER HANS: Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas. Methoden und Ergebnisse. Jena und Stuttgart 1995
- MAULL, OTTO: Handbuch der Geomorphologie, 2. Aufl. Wien 1958
- MAYER, HANNES: Zur Waldgeschichte des Steinernen Meeres (Naturschutzgebiet Königssee). Jb. Verein z. Schutze der Alpenpflanzen und -tiere, 30. Jg., S. 100-120, München 1965
- MAYER, HANNES: Waldgeschichte des Berchtesgadener Landes (Salzburger Kalkalpen). Forstwiss. Forschungen, Beihefte zum Forstwiss. Centralblatt, Heft 22, 42 S., Hamburg 1966
- MAYER, HANNES; SCHLESINGER BERNHARD UND THIELE, KLAUS: Dynamik der Waldentstehung und Waldzerstörung auf den Dolomit-Schuttflächen im Wimbachgries (Berchtesgadener Kalkalpen). Jb. Verein z. Schutze der Alpenpflanzen und -tiere 1967, 32. Bd., S. 1-29, München 1967
- MAYR, FRANZ & HEUBERGER, HELMUT: Type Areas of Late Glacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. Univ. of Colorado Studies, Ser. In Earth Sc. 7: Glaciation of the Alps, S. 143-165, Univ. of Colorado Press 1968
- MENNE, BENJAMIN: Hagen 1988 – Beiträge zur Karst- und Höhlenkunde des Hochgebirges von HFG Mühlacker. (Manuskript), Mühlacker 1988
- MERZ, MARTINA: Geologische Aufnahme des MaB-Testgebietes Ramsau: östlicher Teil. Diplomarbeit Institut für Geologie und Paläontologie (Manuskript), Marburg 1987
- MESTER, THOMAS UND HASERODT, KLAUS: Augensteinvorkommen im Steinernen Meer und im Hagengebirge (Berchtesgadener Alpen). Beiträge und Materialien zur Regionalen Geographie, Heft 7, S. 159-204, Berlin 1994
- MÖBMER, EVA-MARIA: Einflußfaktoren für die Blaikenerosion auf beweideten und aufgelassenen Almflächen im kalkalpinen Bereich der Landkreise Miesbach und Rosenheim. Forstliche Forschungsberichte, Nr. 63, München 1985
- MOJSISOVICS, EDMUND VON: Die Hallstätter Entwicklung der Trias. Sitzungsber. Akad. Wiss., Math-naturwiss. Klasse, Abt. I, Bd. 101, S. 769-780, Wien 1892
- MOJSISOVICS, EDMUND VON: Gliederung der Trias in den Umgebungen des Haller Salzberges in Nordtirol. Verh. Geol. R.A. 1868, Wien 1868
- MOSER, MICHAEL: Die Einschätzung möglicher Hangbewegungen in Locker- und Festgesteinen. Mitt. Inst. f. Wildbach- und Lawinenverbauung, Univ. f. Bodenkultur Wien, Heft 15, S. 63-71, Wien 1987
- MOSER, ROMAN: Die Vergletscherung im Dachstein und ihre Spuren im Vorfeld. Phil. Diss. Innsbruck 1954 (unveröff. Manuskript)
- MOSER, ROMAN: Kalktische im Toten Gebirge und im Dachsteingebiet. Jb. ÖAV 1967, S. 75-78, Innsbruck 1967
- MOSER, ROMAN: Dachsteingletscher und deren Spuren im Vorfeld. Hallstatt 1997
- MUTSCHLECHNER, GEORG: Bohnerz und Augensteine auf dem Kaisergebirge (Tirol). Verh. Geol. B.A.-, Jg. 1953, S. 226-2336, Wien 1953
- OTHOLT, DETLEF: Die Geologie zwischen der Königsseer Ache, der Scharitzkehl und dem Hohen Brett in den Berchtesgadener Alpen. Diplomarbeit Universität Marburg (Manuskript), Marburg 1987
- PASSARGE, SIEGFRIED: Physiologische Morphologie. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, Bd. 26, Heft 2 Hamburg 1912
- PENCK, ALBRECHT: Zur Vergletscherung der Deutschen Alpen. „Leopoldina“ 21, S. 105-110, 129-132, 145-148, Halle/Saale 1885
- PENCK, ALBRECHT: Die grössten erratischen Blöcke der deutschen Alpen. Mitt. DuÖAV, N.F., Nr. 3, S. 27-29, München 1887
- PENCK, ALBRECHT: Die interglazialen Seen von Salzburg. Z. f. Gletscherkunde, Bd. 4, S. 81-95, Berlin 1910
- PENCK, ALBRECHT: Die Höttinger Brekzie und die Inntalerrasse nördlich Innsbruck. Abh. Preuß. Akademie der Wissenschaften 1920, Phys.-math. Klasse, Nr. 2, Berlin 1921
- PENCK, ALBRECHT: Das unterirdische Karstphänomen. Cvjić-Festschrift, S. 175-197, Belgrad 1924
- PENCK, ALBRECHT UND RICHTER, EDUARD: Das Land Berchtesgaden. Z. DuÖAV, Jg. 1885, Bd. 16, S. 217-298, Salzburg 1885
- PENCK, ALBRECHT UND BRÜCKNER, EDUARD: Die Alpen im Eiszeitalter. Band 1, Leipzig 1909
- PENCK, WALTHER: Die morphologische Analyse. Pencks Geogr. Abh., 2. Reihe, Heft 2, Stuttgart 1924
- PETZOLDT, ALEXANDER: Beiträge zur Geognosie von Tyrol. Leipzig 1843
- PFEFFER, KARL-HEINZ: Flächenbildung in den Kalkgebieten. Neue Ergebnisse der Karstforschung in den Tropen und im Mittelmeerraum. Erkundliches Wissen. Geogr. Zeitschrift, Beihefte, Heft 32, S. 111-133, Wiesbaden 1973
- PIA, JULIUS: Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden. Sitzungsber. Akad. Wiss., Mathem.-naturwiss. Klasse, Abt. I, Bd. 132, S. 35-79, Wien 1924
- PICHLER, HANS: Zur Deutung eines neuentdeckten interglazialen Seeton-Vorkommens im Berchtesgadener Land. Eiszeitalter und Gegenwart, 11. Band, S. 20-23, Öhringen 1960

