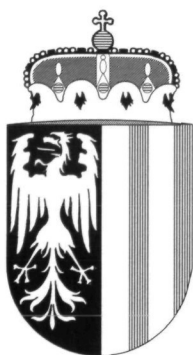


JAHRBUCH
DES
OÖ. MUSEALVEREINES
GESELLSCHAFT
FÜR
LANDESKUNDE

144. Band

1. Abhandlungen



Linz 1999

Inhaltsverzeichnis

Werner Pichler: Die Felsbilder des nördlichen Dachsteingebirges	7
Werner Pichler: Die Felsbildstationen Kollergraben und Hochkogel am Südhang des Schafberges	91
Gerhard Forstenpointner, Andrea Hassl, Alice Kaltenberger, Friedrich Kaltenberger, Stefan Karwiese, Iris Müller: Die Grabungen des Österreichischen Archäologischen Instituts im ehemaligen Benediktinerkloster („Schloß“) Mondsee. V. Interdisziplinäre Auswertung des Inhaltes einer neuzeitlichen Jauchenkiste	99
Willibald Katzinger: Wie man „Heiden“ produziert – Eine Entgegnung	153
Johann Offenberger: Bemerkungen zur Auffindung von Holzfässern im ehemaligen Kloster Mondsee	171
Margareta Vyoral-Tschapka: „Villa Nostra Pfaffenhoven Dicta“ – Der „alte Pfarrhof“ der Pfarre Gilgenberg am Weilhart (Mairhof Nr. 4)	179
Susanne Hehenberger: „...Ich bin mit diesem Knecht geschwistrigt Kinder...“ .Der Prozeß gegen Maria Stumvollin und Johann Scherb (Freistadt/Weinberg 1783) als Beispiel der Strafpraxis beim Delikt „Inzest“ im 18. Jahrhundert.....	199
Harry Slapnicka: Kunstgattung, Tatsachenbericht., Täuschung? Selbstbiographien aus Oberösterreich im 20. Jahrhundert	231
Hermann Kohl: Das Eiszeitalter in Oberösterreich Teil III: Das eiszeitliche Geschehen in den nicht vergletscherten Gebieten Oberösterreichs und die Entwicklung im Holozän	249
Manfred Schmitzberger: Jungsteinzeitliche Wildvogelfunde aus Ölkam/OÖ.	431
Nachrufe	439
Besprechungen	455

15 DAS HOLOZÄN, DIE GEOLOGISCHE GEGENWART

Als Holozän wird der jüngere, nur etwa die letzten 10 000 Jahre umfassende und damit weitaus kürzere Abschnitt des Quartärs bezeichnet, der als Warmzeit an die Würmeiszeit anschließt. Die periodischen Klimaschwankungen des Pleistozäns berechtigen zur Annahme, daß das Holozän auch nur eine zwischenkaltzeitliche Wärmeschwankung und damit ein Interglazial darstellt, wonach mit einer nachfolgenden Kaltzeit gerechnet werden müßte. Diese Frage ist für uns schon deswegen von Bedeutung, weil ausgehend vom letzten, nicht wesentlich länger als 10 000 Jahre dauernden Riß/Würm-Interglazial in absehbarer Zeit mit einem neuerlichen Klimawechsel zu rechnen wäre, was aber offenbar in Widerspruch zu den derzeit gemachten Erfahrungen steht, die eher eine Erwärmung anzeigen. Gerade deshalb wird der Erforschung des Klimaablaufes und dessen zunehmende Beeinflussung durch den Menschen derzeit großes Interesse entgegengebracht.

Der Übergang vom letzteiszeitlichen zum warmzeitlichen Klima der Gegenwart ist bereits im Würmspätglazial erfolgt. Die Auswirkung auf die Vegetationsentwicklung und auf die Fauna hinken anfangs allerdings z.T. beträchtlich nach, was durch spätglaziale Kälterückfälle noch verstärkt wurde. Der letzte dieser Kälterückfälle, die „Jüngere Dryas“ oder „Tundrenzeit“, ging vor etwas mehr als 10 000 Jahren zu Ende. Die damals einsetzende warmzeitliche holozäne Klimaentwicklung hatte bereits um 9500 v.h. annähernd heutige Verhältnisse erreicht (S. BORTENSCHLAGER in B. FRENZEL 1977 261); die Klimaschwankungen seither dürften geringer sein als Einzelercheinungen wie Gletscherschwankungen, Solifluktionsvorgänge, Vegetationsänderungen, auch fluviodynamische Vorgänge u.a. mitunter vermuten ließen (B. FRENZEL, G. PATZELT, S. BORTENSCHLAGER u.a. in FRENZEL 1977 248–259, 260–266, 297–322). Man wird diese zum Teil zeitlich übereinstimmenden, zum Teil aber auch voneinander abweichenden Erscheinungen nur teilweise auf eine weiter zu differenzierende Klimaabfolge zurückführen können, daneben aber auch ganz andere Einflüsse und Faktoren berücksichtigen müssen.

