©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

Jb. Oö. Mus.-Ver.	Bd. 125/I	Linz 1980

ZUR REKONSTRUKTION DER HOCHGLAZIALEN VERGLETSCHERUNG IM BECKEN VON WINDISCHGARSTEN–STODER

Von Harald Eicher

(Mit 2 Klapptafeln)

Einleitung

Wenn wir die bisherigen Arbeiten durchsehen, die auf die Vergletscherung dieses Raumes Bezug nehmen, sei es geomorphologischer oder quartärgeologischer Betrachtungsweise, so erkennen wir, daß eine genaue Rekonstruktion mangels einer Gesamtkartierung bisher nicht angestellt wurde. Es hat sich am glazialmorphologischen Grundkonzept von A. Böhm (1885) und A. Penck (1909) als Interpretation einer Übersichtskartierung kaum etwas geändert. So unterscheidet sich die Arbeit von F. Zwittkovits (1963; Tafel 8) von der Penckschen Interpretation nur dadurch, daß die Moränenwälle W und SW Vorderstoder nun richtig zu Lokalgletschermoränen des Loigistal-Gletschers korrigiert wurden (A. Penck sah in ihnen noch Eisrandmarken einer Stodertal-Gesamtvereisung), während im Becken von Windischgarsten noch immer die Ansicht vertreten wird, daß die Würm-Maximalvereisung in der Endmoränenwallanlage N Teichlbrücke (NW Leeb, noch vor der Pießlingmündung in die Teichl) zu erblicken ist. Dadurch war die Eiskalotte im Becken von Windischgarsten so nieder angesetzt, daß man ihr die zur Gesamtabdachung zu hoch gelegenen Moränenwälle beim Gleinker See, in Spital a. P.–Hasenberg und Klammbach W Bosruckhütte nicht zuordnen konnte. F. Zwittkovits blieb daher nur der Ausweg, dort, wo es ging, sie Lokalgletschern zuzuordnen (Gleinker See, Hasenberg), während die mächtige Moränenwallanlage W Bosruckhütte einfach als alte Grundmoräne ausgeschieden wurde. Die übrige Abgrenzung der Grundmoränenbedeckung ist weitgehend mit den geologischen Spezialkarten von G. Geyer (1918) und O. Ampferer (1933) identisch. Die Genauigkeit der Abgrenzung des Quartärs auf diesen geologischen Karten im Maßstab 1 : 75 000 ist jedoch äußerst unterschiedlich. Während O. Ampferer Lockergesteinsauflagen sehr gewissenhaft ausschied, ging G. Geyer in der allgemein bevorzugten Festgesteinsfor-

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

schung entsprechend der damaligen Zeit mit dem quartären Anhängsel dementsprechend oberflächlich um. Die Areale auf den Österreichischen Karten Nr. 68 und 98 waren entsprechend korrekturbedürftig und waren mit den Abweichungen zu F. ZWITTKOVITS auch der Anlaß einer Neukartierung durch den Verfasser in den Jahren 1976 und 1978, deren Ergebnis im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 1979 veröffentlicht wurde. Diese Kartierung ergab wesentliche Neuerkenntnisse (neu gefundene Eisrandmarken oder auch bekannte Leitformen, die durch bessere Aufschlüsse neu zu interpretieren waren), sodaß an eine Rekonstruktion der kaltzeitlichen Vergletscherung herangegangen werden kann, die nun auf zahlreichen Abgrenzungskriterien basiert.

In der Talung von Hinterstoder gibt es mangels an hochglazialen Eisrandmarken in der Arbeit von A. LECHNER (1969) wenig Neuerungen. Hier ist die Rekonstruktion insofern schwierig, da die Steilheit des Geländes (die zu vermutende Eisrandhöhe liegt stets in Höhe der glazial unterschnittenen Hänge) Seitenmoränen kaum halten konnte. Da die quartäre Entwicklung in der Hintertambergau bereits dem hochglazialen Sandervorfeld entspricht und der Raum NW Mitterstoder/Stegerbach einen neuen, nicht zu parallelisierenden Vorstoß anzeigt, muß man A. LECHNER (1969; 95) gegenüber S. PREY (1971; 60A) trotz Fehlens von Eisrandmarken in der Ansicht unterstützen, daß im Hochglazial das Stodertal eiserfüllt war.