- PICHLER, HANS: Bohnerz-Augenstein-Breccien auf dem Plateau des Zahmen Kaisers (Kaisergebirge, Tirol). Verh. Geol. B.A., 1962, S. 386-389, Wien 1962
- PICHLER, HANS: Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. Beih. Geol. Jb., Bd. 48, S. 129-204, Hannover 1963
- PIPPAN, THERESE: Anteil von Glazialerosion und Tektonik an der Beckenbildung am Beispiel des Salzachtals. Z. f. Geomorph., N. F., Bd. 1, S. 71-100, Berlin 1957
- PIPPAN, THERESE: Die Stadterrassen von Salzburg. Mitt. Österr. Geogr. Ges., Bd. 109, S. 115-128, Wien 1967
- PLÖCHINGER, BENNO: Salzburger Kalkalpen. Sammlung Geologischer Führer, Bd. 73, Berlin 1983
- PLÖCHINGER, BENNO: Geologische Karte von Österreich 1:50.000. Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein. Wien 1990
- PONSCHAB, GEORG: Heimatbuch Weißbach. Hrg.: Gemeinde Weißbach bei Lofer Weißbach o. J. (1976)
- POSCHINGER, ANDREAS VON UND THOM, PETER: Bergsturz Hintersee / Ramsau (Berchtesgadener Land): Neue Untersuchungsergebnisse. Geologica Bavarica, Bd. 99, S. 399-411, München 1995
- RAETZO-BRÜLHART, HUGO: Massenbewegungen im Gurniglflysch und Einfluß der Klimaänderung. Arbeitsbericht NFP 31, Zürich 1997
- RATHJENS, CARL: Geomorphologische Untersuchungen in der Reiteralp und im Lattengebirge im Berchtesgadener Land. Mitt. Geogr. Ges. München, Bd. 32, S. 15-86, München 1939
- RATHJENS, CARL: Die Raxlandschaft als Problem der alpinen Geomorphologie. Forschungen und Fortschritte, 21./23. Jahrgang, S. 246-249, Berlin 1947
- RATHJENS, CARL: Der Hochkarst im System der klimatischen Morphologie. Erdkunde, Bd. 5, S. 310-315 Bonn 1951
- RATHJENS, CARL: Karsterscheinungen in der klimatisch-morphologischen Vertikalgliederung des Gebirges. Erdkunde, Bd. 8, S. 120, Bonn 1954
- RIECHE, JÖRG: Zur Geologie des Gebietes nördlich von Berchtesgaden, Oberbayern. Diplomarbeit TU Berlin (Manuskript), Berlin 1965
- RICHTER, EDUARD: Ein alter Bergsturz im Salzachthal. Zeitschrift DuÖAV, Jg. 1882, Bd. 13, S. 260-265, München 1882
- RICHTER, EDUARD: Die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart 1888
- RIEDL, HELMUT: Neue Beiträge zum Problem: Raxlandschaft - Augensteinlandschaft. Mitt. Österr. Geogr. Ges., Bd. 108, S. 98-109, Wien 1966
- RIEDL, HELMUT: Die Ergebnisse des MaB-Projekts „Sameralm“. Veröff. Österr. MaB-Programms, Bd. 5, 114 S., Innsbruck 1983
- RISCH, HANS: Erläuterungen zum Blatt Nr. 8343 Berchtesgaden West der Geologischen Karte von Bayern 1:25.000. München 1993
- ROTTER, E.: Bericht über die Exkursion des Geographischen Seminars der Universität Wien auf die Raxalpe. Geogr. Jahresbericht aus Österreich, 7, Wien 1909