Wenn auch jedes Interglazial gewisse Unterschiede im Ablauf erkennen läßt, so ist für das Holozän die sprunghafte Entwicklung des Menschen und die Auswirkungen seiner Tätigkeit auf die natürlichen Gegebenheiten das Hauptmerkmal. Das endgültige Einsetzen warmzeitlicher Klimaverhältnisse im Holozän hatte neben der schon früher beginnenden Vegetationsausbreitung bis zur Wiederbewaldung und den gleichzeitig erfolgenden Veränderungen im Tierreich auch einen völlig veränderten morphodynamischen Mechanismus zur Folge. Diese Vorgänge verlaufen differenzierter in starker Abhängigkeit vom Relief und damit von der Höhenstufung, so daß von eiszeitähnlichen Verhältnissen mit Vergletscherung in den Hochgebirgen bis zu warmgemäßigten in den Niederungen gesprochen werden kann. Die Aus-

14C-Jahre i. tsd. v. h. konvert. v. h.	n. BLYTT- SERNANDER	Pollenz. n. FIRBAS	archäolog. Gliederung	Walentwicklung nach KRAL 1979	Gletscherhoch- strandperioden (Hst.) nach PATZELT 1977	Phasen verstärkter Akkumulation u. Erosion nachgewiesen bei Grabungen am Fuße der Granitkup- pe in Gusen/Donau KOH 1978
1	Subatlantikum Jüngerer	X	archaische Zeit	Zunahme d. an- thropogenen Einflusses: Fichtendomi- nanz auch in Randalpen u. im Vorland Ausdehnung d. Fichten, Tan- ne von Buche übertrifft, Hainbuche häu- fig (Kultur- zeiger). Ab- sinken d. nat. Waldgrenze auf 2000 m	neuzeitl. Hst. Fernau-1850 spätm. Hst. hochm. Hst.	0,2 Weichhölzer 0,4 Eiche 0,6 Eiche 0,8 Eiche 1,15 ? hochm. Sedimentat.
2	Subatlantikum Älteres	IX	Eisen- zeit Römerzeit	Hst. 1. nach- christl. Jhte. Hst. alt. Sub- atlantikum	Eintiefung Schüttung 1,4 Ulme 1,5 Buche 2,6(2,85) Ulmen u. Eichen Eintiefung Schüttung 3,6(4,1) Eichen Eintiefung Schüttung 4,4(5,0) Eichen	1,75 Weide 2,0 Wallsee 3,1 Eiche 3,2 Ulme u. Eiche mehrfach gestörte bronzezeitl. Sedimentation
3	Subboreal	VIII	Bronzezeit	Max. Tannenaus- breitung in montaner Stufe darunter Buche EMW in tiefe- ren Lagen. Er- le, vereinzelt Hainbuche. Hochstand d. Waldgrenze in 2200 m	Löbber Hst.	5,7 Ulme 6,1 Eiche 6,5 Wallsee 7,0 Eiche mehrfach gestörte neolithische Sedimentation
4	Subboreal	VII	Neolithikum	Ausbreitung d. Tanne u. Buche bis montane Stufe. Eibe. Ausbildung d. Höhenstufen	Rotmoos Hst. 1	gestörtes Mesolithikum
5	Subboreal	VI	Neolithikum	Weitere Aus- breitung d. Fichte in Randalpen. Rückgang von EMW u. Kiefer	Frosnitz Hst.	
6	Atlantikum Älteres	VI	Mesolithikum	Haselmaximum, Fichte bis subalpine Stu- fe, EMW mit Ulme in tie- feren Lagen	Venediger Hst.	
7	Atlantikum Jüngerer	Vb	Mesolithikum	Kieferdomi- nanz mit Bir- ke bis Wald- grenze. Ein- setzen d. EMW, Vordringen d. Fichte	Schlatten Hst.	
8	Boreal	Va	Mesolithikum			
9	Boreal	IV	Mesolithikum			
10	Präboreal	IV	Mesolithikum			

Tab.: 5 Übersicht über geodynamische Vorgänge an der Donau, die Gletscherstände und Vegetationsentwicklung im Holozän

breitung einer geschlossenen Vegetationsdecke hat auch die Lösssedimentation beendet.

Im allgemeinen ist der Ablauf der Vegetation im Holozän auf Grund palynologischer Befunde gut bekannt, wofür zahlreiche Moore entsprechende Voraussetzungen bieten. Auf diesen Forschungsbereich geht auch die allgemein angenommene Gliederung des Holozäns von BLYTT-SERNANDER und FIRBAS (1949) zurück (Tab. 5). Auch Makrofunde, vor allem von Holz, ja ganzen Baumstämmen, finden sich häufig in holozänen Ablagerungen und bieten gute Datierungsmöglichkeiten.

Spielt in der Pflanzen- und Tierwelt der Übergang vom kalt- zum warmzeitlichen Klima während des Spätglazials die entscheidende Rolle, so beginnen die tiefgreifenden Veränderungen durch den Menschen erst mit dessen Sesshaftwerden und damit mit der Einführung von Ackerbau und Viehzucht in der Jüngerer Steinzeit (Neolithikum). Die mit dieser Zeit in großer Zahl einsetzenden Bodenfunde haben auch eine entsprechend intensive prähistorische Forschung beflügelt und stehen nur mehr sporadisch mit den natürlichen Vorgängen (meist Katastrophen) in Verbindung. Sie können daher in diesem Rahmen nicht mehr weiter verfolgt werden. Das gilt auch für die mit der Zeitenwende beginnende historische Entwicklung.