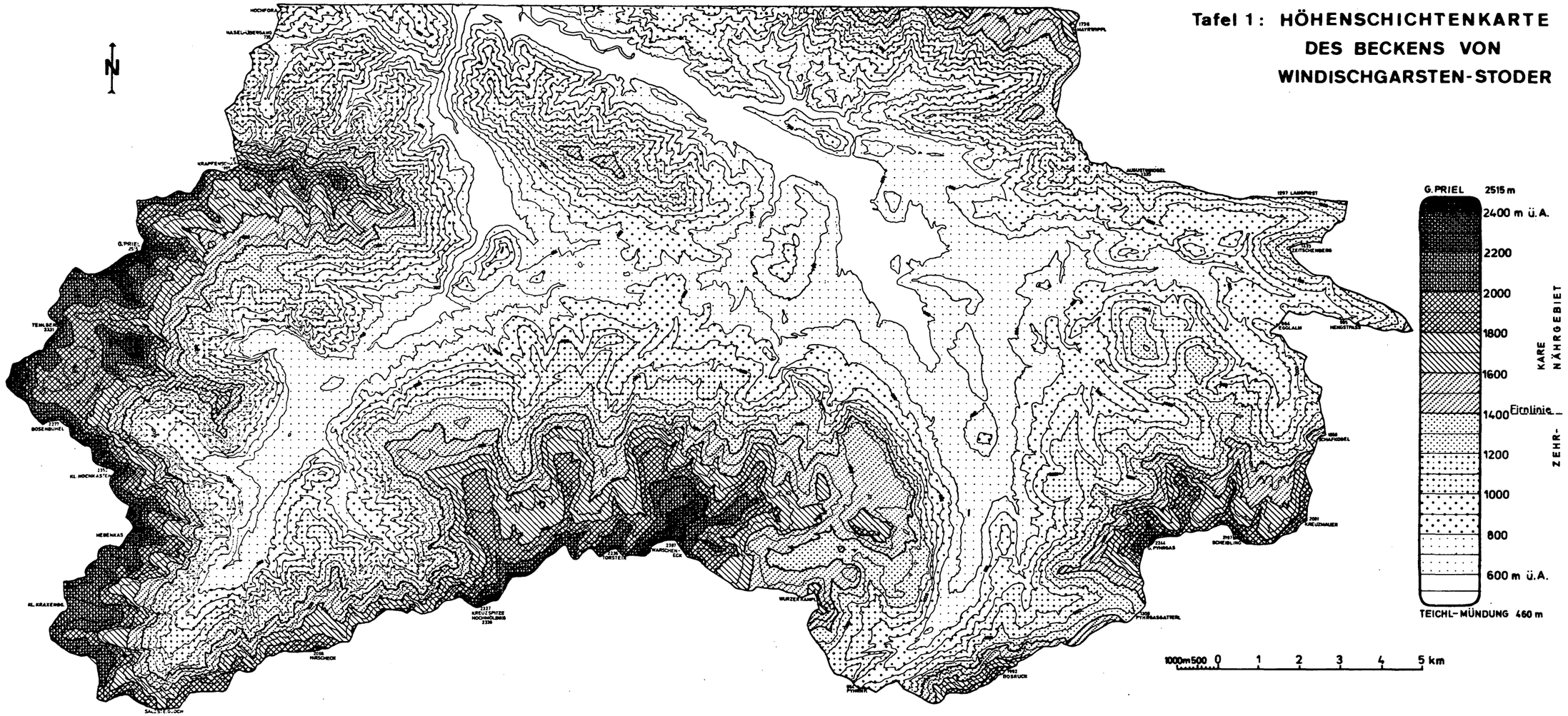
Mit den genannten Autoren ist die bisherige glazialmorphologische bzw. quartärgeologische Bearbeitung dieses Raumes bereits erschöpft. Wir haben es hier im Vergleich zum benachbarten Gebiet, das von D. v. HUSEN (1968 und 1975) bearbeitet wurde, mit einer Kartierungslücke zu tun, die sich in dementsprechend ungenauen Rekonstruktionsergebnissen widerspiegelt.