- ROGLIĆ, JOSIP: Karstprozeß und fluviale Erosion. Report of the Commission on the Karst Phenomena. XVIII th International Geographical Congress, Rio de Janeiro, August 9-18, 1956, S. 18-20, Frankfurt a.M. 1956
- ROGLIĆ, JOSIP: Das Verhältnis der Flusserosion zum Karstprozeß Z. f. Geomorph., N. F., Bd. 4, S. 116-128, Berlin 1960
- SACHSENHOFER, REINHARD F.: Zur Inkohlung des Ennstalertiärs. Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Klasse, Abt. I, Bd. 197, S. 333-342, Wien 1988/89
- SCHAFFER, F. X. (HRG.): Geologie von Österreich. Wien 1951
- SCHAUBERGER, OTHMAR: Über die vertikale Verteilung der nordalpinen Karsthöhlen. Mitt. Höhlenkommission 1955, Bd. 1, S. 21-28, Wien 1956
- SCHAUER, THOMAS: Die Blaikenbildung in den Alpen. Schriftenreihe Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft, Heft 1, München 1975
- SCHIRMER, WOLFGANG: Mur-Stapel bei St. Vigil / Südtirol. Deutscher Arbeitskreis für Geomorphologie, 15. Tagung, Bayreuth 1988, Exkursionsführer Osttirol-Dolomiten, S. 91-103, Bayreuth 1988 (vervielfältigtes Manuskript)
- SCHLAGER, MAX: Über zwei kleine Vorkommen tektonisch beanspruchten Jungtertiärs auf dem Hochkönig. Verh. Geol. B.A. 1935, S. 69-73, Wien 1935
- SCHLAGER, MAX: Neuere Erfahrungen über die Lokalvergletscherung des Untersberg- u. Tauglgebietes. Mitt. Naturwiss. Arbeitsgemeinschaft vom Haus der Natur in Salzburg, 2. Jahrgang 1951, S. 18-25, Salzburg 1951
- SCHLESINGER, BERNHARD: Über die Schutteinfüllung im Wimbach-Gries und ihre Veränderung. Münchner Geogr. Abh., Bd. 14, München 1974
- SCHMIDL, ADOLF A.: Das Kaiserthum Oesterreich, I. Bd Die Alpenländer, 2. Abtheilung Das Erzherzogthum Oesterreich mit Salzburg. Stuttgart 1838
- SEEFELDNER, ERICH: Zur Morphologie der Salzburger Alpen. Geogr. Jahresbericht aus Österreich, 13. Band, S. 107-149, Wien 1926
- SEEFELDNER, ERICH: Geographischer Führer durch Salzburg, Alpen und Vorland. Sammlung geographischer Führer, Band 3, Berlin 1929
- SEEFELDNER, ERICH: Zur Altersfrage der Abtragungsf lächen in den nördlichen Ostalpen. Mitt. Geogr. Gese. Wien, 76. Bd., S. 128-150, Wien 1933
- SEEFELDNER, ERICH: Die alten Landoberflächen der Salzburger Alpen. Z. f. Geom., Bd. 8 (1933/35), S. 157-198, Berlin 1935
- SEEFELDNER, ERICH: Die Entwicklung der Salzburger Alpen im Jungtertiär. Mitt. Geogr. Ges. Wien, Bd. 94, S. 179-194, Wien 1952
- SEEFELDNER, ERICH: Entstehung und Alter der Salzburger Ebene. Mitt. Ges. für Salzburger Landeskunde, 94. Vereinsjahr, S. 202-208, Salzburg 1955
- SEEFELDNER, ERICH: Die talgeschichtliche Entwicklung des oberen Salzachgebietes. Geomorphologische Studien, Pet. Mitt., Ergänzungsheft 262, S. 103-114, Gotha 1957