15.1 Die frostexponierte Stufe der Hochalpen

Nur in der über die Schneegrenze (Gleichgewichtslinie) aufragenden nivalen Höhenstufe ist auch gegenwärtig die Existenz von Gletschern und allen damit verbundenen Erscheinungen möglich, was in unserem Raum nur für den bis 2995 m aufragenden Dachstein zutrifft. Selbst das mit dem Großen Priel noch knapp über 2500 m hohe Tote Gebirge, das im spätglazialen Daunstadial zumindest in seinem östlichen Bereich noch reich vergletschert war (R. MOSER 1967 und I/1997 87), blieb nacheiszeitlich ohne Vergletscherung.

Im Vergleich zu den Gletschern ist das Interesse an den ebenfalls in dieser Höhenzone auftretenden Periglazialerscheinungen erst spät erwacht.

15.1.1 Die Dachsteinvergletscherung

Der Dachstein ist mit seinen derzeit noch 563 ha großen Eisflächen (MOSER I/1997) die östlichste vergletscherte Gebirgsgruppe der Alpen; mit dem etwa 300 ha großen Hallstätter Gletscher trägt er heute den größten Gletscher der Nördlichen Kalkalpen. Neben den drei größeren Gletschern, dem Hallstätter, Schladminger und Großen Gosaugletscher auf der breit gefächerten N-, NO- und NW-Abdachung, konnten sich in tiefen Karen der NW-Seite die noch aktiven drei kleineren Gletscher, der Nördliche Torstein-, der Kleine Gosau- und in relativ tiefer Lage auch noch der Schneelochgletscher erhalten



Abb. 131: Die nacheiszeitliche Dachsteinvergletscherung. R. Moser 1997.

(Abb. 131). Der Südliche Torstein- und der Edalgriesgletscher kommen heute über eine bescheidene Firneisbildung nicht mehr hinaus; um 1850 gab es im oberen Koppnkar auch noch den Schmiedstockgletscher, der nach MOSER (I/1997 38 u. 45) entgegen Beobachtungen von LIEB & SCHOPPER (I/1991) inzwischen völlig verschwunden sei.

Der Dachstein zählt seit den eingehenden Arbeiten Friedrich SIMONY's (vgl. T. I/2 u. I/2.1) zu den am besten erforschten alpinen Gletschergebieten. Nach eingehenden Untersuchungen und Vermessungen von E. ARNBERGER & E. WILTHUM (I/1952 und I/1953) hat zuletzt R. MOSER (I/1997) die wesentlichen Erkenntnisse, an denen er selbst in den Nachkriegsjahrzehnten maßgeblich beteiligt war, in einer übersichtlichen Monographie zusammengefaßt, wobei er vor allem dem Verhalten der Gletscher seit ihren letzten *Hochständen* um 1850 große Aufmerksamkeit schenkt (Abb. 131 u. 132).

Die Endmoränen dieses Hochstandes liegen am Hallstättergletscher im Bereich des Taubenriedels und des oberen Taubenkares bis fast 1,8 km unterhalb des derzeitigen Gletscherendes und nur etwa 1 km hinter jenem des Taubenkarstandes.



Abb. 132: Gr. Gosaugletscher, im Gletschervorfeld mit Moränenwällen aus 1850, umgeben vom Hohen (2993 m) und Niederen (2934 m) Dachstein, Mitterspitz (2922 m) und Torstein (2947 m). Auf der Westseite des Torsteins sind der Kl. Gosaugletscher, der nördliche und südliche Torsteingletscher zu sehen. Luftbild Dipl.-Ing. Jäger-Waldau 1980 (Freigabe BMfLV 13080/209-16080)

Knapp vor den Endmoränen des 1850-er Standes deuten ältere Moränenreste auf einen Gletscherstand hin, der nur mit einzelnen Eislappen noch etwas weiter gereicht hatte. Auf Grund der Vegetationsdecke werden diese Moränen dem Hochstand um 1600 und damit dem *Fernaustadium* der Stubaier Alpen (KINZL II/1929) zugeordnet (MOSER I/1997). Hinweise auf diesen frühneuzeitlichen Gletscherstand gibt es auch vor dem Schladminger, dem Großen Gosau- und undeutlicher auch am Schneelochgletscher. Noch ältere Gletscherstände, wie sie etwa PATZELT (1977 u. PATZELT & BORTEN-SCHLAGER 1976) in den Hohen Tauern und Tiroler Alpen sowie H. ZOLLER (1977) u.a. in der Schweiz wiederholt nachgewiesen haben, waren am Dachstein bis auf unsichere Spuren bisher nicht gefunden worden.

Auf Grund solcher Moränenspuren glaubten ARNBERGER & WILTHUM (I/1953 202) auch noch einen von R. Moser nicht erwähnten Gletscherstand zwischen Egesen- und Fernauzustand nachweisen zu können.

Immerhin kann auch hier angenommen werden, daß die frühen holozänen Gletscherhochstände nur ausnahmsweise wenig über jene der Neuzeit hinausgereicht hatten. Das bedeutet aber, daß die Schneegrenze während des gesamten Holozäns nie wesentlich unter der von 1850 bzw. 1600 gelegen sein konnte und damit auch deren Schwankungen im Dachsteingebiet den von PATZELT (1977) in den westlichen Ostalpen ermittelten Betrag von 200–250 m kaum übertroffen haben dürfte.