Zur Großformung der Senkungszone von Windischgarsten–Stoder

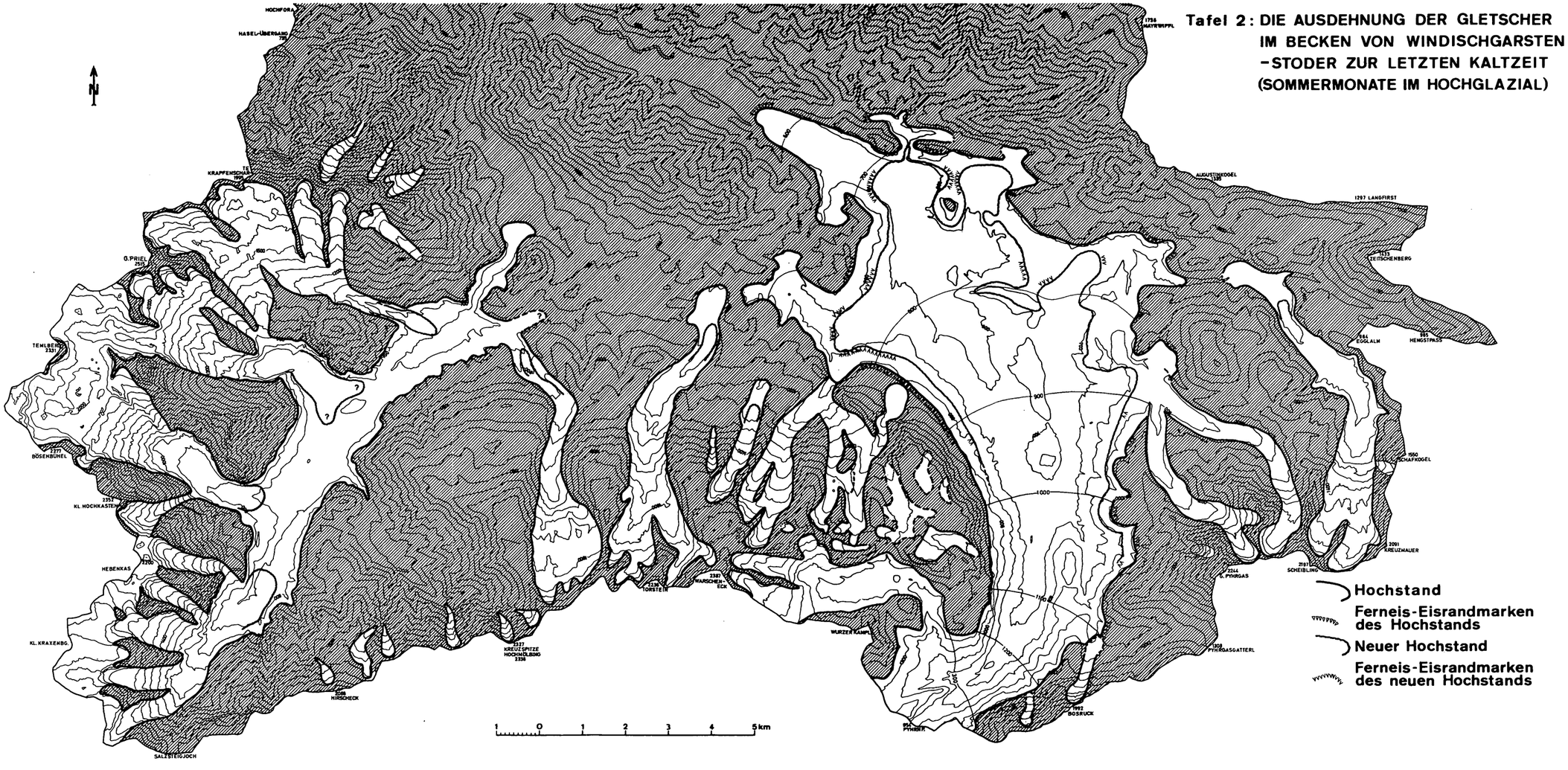
Ähnlich wie das auf der anderen Seite des Toten Gebirges gelegene Hochbecken von Bad Mitterndorf, hat auch das Becken von Windischgarsten–Stoder als Gesamtraum eine zur Großformung widersprechende Hydrographie. Die Entwässerung geht quer über die O–W verlaufende Senkungszone hinweg, und man fragt sich, welche erosiven Kräfte den Ost-West-Verlauf des Großraumes erst geschaffen haben, der heute durch eine weitere Gliederung in Schwellen und Teilbecken (Windischgarsten, Stodertal, Hintertambergau) vorliegt. Die naheliegendste Betrachtungsweise der ursprünglichen Ausgangsform (Vorform) dieser Senkungszone liegt ähnlich wie beim Bad Mitterndorfer Becken in einer tertiären inneralpinen Poljenanlage, wenngleich hier nur mehr wenige Niveauträger eines vererbten alten Poljenbodens aufzufinden sind, der etwa in 930 m