- SEEFELDNER, ERICH: Bericht über die Kartierung des Pleistozäns an der SW-Ecke des Kartenblattes „Salzburg Umgebung“. Verh. Geol. B.A. Wien, S. 77-79, Wien 1957
- SEEFELDNER, ERICH: Salzburg und seine Landschaften. Salzburg / Stuttgart 1961
- SEEMANN, ROBERT: Die sedimentären Eisenvererzungen der Karstgebiete der Nördlichen Kalkalpen. Ann. Naturhistor. Mus. Wien, Bd. 82, S. 209-289, Wien 1979
- SIEGWARTH, ILKA: Geologische Aufnahme des MaB-6-Testgebietes Ramsau: zentraler Teil. Diplomarbeit Geologisch-Paläontologisches Institut (Manuskript), Marburg 1989
- SIMON, L. UND GEISTBECK, A.: Der Königssee. Typus eines alpinen Hochgebirgssees. Geogr. Typenbilder, Bild 2, Gotha 1925
- SIMONY, FRIEDRICH: Vorkommen der Urgebirgsgeschiebe auf dem Dachsteingebirge. Jb. Geol. R.A. 1851, S. 159-160, Wien 1851
- SIMONY, FRIEDRICH: Über Temperatur- und Tiefenverhältnisse des Königssees. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturwiss. Klasse, Bd. 69, S. 656-676, Wien 1874
- SOLAR, FRANZ: Zur Kenntnis der Böden auf dem Raxplateau. Mitt. Österr. Bodenkundl. Ges., Heft 8, Wien 1964
- SPELÄOLOGISCHES INSTITUT DER BUNDESHÖHLENKOMMISSION (HRG.): Die Eisriesenwelt im Tennengebirge (Salzburg). Speläologische Monographien, Band VI, Wien 1926
- SPREITZER, HANS: Zum Problem der Piedmonttreppe. Mitt. Geogr. Ges. Wien, 74. Bd, S. 327-364, Wien 1931
- SPREITZER, HANS: Die Piedmonttreppe in der regionalen Geomorphologie. Erdkunde, Band 5, S. 294-305, Bonn 1951
- STAHR, ALEXANDER: Bodenkundliche Aspekte der Blaikenbildung auf Almen. Nationalpark Berchtesgaden, Forschungsbericht 39, Berchtesgaden 1997
- STINGL, HELMUT: Ein periglazialmorphologisches Nord-Süd-Profil durch die Ostalpen. Göttinger Geogr. Abh., Heft 49, Göttingen 1969
- STINGL, HELMUT: Zur Verteilung von Groß- und Miniaturformen von Strukturböden in den Ostalpen. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-physik. Klasse, Jg. 1971, Nr. 2, S. 25-40, Göttingen 1971
- STINY, JOSEF: Die geologischen Grundlagen der Verbauung der Geschiebeherde in Gewässern. Wien 1931
- STINY, JOSEF: Neue Beobachtungen an österreichischen Quellen. Mitt. der Geol. Ges. Wien, 27. Band, 1930, S. 92-102, Wien 1935
- STOCKER, ERICH: Plaiken – Erscheinungsbilder rascher Hangentwicklung Mitt. naturwiss. Verein Steiermark, Bd. 101, S. 163-174, Graz 1971
- STOCKER, ERICH: Zur Bedeutung der Glazialerosion in Karstgebieten. Mitt. Sektion Ausseerland, Landverein für Höhlenkunde in der Steiermark, 16. Jahrgang, 3. Folge, S. 42-53, 1978
- STRUNK, HORST: Episodische Murschübe in den Pragser Dolomiten – semiquantitative Erfassung von Frequenz und Transportmenge Z. f. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd. 70, S. 163-186, Berlin 1988