Gewisse Unsicherheiten bestehen aber bezüglich der eiszeitlichen Einstufung des Taubenkarstandes, der mit seinen mehrgliedrigen 3–4 m hohen Moränenwällen deutlich einen Gletschervorstoß kennzeichnet. Trotz der Nähe zu den neuzeitlichen Hochständen hat v. HUSEN (I/ 1977 43) seinen „Taubenkarstand“ zwischen 11 000 und 10 300 v.h. eingestuft und damit mit dem Egesenstand in Tirol zeitlich gleichgestellt, der seit PATZELT (1975) der Jüngerer Dryaszeit zugeordnet wird.

R. HOCHHOLD (1978, zitiert in SCHMIDT I/1981 70) tritt für eine Gleichsetzung mit dem nach dem Kromertal in der Silvrettagruppe benannten „Kromerstand“ ein, für den eine Zeit zwischen 10.200 und 9500 v.h. angegeben wird und der damit etwas jünger wäre als die Jüngere Dryaszeit (G. GROSS, H. KERSCHNER & G. PATZELT II/1977). Auch R. SCHMIDT (I/1981 70) hält auf Grund einer Pollenanalyse eine Einstufung zwischen Jüngerer Dryas und dem Älteren Atlantikum für wahrscheinlich, wobei er auch eine mittelatlantische Klimaoszillation nicht ausschließt, die dann der Frosnitz-Schwankung Patzels entspräche.

Offen bleibt die Frage, wie die von ARNBERGER & WILTHUM (I/1953f) bis 1560 m herabreichenden Moränenwälle oberhalb der Tiergartenhütte über dem Echerntal einzustufen sind.

Die genannten Autoren halten sie für daunzeitlich, wofür schon A. PENCK (P. & B. I/1909) und auch KINZL (II/1929) eingetreten sind, während v. HUSEN (I/1977 80f) seinen „Echernstand“ in Tallage (um 12 000) mit dem Daun verbindet.

Zum holozänen Verhalten der übrigen Dachsteingletscher siehe Abb. 131.

Die Schneegrenze bzw. Gleichgewichtslinie weist innerhalb des Dachsteingebirges beachtliche Höhenunterschiede auf. Ihre gegenwärtige Lage wird am Hallstätter Gletscher mit 2650 m und am Schneelochgletscher mit 2350 m angegeben, was einen Unterschied von 300 m bedeutet (MOSER I/1977 133). Das kann nur auf die Reliefunterschiede und damit die jeweilige Exposition zurückgeführt werden. Nach GROSS´ (I/1983 81) Berechnung der Gleichgewichtslinie auf der Basis einer Befliegung 1969 nach dem Flächenverhältnis zwischen Akumulation- und Ablationsgebiet 2:1 ergeben sich noch niedrigere Beträge: für den Hallstätter Gletscher von nur 2490 m und für den Schneelochgletscher von nur 2270 m.

MOSER (I/1997) verweist auch auf den gewaltigen Schwund der Gletscher, deren Fläche und Masse seit 1850 bis auf die Hälfte und mehr abgeschmolzen sind, was im Mittel ein Einsinken der Oberfläche um 3 m/Jahr bedeutet. Diese Entwicklung wird nur kurz um 1890, dann durch einen deutlichen kurzen Wiedervorstoß um 1920 unterbrochen und erreichte um die Mitte des 20. Jahrhunderts ein besonders hohes Ausmaß. Zwischen 1973/74 bis 1982 folgt nochmals eine kurze Unterbrechung, als ein Großteil der Alpengletscher, darunter auch die kleineren Dachsteingletscher, vorübergehend deutlich vorgerückt waren. Unter Hinweis auf die am Zungenende der Pasterze vom Gletscher freigegebenen Zirbenhölzer, die für 9400–9500 v.h. ein mindestens um 200 m höheres Gletscherende als heute voraussetzen (H. SLUPETZKY 1990), schließt MOSER (I/1997 16ff), daß der Dachstein während der Postglazialzeit auch schon weitgehend gletscherfrei gewesen sein müsse. Diese Auffassung wird auch von ARNBERGER & WILTHUM (I/1953 202) und von KRAL (I/1971b) vertreten, nicht jedoch von LIEB & SCHOPPER (I/1991) auf Grund ihrer Untersuchungen im oberen Koppenkar.

Die immer noch anhaltende Abschmelztendenz und die damit abgeschwächte Aktivität der Gletscher kommt in der zwar reliefabhängigen, aber im allgemeinen doch bescheidenen Fortbewegung zum Ausdruck, für die MOSER (I/1997 77) auf den Gosaugletschern durchschnittlich 7,10 m/Jahr angibt. Je dünner die Eisoberfläche wird (1967 konnte am Hallstätter Gletscher seine größte Eismächtigkeit von 87 m ermittelt werden – MOSER I/1997 27), um so mehr paust sich in der Eismasse das Untergrundrelief durch, was besonders beim Hallstätter Gletscher die Bedeutung der Hochkare als Akkumulationsbereiche unterstreicht, aber auch im Durchspießen von Felsauftragungen wie des Eissteins und in der Ausbildung einer Gletscherzunge im Ablationsbereich zum Ausdruck kommt.