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

Tafel 1: HÖHENSCHICHTENKARTE DES BECKENS VON WINDISCHGARSTEN-STODER



©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at



©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

Höhe lag (z. B. Flur von Ramsebn). Mit der allgemeinen Höherschaltung des Alpenkörpers im Pannon dürfte der ehemals einheitliche Poljenboden der ersten Auflösungstendenz unterworfen worden sein, die mit der klimatischen Änderung im Levantin (die semiaride klimamorphologisch bedingte Flächenerhaltung hat in den folgenden humiden Klimaten ein Ende) eine zusätzliche linearerosive Zerschneidung erfuhr, wobei die weichen Gosau-Gesteine relativ leicht auszuräumen waren, während gerade im Karbonatgesteinsbereich die höchsten Schwellen vorliegen. Eine 930-m-Flur hätte, wie auch aus der Höhenschichtenkarte (Tafel 1) ersehen werden kann, die gesamte Senkungszone umfaßt. Die häufig vorkommenden Höhen um 830 m könnten eine weitere Niveaugeneration darstellen.

Die größte und rascheste Auflösung des ehemaligen Gesamtbeckens in weitere Teilbeckenvertiefungen und Umwandlung in eine großmorphologische Form, die heute nur mehr als inneralpine Senkungszone anzusprechen ist, brachten wohl die quartären Kaltzeiten. Es muß bedacht werden, daß die hier angestellte würmzeitliche Vereisungsrekonstruktion in einer ähnlichen Dimension wahrscheinlich sechsmal anzuwenden ist. Durch den jeweiligen überlappenden Ennsgletscher erhielten die Pyhrnregion, die Teichl- und Edlbach-Furche (vermutlich durch Störungen zusätzlich aufgelockertes Gosau-Gestein – man beachte das durchgepauste Lineament) sowie der engere Raum von Windischgarsten/Rading eine besonders starke glazialerosive Umprägung. Wie an den Eisrandkörpern abgelesen werden kann, wird das weiche tonige Gestein völlig zerrieben, so daß in den Grund- und Endmoränen diese Gesteine selten als Tonschiefer-Geschiebeanteile vorliegen, sondern bestenfalls die tonige Matrix der härteren Geschiebeanteile darstellt. Auch die Karbonatgesteinsgeschiebe sind kantengerundet, als Grundmoräne meist sogar völlig rund, so daß es kein Wunder ist, daß die Hauptmasse der Tongesteinsausräumung auf pelitische Größe zerrieben wurde, ehe ihre Bestandteile als feine Trübe von den Sander-Bächen fortgeführt wurden.

Wie sehr die Petrovarianz sich in der Konfiguration widerspiegelt, zeigt sich schon südlich des Pyhrnpasses, wo der jeweilige Gletscher sich selektiv in die Werfener Schichten hineinarbeitete. Das kleine Becken von Bliem–Pyhrnmoos beinhaltet heute eine mächtige quartäre Auffüllung. Nördlich des Pyhrnpasses konnte die schmelzwasserreiche Eiskalotte als kleines Abschmelzbecken besonders selektiv arbeiten, da nach heutiger Lehrmeinung die subglaziale aquatische Erosionsleistung (infolge des unter hydrostatischem Druck stehenden Schmelzwassers) besonders hoch anzusetzen ist. Der Wuhrberg nördlich Spital a. P. diente als Eisteiler; die glaziale Erosionsleistung ist in der Edlbach- und Teichl-Furche auf mindestens 200 Meter anzusetzen. Durch das strukturviskose Fließen des Ennsgletschers, der an seiner linken Flanke fast ausschließlich eine Karbonatgesteinszufuhr hatte, ist es zu verstehen, daß bei seiner Auslappung ins Becken von Windischgarsten kaum zentralalpine Geschiebeanteile

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

gelangen konnten. Daher sind exotische Bestandteile in den Moränen äußerst selten.