- STUMMER, EDUARD: Die interglazialen Seen von Salzburg. Verh. Geol. B.A. 1936, S. 101-107, Wien 1936
- STUMMER, EDUARD: Die interglazialen Ablagerungen in den Zungenbecken der diluvialen Salzach- und Saalachgletscher. Jb. Geol. B.A., Bd. 88, S. 195-205, Wien 1938
- TERMIER, PIERRE: Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des Alpes. Bull. Soc. Géol. de France, 4. sér., tome 3, S. 711-765, Paris 1903
- TOLLMANN, ALEXANDER: Die paläogeographische, paläomorphologische und morphologische Entwicklung der Ostalpen. Mitt. Österr. Geogr. Ges., Bd. 110, S. 224-244, Wien 1968
- TOLLMANN, ALEXANDER: Monographie der Nördlichen Kalkalpen Teil II: Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. Wien 1976
- TOLLMANN, ALEXANDER: Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil III: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Originale Stellung und regionale Tektonik. Wien 1976
- TOLLMANN, ALEXANDER: Die Entwicklung des Reliefs der Ostalpen Mitt. Österr. Geogr. Ges., 128. Jg., S. 62-72, Wien 1986
- TOUSSAINT, BENEDIKT: Hydrologie und Karstgenese des Tennengebirges (Salzburger Kalkalpen, Österreich). Steirische Beitr. z. Hydrogeologie, Bd. 23, S. 1-115, Graz 1971
- TOUSSAINT, BENEDIKT: Der oberirdische Karstformenschatz des Tennengebirges (Salzburger Kalkalpen, Österreich). Die Höhle. Z.f. Karst- und Höhlenkunde, 27. Jg., S. 49-65, Wien 1976
- TRAUTH, FRIEDRICH: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. 1. Teil. Denkschrift Akad. Wiss. Wien, Math.- naturwiss. Klasse, 100. Bd., S. 101-212, Wien 1926
- TRIMMEL, HUBERT: Zur Frage des Alters alpiner Karsthöhlen. Die Höhle. Z.f. Karst- und Höhlenkunde, 1. Jg., S. 45-46, Wien 1950
- TRIMMEL, HUBERT: Höhlen und Niveaus. Die Höhle. Z.f. Karst- und Höhlenkunde, 6. Jg., S. 5-8, Wien 1955
- TRIMMEL, HUBERT: Das Phänomen der „Karsttische“ (Karrentische) – ein Beitrag zu den Problemen einer einheitlichen Karstterminologie. Die Höhle. Z. f. Karst- u. Höhlenkunde, 22. Jg., S. 105-112, Wien 1971
- TRIMMEL, HUBERT: Die Karsttypenkarte der Republik Österreich (1:1.000.000) – ein Beispiel für eine Karstkartierung. Actes du IVe Congres Intern. de Speleologie en Yougoslavie (12-26 IX 1965), Tome 6, S. 61-68, Ljubljana 1971
- VEIGEL, ACHIM: Bergstürze am Achberg bei Unken und am Hirschangerkopf bei Berchtesgaden (Nördliche Kalkalpen). Diplomarbeit TU München (Manuskript), München 1991
- VILLINGER, ECKHARD: Untersuchungen zur Flussgeschichte von Aare-Donau / Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karstes in Südwestdeutschland. Jb. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, Bd. 28, S. 297-362, Freiburg im Breisgau 1986
- WÄHNER, F.: Exkursion nach Adnet und auf den Schafberg. IX Intern. Geol.-Kongress, Führer für die Exkursionen in Österreich, Bd. IV, Teil 2, Wien 1903