Als Karstgletscher mit unterirdischer Entwässerung nehmen die Dachsteingletscher eine gewisse Sonderstellung ein. Infolge der starken Korrosionsanfälligkeit des Dachsteinkalkes bleiben Gletscherschliffe nur unter Moränenbedeckung erhalten, die von Endmoränen abgesehen, grundsätzlich auf

Hohlformen ohne oberirdischen Abfluß beschränkt ist. Nur in diesen Bereichen, wo gelegentlich auch vorübergehende Schmelzwasserseen ihre Sedimente hinterlassen haben, ist eine entsprechende frühe Bodenbildung und Vegetationsentwicklung möglich, die auch eine Nutzung dieser Stellen durch Almwirtschaft zuläßt.

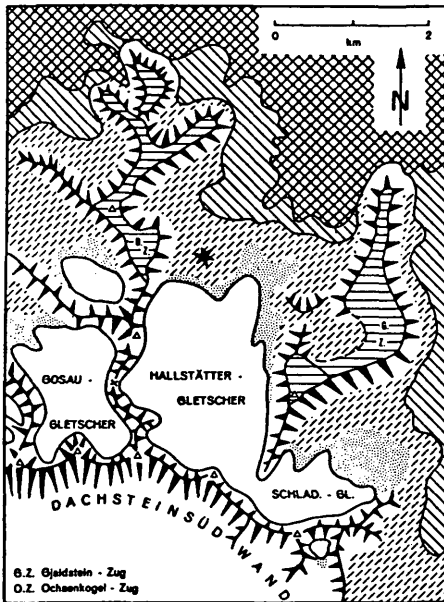
15.1.2 Periglazialerscheinungen in den oberösterreichischen Kalkalpen

Periglazialerscheinungen gab es außerhalb der Vergletscherungen nicht nur in den Kaltzeiten bis in die Niederungen des Vorlandes, es gibt sie, abgesehen von den arktischen Bereichen, auch derzeit noch in der nivalen bis subnivalen Stufe der Hochgebirge. Damit bieten in unserem Raum der Nordalpen alle etwa über 2000 m, unter günstigen Voraussetzungen auch schon über 1800 m aufragenden Gebirge die Voraussetzungen für die Ausbildung eines periglazialen Formenschatzes, was außerhalb der vergletscherten Teile für den übrigen Bereich des Dachsteins und außerdem noch für das Tote Gebirge einschließlich Warscheneck, für die Haller Mauern und die Gipfelbereiche der Gesäuseberge zutrifft. Wie weit auch Voralpengruppen wie etwa das Höllengebirge oder das Sengsengebirge davon betroffen sind, bedürfte noch einer näheren Untersuchung.

Erst spät konnte zuerst in der Schweiz (HABERLI 1975 7f) auch in den Alpen **Dauerfrostboden** (Permafrost) nachgewiesen werden. Einen ersten zusammenfassenden Überblick über diese Erscheinung in den Ostalpen ist G. K. LIEB (1996) zu verdanken, der mit A. SCHOPPER (LIEB & SCHOPPER I/1991) Permafrost auch auf dem Dachstein nachweisen konnte. Während in den Kaltzeiten in den Niederungen grundsätzlich Eiskeile als sicherer Nachweis dafür angesehen werden, gelten in den Alpen **Blockgletscher** dafür als signifikant (LIEB 1996 34). Obwohl als geomorphologisches Formenelement lange bekannt, ist deren Zusammenhang mit Permafrost erst spät erkannt worden. Unter Blockgletschern werden gefrorene, von Eis durchsetzte Schuttmassen verstanden, die sich ähnlich wie Gletscher langsam hangabwärts bewegen (zusammengefaßt in LIEB 1996 13f).

Von den insgesamt 7 von Lieb in den Salzburger, oberösterreichischen und steirischen Kalkalpen erfaßten Blockgletschern liegen 5 in der westlichen Dachsteingruppe, wobei ihre gegenwärtige Aktivität nicht unbedingt erwiesen ist. Ein ziemlich sicherer Nachweis für aktiven Dauerfrostboden gelang allerdings mittels spezieller Bodenuntersuchungen im Koppenkar (LIEB & SCHOPPER I/1991). Am ehesten handelt es sich in den nördlichen Kalkalpen um diskontinuierlichen (nicht zusammenhängenden) Permafrost, dessen Untergrenze mit etwa 2300 m angegeben wird und eine mittlere Jahrestemperatur der Luft von mindestens -1° bis -2° C voraussetzt. Das

abwechslungsreiche Relief des Dachsteinstockes mit perennierenden Schneefeldern und entsprechenden Schutthanhäufungen läßt auch noch weitere Vorkommen erwarten. Kontinuierlicher Permafrost setzt wesentlich tiefere Temperaturen voraus und ist in einer Höhenlage unter 3000 m hier nicht zu erwarten (LIEB 1996 93). Das in den Kalkalpen wesentlich seltenere Auftreten



Scharf ausgeprägte Grate und Kämme, steile Felswände mit dominierender Spaltenfrost- und Steinschlagverwitterung, keine Feinmaterialbedeckung, keine Strukturböden.