Die glaziale Überprägung der Gebirgsumrahmung durch Lokalgletscher zeigt sich noch viel deutlicher. Die Klimaverschlechterung traf jeweils ein wild verkarstetes Gebirge. Vom präglazialen Relief in den Haller Mauern, im Warscheneck-Komplex und im östlichen Toten Gebirge ist wohl nicht viel übriggeblieben. Scharfe Grate, Kare und Trogtäler wurden geschaffen, der Felsuntergrund wurde poliert, Rundhöcker entstanden und Talstufen wurden versteilt. Einige größere Dolinen (z. B. in Böden der Stegerbach-Kare oder auf der Hochfläche südlich des Großen Priel) sind, obwohl daneben gut polierte Rundhöcker vorliegen, relativ gut erhalten. Sie dürften, mit Toteis verfüllt, wenig verändert worden sein, so daß die Eisbewegungsbahnen abgeschert über sie hinweggingen, ohne sie auszubügeln. Die Tafel 1 soll veranschaulichen, welche Höhenanteile der umrahmenden Gebirge abdachungsmäßig zur Senkungszone gehören. Gegenüber dem Warscheneck als beträchtliches glaziales Einzugsgebiet ist die Stodertal-Abdachung des Toten Gebirges bislang unterschätzt worden.

Zur Frage des alpinen kaltzeitlichen Klimas

Bisher wurde in allen diesbezüglichen Überlegungen noch keine andere Methode gefunden, als daß man von der Überlegung ausging, daß das Ausmaß der kaltzeitlichen Schneegrenzdepression sich an ähnliche Klimabezirke halten müßte wie heute, mit anderen Worten, daß sie wie rezent an verschiedenen Orten auch verschieden hoch gelegen sein muß. Das Problem liegt darin, daß wir über die kaltzeitlichen Schneeverhältnisse noch weniger informiert sind als über die Temperaturverhältnisse. Auf Grund der eustatisch bedingten kontinentaleren Situation müssen wir, gegenüber heute, die Niederschlagsmengen geringer ansetzen. A. Klein (1953) gibt für das sogenannte Zwischeneisgebiet (zwischen dem skandinavischen und alpinen Eis) für den Raum Clermont-Ferrand gegenüber heute eine Niederschlagsreduktion auf 69 %, für den Raum Berlin gar auf 29 % an. Seiner Berechnung liegt eine rekonstruierte Juli-Isothermenkarte zugrunde, die wiederum kein Garant ist, denn ein Abweichen von ein paar Grad (C) würde beträchtliche Verschiebungen bedeuten. Diese starke Abnahme zum kontinentalen Klima hin kann hier im Nordstaugebiet nicht gelten, der maritime Einfluß muß wohl eher der 60%-Marke entsprechen. Eine kontinentalere Situation bedeutet auch eine größere Temperaturjahresschwankung, womit wir bei der Frage sind, inwieweit der kaltzeitliche Sommer ein beträchtliches Zehrgebiet darstellen konnte. Neben der Möglichkeit, die bekannte kaltzeitliche Waldgrenze an Temperaturverhältnissen der rezenten Waldgrenze abzulesen (heute

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

herrscht in solchen Gebieten ein Juli-Mittel von 10° C gegenüber 21,6° C = Agram, also eine kaltzeitliche Juli-Temperaturerniedrigung von 11–12° C), ist vor allem die ältere Methode bekannt, die zu rekonstruierende kaltzeitliche Schneegrenze an der rezenten zu messen. Die Berechnungen nach A. PENCK (1938), W. WEISCHET (1954) und S. MORAWETZ (1962) ergaben übereinstimmend einen Betrag von 8° C Temperaturdifferenz für das Jahresmittel, wobei H. WAKONIGG darauf hinweist, daß dies einen Mindestwert darstellt, zumal ihm ähnliche Niederschlagsverhältnisse für einst und jetzt zugrundegelegt sind. Auch hier wird der Nordalpenrand nicht allzusehr abweichen: W. WEISCHET (1954) hält die 8° Temperaturabnahme für das atlantische Westeuropa und dem maritimen Bereich der Alpen in Höhenlagen zwischen 1000 m und 2000 m für den realistischen Wert. In einer Zusammenschau aller dieser Überlegungen berechnete S. MORAWETZ (1962) für den Alpenostrand ein kaltzeitliches Temperaturgeschehen von 5 bis 7° C im Juli, –17 bis –19° C im Jänner und –3° C im Jahr. Ein Vergleich mit dem Windischgarstener Raum würde in etwa lauten: Juli 5° C, Jänner –18° C, Jahr – 5° C.

Mit diesen Temperaturabschätzungen (Juli nicht über 5° C) ist es auch verständlich, daß die Schotterkomponenten der mächtigen Nagelfluhentwicklungen im Teichl-Tal sehr einheitlich sind und über Faustgröße nicht hinausgehen. Der sommerliche Schmelzwasseranfall war offenbar zu gering, um in Schichtfluten größere Komponenten mitzureißen. Hier gibt es einen deutlichen Unterschied zum Zwischenflurkörper, der zahlreiche dm-große Schotteranteile aufweist (insbesondere als Abschluß im Hangenden). Hier müssen klimatische Bedingungen geherrscht haben, die in einem größeren Schmelzwasseranfall noch einen erneuten Aufschotterungszyklus bewirkt haben.