WEHRLI, HANS: Glazialgeologische Beobachtungen im Salzachtal zwischen Bruck-Fusch und Paß Lueg. Die Eiszeit, 4. Band, S. 11-25, Leipzig 1927

WEHRLI, HANS: Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. Jb. Geol. B.A., 78. Band, S. 357-498, Wien 1928

WEINGARTNER, HERBERT: Geomorphologische Studien im Tennengebirge Arbeiten aus dem Int. f. Geogr. der Uni Salzburg, Band 9, Salzburg 1983

WINKLER, ARTHUR: Das jüngere Entwicklungsbild der Ostalpen. Z. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, Bd. 1926, S. 381-398, Berlin 1926

WINKLER, ARTHUR: Über Studien in den inneralpinen Tertiärablagerungen und über deren Beziehungen zu den Augensteinfeldern der Nordalpen. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturwiss. Klasse, Abt. I, 137. Bd., Jg. 1928, S. 183-225, Wien 1928

WINKLER-HERMADEN, ARTHUR: Tertiäre Ablagerungen und junge Landformung im Bereiche des Längstales der Enns. Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Klasse, Abt. I, 159. Bd., Jg. 1950, S. 255-280, Wien 1950

WINKLER-HERMADEN, ARTHUR: Geologisches Kräftespiel und Landformung. Wien 1957

ZANKL, HEINRICH: Der Bergsturz am 6./7. 2. 1959 im Wimbachtal (Berchtesgadener Land), ein Beispiel für Bewegungsablauf und Erscheinungsformen glazialer Bergstürze. Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie, Bd. 4, S. 207-214, Innsbruck 1961

ZANKL, HEINRICH: Die Geologie der Torrener-Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen. Z. Dt. Geol. Ges., Jg. 1961, Bd. 113, S. 446-462, Hannover 1962

ZANKL, HEINRICH: Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. Abh. Senckenbergischen Naturforschenden Ges., 519, Frankfurt a. M. 1969

ZELLER, MAX: Das Hochkaltergebirge. Z. DuÖAV, Bd. 45, S. 177-218 und Bd. 46, S. 157-200, Wien 1914 und 1915

ZEPP, HARALD: Geomorphologie. Eine Einführung. Paderborn 2002

ZIEGLER, JOSEPH H.: Jungpleistozäne und holozäne Entwicklung des Reichenhaller Raumes. Geol. Jb., Reihe C, Bd. 22, S. 21-24, Hannover 1979

ZÖTL, JOSEF: Die Hydrographie des nordostalpinen Karstes. Steir. Beiträge zur Hydrogeologie 1960/61, Heft 2, Graz 1961

ZÖTL, JOSEF G.: Karsthydrogeologie. Wien 1974

ZWECKL, JOHANN: Untersuchungen zu Abtragsformen und Bodenschäden im Testgebiet Jenner. Diplomarbeit TU München 1986 (Manuskript)

ZWECKL, JOHANN UND SPANDAU, LUTZ: Untersuchungen zur Blaikenerosion im Jennergebiet des Alpenparks Berchtesgaden. Landschaft + Stadt, 19, S. 122-128, Stuttgart 1987

ZWITTKOVITZ, FRANZ: Alters- und Höhengliederung der Karren in den Nördlichen Kalkalpen. Geol. Rsch., Bd. 58, S. 378-395, Stuttgart 1969