Hochgelegene, extrem wind- und frostexponierte Plateauflächen (Reste eines tertiären Reliefs) beiderseits des Hallstätter Gletschers weitab von den Vorfeldern, mit weit verbreiteten Strukturbodengroßformen und -kleinformen, vor allem in den feinmaterialreichen Schichtkopferben, ferner rezente Wanderschuttdecken und Glatthangbildungen.

Firn- und Eisflächen der heutigen Gletscher

Feinmaterialreiche Gletschervorfelder (Zungenbecken des Vorstoßes von 1850), relativ lange Schneebedeckung in den ausgedehnten Hohlformen, nur vereinzelte Vorkommen undeutlicher Strukturbodenkleinformen, Rutschungen an den steilen Innenseiten der Moränenwälle und intensive rinnenhafte Abspülung.

Feinmaterialarmer, fast vegetationsloser Bereich des nackten Karstes mit weiten Nivationshohlformen bei langer Schneebedeckung.

Übergangsbereich zwischen nacktem und bedecktem Karst mit zunehmender Verbreitung von Krummholzinselfen, noch immer Dominieren der großen Nivationshohlformen, sie zeigen beginnende Bindung an Schichtkopfmulden.

Bereich vorherrschender Krummholzbedeckung an den konvexen Schichtköpfen, dazwischen schneereiche, meist noch stark verkarstete Schichtkopfmulden, beginnender Übergang zum Krummholzkuppen - Rasenmuldentyp der tieferen Lagen.

Abb. 133: Gliederung der periglazialen Höhenstufe im Umkreis der Dachsteingletscher. Beziehungen zwischen Relieftyp, Schneedecken- und Vegetationsverteilung und ihre Auswirkungen auf die Standorte rezenter Frostbodenbildungen. P. FRITZ 1976.

der Blockgletscher als in den Zentralalpen ist einerseits gesteinsbedingt, weil Karbonatgesteine weniger zu grobblockigem Zerfall neigen als granitische Gesteine und außerdem das niederschlagsreichere, stark ozeanisch geprägte Klima der Randalpen ihre Entstehung nicht begünstigt. Die Bildungen sind daher undeutlich, neigen eher zu den Blockgletschern ähnlichen Formen wie Solifluktionsloben u.a. und sind daher nicht immer leicht erkenn- bzw. unterscheidbar. Noch weniger ist es derzeit möglich, in diesem Raum aktive und inaktive Formen zuverlässig zu unterscheiden. Auf einer Karte mit der Untergrenze der alpinen Periglazialstufe scheidet LIEB (1996/97) auch die Gebiete mit potentielltem Permafrost aus, zu denen neben dem Dachstein auch die höheren Bereiche im NO des Toten Gebirges zählen.

Die übrigen **Periglazialerscheinungen**, die nicht unbedingt an Permafrost gebunden sind, aber entsprechende Frosteinwirkung mit Frostwechsel voraussetzen, sind in unserem Raum bisher ebenfalls erst sehr lückenhaft erfaßt worden und eher als Nebenerscheinungen bei geomorphologischen Untersuchungen mit beschrieben oder auch als Einzelbeobachtungen erwähnt worden.

Schon früh weist J. SCHADLER (I/1931) auf Steinnetze in der 1450 m hoch gelegenen Eisluog hin, einer weit unterhalb der Untergrenze der Periglazialerscheinungen gelegenen kleinen Höhle im Stodertal (oberes Steyrtal). Diese Strukturen, die in einer frostbedingten Sortierung der Gesteinsstücke nach Korngrößen bestehen, sind hier völlig azonal auf die besonderen Temperaturverhältnisse dieser auch Eis enthaltenden Höhle zurückzuführen.

Einen ersten Überblick über die Verbreitung periglazialer Verhältnisse und deren Bedeutung für die Landformung bietet auf Grund ausgewählter Areale für die östlichen Kalkhochalpenstöcke P. FRITZ (1976), der auch den Dachstein einbezieht (Abb. 133) und auch Vergleiche mit den kristallinen Zentralalpen herstellt. In der Warscheneckgruppe und z.T. auch in den Haller Mauern verweist F. ZWITKOVITTS (I/1962), im östlichen Toten Gebirge A. LECHNER (I/1969) auf dieses Phänomen.

Da auch der periglaziale Formenschatz wie die Vergletscherung klimabedingt ist, ist für sein Auftreten primär die klimatische Höhenstufung entscheidend. Als Hauptverbreitungszonen gelten, soweit nicht von Gletschern bedeckt, die nivale Stufe über und um die Schneegrenze und die darunter anschließende alpine Rasenstufe, die allerdings in den Kalkalpenstöcken kaum zusammenhängend ausgebildet ist. Von unten her wird diese durch die Krummholz-(Latschen-)stufe stark eingeschränkt. Wie die Schneegrenze waren auch diese Stufen im Postglazial entsprechenden Höhengschwankungen unterworfen. Die alpine Waldgrenze ist durch anthropogene Einflüsse (Ausdehnung der Almwirtschaft auf Kosten des Waldes) stark (bis >200 m) abgesenkt worden, wodurch das Vordringen periglazialer Vorgänge zumindest lokal bis in diesen Bereich möglich geworden ist (FRITZ 1976).

Abgesehen davon, daß die Zone des maximalen Frostwechsels mit etwa 1200 m (FRITZ 1996 245) viel tiefer liegt, finden periglaziale Vorgänge im vegetationsfreien und -armen Bereich die optimalen Voraussetzungen, was für die Frostschuttzone zutrifft. Die volle Wirksamkeit des Frostes auf das Gestein setzt aber Eis- und Schneefreiheit voraus, was in dieser Höhenstufe bei allen dem Wind ausgesetzten Reliefformen weitgehend der Fall ist. Neben der Windexposition spielt auf diesen vom Wind freigeblasenen Stellen auch die im Frühjahr bald wirksame Sonneneinstrahlung eine Rolle, die für häufigen Frostwechsel und entsprechende Durchfeuchtung sorgt. Vermehrter Schuttanfall ist die Folge, der unter den Felswänden und unter felsigen Steilhängen entsprechende Halden bildet und bei geringerem Gefälle auf den weitgehend aeren Verebnungsflächen der Altlandschaft, insbesondere durch Frostsprengung zerstörte Karrenfelder, zur Anreicherung von Massen eckigen Schuttes (Scherbenkarst) führt.

In hochgelegenen, lange mit Schneeflecken bedeckten Hohlformen wie z.B. im Koppenkar können die Schuttmassen auch durch die Schmelz- und Gefriervorgänge bewegt werden und dann typische Formen der freien (ungehemmten) Solifluktion hervorrufen wie Schuttloben und -wülste (LIEB & SCHOPPER I/1991). Abwandernder Schutt bedingt meist auch unter Frosteinwirkung eine gewisse Hangglättung, wie sie FRITZ (1996 260) im Dachsteingebiet am Abfall des Hohen Gjaidsteins zu den Verebnungsflächen der tertiären Altlandschaft erwähnt.

Typische Glatthangbildung hat auch ZWITTKOVITS (I/1962 Bild 3) am Dolomitkamm des Hochmöbling (Warscheneckgruppe) beobachtet (Abb. 134).

Auf den besser durchfeuchteten Altflächen in etwa 2630 m und 2400 m des Dachsteins kommen auch die für die periglaziale Höhenstufe typischen Frostmusterböden, vor allem Steinringe, je nach Mächtigkeit der Schuttdecke als Groß- und Kleinformen vor, die eine gewisse Sortierung der Komponenten nach Korngrößen unter Frosteinwirkung darstellt, wobei die gröberen Steine außen als Ringe angeordnet sind. Diese Bildungen werden auch – eher vereinzelt – in den Gletschervorfeldern angetroffen, wo sie FRITZ (1976 244) und auch MOSER (I/1998 127) erwähnen.

In der Rasenstufe treten mit zunehmender Vegetation Formen der gebundenen Solifluktion auf, worunter die Behinderung dieser Vorgänge durch die meist in Polstern auftretende Vegetation verstanden wird. Als Initialbildungen gelten Barflächen in der Rasendecke, die durch Lockerung und Hebung der Wurzelballen infolge Kammeisbildung und Auswehung des Feinmaterials durch Wind entstehen (Rasenschälung). Unter Mitwirkung des Frostes bei entsprechender Durchfeuchtung kommt es auch zur Frostsprengung und Zerkleinerung des Gesteins, so daß auf den Barflecken grundsätzlich eckiger Gesteinssplitt vorliegt. Auf geneigten Flächen führen Frostschub und Solifluktion zur Ausbildung von Rasengirlanden, die ebenfalls wie

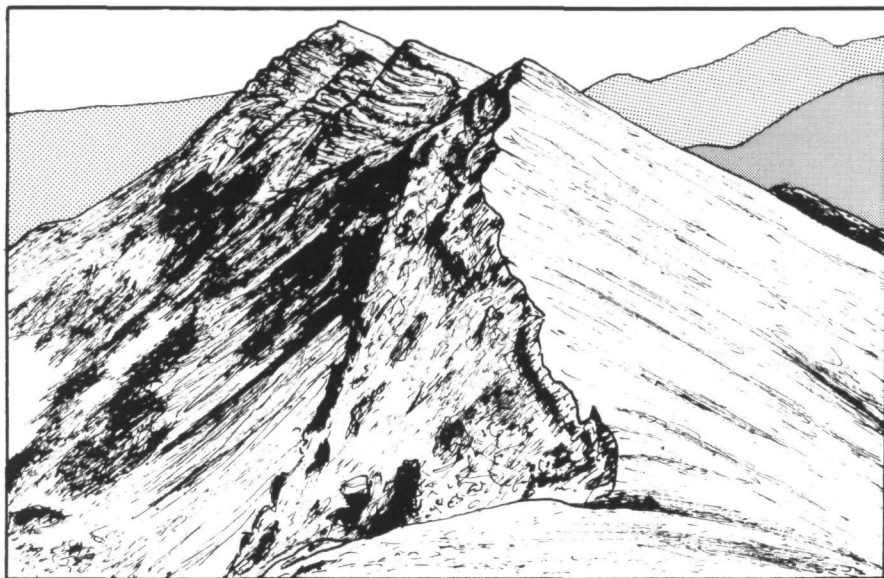


Abb. 134: Glatthangbildung im Dolomit der Hochmöblinggruppe (bis 2341 m), Warscheneck. Der NNO-SSW verlaufende asymmetrische Kamm zeigt am ca. 35° gegen WNW geneigten, durch das Einfallen der Schichten begünstigte frostbedingte Glättung, während am steilen OSO-Abfall der an den Schichtköpfen ausbrechende Schutt mächtige hoch hinaufreichende Halden bildet. Zeichnung Kohl nach einem Foto von F. Zwittkovits 1962.

die den Höhenlinien parallel verlaufenden Rasenwülste oft ganze Rasenterassen bilden können. Diese hangparallelen Rasenwülste, die je nach Windrichtung und Hangausbildung auch schräg verlaufen können, dürfen nicht mit den sogenannten Kuhgangeln verwechselt werden, die allerdings in den höheren Lagen auch Anlaß zur Ausbildung solcher Frostvorgänge sein können. Bei weiterer Zunahme der Hangneigung können auch in der Falllinie verlaufende Streifen daraus hervorgehen.