10.2 Karten und Luftbilder (soweit nicht Teil einer Publikation)

BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (HRG.): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Nationalpark Berchtesgaden, München 1998

BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (HRG.): Hydrographisch-morphologische Karte der Bayerischen Alpen 1:25.000

Blatt 8244/8344 Berchtesgaden Ost
8342 Schneizlreuth
8343 Berchtesgaden West
8442 Hirschbichl
8443 Königssee
8444 Hoher Göll
8443/44 Funtensee
München 1975

BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (HRG.): Lawinenkataster der Bayerischen Alpen auf der Grundlage der Topographischen Karte 1:25.000

Blatt 8243 Bad Reichenhall
8244/8344 Berchtesgaden Ost
8342 Schneizlreuth
8343 Berchtesgaden West
8443 Königssee
8444 Hoher Göll
München 1988

BAYER, STAATSMINISTERIUM FÜR ERNÄHRUNG, LANDWIRTSCHAFT UND FORSTEN (HRG.): Karte der Hanglabilitätsformen und -stufen im Nationalpark Berchtesgaden und seinem Vorfeld 1:25.000, München 1987

BAYERISCHES LANDESVERMESSUNGSAMT: Bildflug Nr. 808, Streifen Alpenpark Berchtesgaden, Film: Infrarot-Falschfarben, Maßstab der Aufnahme 1:10.000, Tag der Aufnahme: 23.07.1980. Freigegeben unter Nr. G 7 / 88995 durch Regierung Oberbayern

BAYERISCHES LANDESVERMESSUNGSAMT: Bildflug vom 24.08.1990, Streifen 7-21, Alpenpark Berchtesgaden, Maßstab 1:10.000, Tag der Aufnahme: 24.08.1990

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (HRG.): Geologische Übersichtskarte 1:200.000, CC 8742 Bad Reichenhall. Hannover 1988

DEUTSCHER ALPENVEREIN (HRG.): Steinernes Meer 1:25.000. München 1969

DEUTSCHER ALPENVEREIN (HRG.): Hochkönig-Hagengebirge 1:25.000. München 1972

GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (HRG.): Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1:50.000. Wien 1969

In der Reihe der Forschungsberichte sind erschienen:

- Nr. 1 G. Enders
Theoretische Topoklimatologie
- Nr. 2 R. Bochter, W. Neuerburg, W. Zech
Humus und Humusschwund im Gebirge
- Nr. 3 Herausgeber Nationalparkverwaltung
Zur Situation der Greifvögel in den Alpen
- Nr. 4 G. Enders
Kartenteil: Theoretische Topoklimatologie
- Nr. 5 O. Siebeck
Der Königssee – Eine limnologische Projektstudie
- Nr. 6 R. Bochter
Böden naturnaher Bergwaldstandorte auf carbonatreichen Substraten
- Nr. 7 Herausgeber Nationalparkverwaltung
Der Funtensee
- Nr. 8 H. Schmid-Heckel
Zur Kenntnis der Pilze in den Nördlichen Kalkalpen
- Nr. 9 R. Boller
Diplopoden als Streuzersetzer in einem Lärchenwald
- Nr. 10 E. Langenscheidt
Höhlen und ihre Sedimente in den Berchtesgadener Alpen
- Nr. 11 Herausgeber Nationalparkverwaltung
Das Bärenseminar
- Nr. 12 H. Knott
Geschichte der Salinenwälder von Berchtesgaden
- Nr. 13 A. Manghabati
Einfluß des Tourismus auf die Hochgebirgslandschaft
- Nr. 14 A. Spiegel-Schmidt
Alte Forschungs- und Reiseberichte aus dem Berchtesgadener Land
- Nr. 15 H. Schmid-Heckel
Pilze in den Berchtesgadener Alpen
- Nr. 16 L. Spandau
Angewandte Ökosystemforschung im Nationalpark Berchtesgaden
- Nr. 17 W. Berberich
Das Raum-Zeit-System des Rotfuchses
- Nr. 18 U. Mäck, R. Bögel
Untersuchungen zur Ethologie und Raumnutzung von Gänse- und Bartgeier
- Nr. 19 B. Dittrich, U. Hermsdorf
Biomonitoring in Waldökosystemen
- Nr. 20 F. Kral, H. Rall
Wälder – Geschichte, Zustand, Planung
- Nr. 21 M. Klein, R.-D. Negele, E. Leuner, E. Bohl, R. Leyerer
Fischbiologie des Königssees: Fischereibiologie und Parasitologie
- Nr. 22 W. Traunspurger
Fischbiologie des Königssees: Nahrungsangebot und Nahrungswahl, Bd. I
- Nr. 23 R. Gerstmeier
Fischbiologie des Königssees: Nahrungsangebot und Nahrungswahl, Bd. II
- Nr. 24 W. Hecht, M. Förster, F. Pirchner
R. Hoffmann, P. Scheinert, H. Rettenbeck
Fischbiologie des Königssees: Ökologisch-genetische Untersuchungen am Seesaibling und Gesundheitsstatus der Fische
- Nr. 25 G. Hofmann
Klimatologie des Alpenparks
- Nr. 26 K. Rösch
Einfluß der Beweidung auf die Vegetation des Bergwaldes
- Nr. 27 H. Remmert, P. G. Rey, W. R. Siegfried, W. Scherzinger, S. Klaus
Kleinstmögliche Populationen bei Tieren
- Nr. 28 B. Müller, W. Berberich, A. David
Schalenwild
- Nr. 29 J. Köppel
Beitrag der Vegetation zum Wasserhaushalt
- Nr. 30 H. Zierl et al.
Die Wallfahrt über das Steinerne Meer
- Nr. 31 P. Pechacek
Spechte im Nationalpark Berchtesgaden
- Nr. 32 Chr. Dommermuth
Beschleunigte Massenabtragung im Jennergebiet
- Nr. 33 R. Bögel
Untersuchungen zur Flugbiologie und Habitatnutzung von Gänsegeier
- Nr. 34 A. Schuster
Singvögel im Biosphärenreservat Berchtesgaden
- Nr. 35 M. Höper
Moose – Arten, Bioindikation, Ökologie
- Nr. 36 T. Barthelmeß
Die saisonale Planktonzuckzession im Königssee
- Nr. 37 W. Lippert, S. Springer, H. Wunder
Die Farn- und Blütenpflanzen des Nationalparks
- Nr. 38 G. Gödde
Die Holzbringung um den Königssee
- Nr. 39 A. Stahr
Bodenkundliche Aspekte der Blaikenbildung auf Almen
- Nr. 40 R. Braun
Die Geologie des Hohen Gölls
- Nr. 41 F. Gloßner, R. Türk
Die Flechtengesellschaften im Nationalpark Berchtesgaden und dessen Vorfeld
- Nr. 42 R. Türk, H. Wunder
Die Flechten des Nationalparks Berchtesgaden und angrenzender Gebiete
- Nr. 43 V. Konnert, J. Siegrist
Waldentwicklung im Nationalpark Berchtesgaden von 1983 bis 1997
- Nr. 44 S. Schmidlein
Aufnahme von Vegetationsmuster auf Landschaftsebene
- Nr. 45 Uli Brendel, Rolf Eberhardt, Karin Wiesmann-Eberhardt, Werner d'Oleire-Oltmanns
Der Leitfaden zum Schutz des Steinadlers in den Alpen
- Nr. 46 Herausgeber Nationalparkverwaltung
Forschung im Nationalpark Berchtesgaden von 1978 bis 2001
- Nr. 47 Th. Rettelbach
Die Antagonisten des Buchdruckers im Nationalpark Berchtesgaden
- Nr. 48 P. Pechacek, W. d'Oleire-Oltmanns
International Woodpecker Symposium
- Nr. 49 Dr. Volkmar Konnert, Technische Universität München
Standortkarte Nationalpark Berchtesgaden

Zu beziehen über die
Nationalparkverwaltung Berchtesgaden, Doktorberg 6, D-83471 Berchtesgaden