Vegetationsfreie Flecken entstehen auch durch lange anhaltende Schneefelder, deren Schmelzwässer auch die Korrosion der Karbonatgesteine, aber auch die Frostsprengung des Gesteins fördern, wodurch wannenartige Barflecken sehr unterschiedlicher Größe entstehen. Diese Schneefleckenerosion, besser -korrosion (auch Nivation), kann bis in die Latschenzone hinabreichen und deren geschlossenes Auftreten wesentlich auflockern. Häufig tritt diese Erscheinung auch an Dolinen und ganzen Dolinengassen auf. Gute Beispiele dafür bietet FRITZ (1976) aus den östlichen Kalkalpenstöcken. Diese Nivationswannen sind aber auch in unserem Raum weit verbreitet. Der Verfasser konnte selbst noch in der Gipfelregion des Höllengebirges auf der nordexponierten Seite des 1816 m hohen Höllenkogels an einem meist bis in den

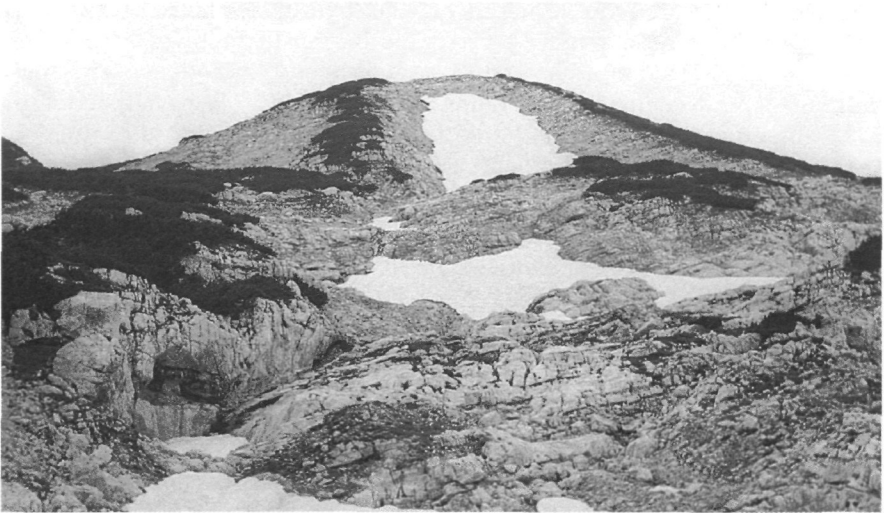


Abb. 135: Schneefleckenerosion am Gr. Höllenkogel (1862 m) im Höllengebirge. Foto: H. KOHL.

Sommer andauernden Schneefeld diese Erscheinung beobachten (Abb. 135), ebenso dürfte auch in dem bis 1961 m hohen Sengsengebirge damit gerechnet werden, wo F. BAUER (1953) in einer der Verkarstung gewidmeten Untersuchung auf den hochgelegenen Verflachungen eine gewisse Überprägung von Karstformen durch Frostschutt vermerkt und auf lange Schneelagen in Hochmulden verweist.

In der südlichen Umrahmung des Windischgarstener Beckens weist F. ZWITKOVITS (I/1962 62 u. 72) mit der „Zone der mechanischen Verwitterung“ bzw. „Schuttzone“ auf die periglaziale Gestaltung dieser Höhenstufe hin, die er am Warscheneck von 1900–1950 m bis zum Gipfel in 2389 m reichend und in den Haller Mauern über 1800–1850 m angibt. Rasenwülste erwähnt er im Hauptdolomitgebiet des Kleinmöbling-Kirchfeldes in 1950 m, auf der Speikwiese in über 1900 m und beim Großen Scheiblingstein in 2000 m. Nach seinen Beobachtungen entstehen bei Neigungen von 5–15° horizontal angeordnete Rasenstufen, bei >15° Rasengirlanden, die bei >25° in steile Schutthänge übergehen. Bei einer Neigung von 30–35° werden Schutthänge ausgebildet, wie expositionsbedingt an den Nordhängen des Warscheneckhauptkammes. Auch der Kamm bzw. Grat des im Hauptdolomit gelegenen Hochmöbling (2341 m) verdankt der frostbedingten und windexponierten Ausbildung eines Glatthanges auf der Westseite seine ausgeprägte Asymmetrie (Abb. 134).

Ebenso weist im östlichen Toten Gebirge A. LECHNER (1969 99) auf eine frostbedingte Formgebung im Bereich der „Frostschuttzone“ hin, die er nach