Wenn wir zur Schneegrenzrekonstruktion dieses Raumes zurückkehren, so zeigt sich, daß die Autoren, die sich diesbezüglich auseinandersetzten, der Besonderheit dieses Nordstauklimabezirkes Rechnung trugen. Die derzeitige Schneegrenze nimmt A. PENCK (1909) im Toten Gebirge mit 2400 m etwas zu niedrig an. J. SÖLCH (1928) kommt auf 2500 m, R. v. KLEBELSBERG (1948) und F. ZWITTKOVITS (1963) kommen auf einen Wert, der an die 2600 m herankommt. Unter Anwendung der Methode von H. v. HÖFER (1879) kommt F. ZWITTKOVITS für die Lokalgletscher der Warscheneck-Nordabdachung auf eine hochglaziale Schneegrenze von 1450 m, in den Haller Mauern zwischen 1380 m und 1420 m. A. LECHNER (1969) kommt für das östliche Tote Gebirge auf einen Wert von 1380 bis 1400 m und weist darauf hin, daß die allgemein anerkannte Methode nach HÖFER insoferne auf Grenzen stößt, daß die Konfiguration des Firngebietes nicht berücksichtigt werden kann: Es sei ein Unterschied, ob das Firnfeld tief eingebuchtet in seiner Umrahmung liegt, oder ob es sich auf der Hochfläche zwischen den einzelnen darüber aufragenden Kuppen erstreckt (z. B. Dietlalm–Weitgrub).

Nach Ansicht des Verfassers ist diesen Schneegrenzrekonstruktionen von

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

ca. 1400 Metern nach dem heutigen Wissensstand nichts hinzuzusetzen. Diese kaltzeitliche Firnlinie könnte im Warscheneck und im Toten Gebirge je nach Abgrenzung der Lokalgletscher bis zu 60 Meter höher liegen, für den Goslitzbach-Gletscher, Winklerbach-Gletscher und Pözalmbach-Gletscher der Haller Mauern ist eine Firnlinie oberhalb 1400 m undenkbar (!).

Ein sicherer Hinweis sind auch schneegrenznahe Karoidformen (O Rötlmauer 1490 m, NNO Lagersberg 1420 m, Buglkar der Haller Mauern 1400 bis 1500 m, Kleines Maiereck 1500 m), die in der letzten Kaltzeit eindeutig ihre Funktion hatten, wie am Schuttzusammenschub abzulesen ist. Auch hier können wir die gegenüber den Zentralalpen doch deutlich herabgedrückte Schneegrenze beobachten.

Um einen Überblick des möglichen Nährgebietes für diesen Raum zu bekommen, wurde in Tafel 1 eine Höhenschichtenkarte (100-m-Stufen) des behandelten Raumes erstellt, die die oberirdische Wasserscheide als Grenze hat. Sie zeigt, wenn wir von der allochthonen Pyhrn-Vergletscherung absehen, daß die autochthone Vergletscherung asymmetrisch erfolgen mußte und eine Talfüllung nur im Stodertal in Frage kommt. Ein Vergleich mit der geologischen Karte zeigt auch den Unterschied der geomorphologischen Wertigkeit der beiden vorkommenden Karbonatgesteins-Haupttypen sehr schön. Die schönen Karhochflächen sind ausschließlich im Dachsteinkalk-Areal angelegt. Das Gebiet nördlich des Kleinen-Priel-Gebirgszugs besteht wie das Areal zwischen Salzsteigjoch und Kreuzspitze aus Dolomit (Hauptdolomit, Ramsaudolomit), dessen aufgesplittertes sprödes Gestein keine Hochflächengesimse (bzw. Kare) zu halten imstande ist und wild zerklüftet gleich in die Tiefe geht. Hier gab es trotz jeweils günstiger Nordexposition keine Voraussetzung zur Bildung nennenswerter Gletscherkörper. Der Gegensatz am Kleinen-Priel-Gebirgszug ist besonders augenscheinlich, wo die südexponierte, aus Dachsteinkalk aufgebaute Flanke wiederum die Ausbildung sehr schöner Kare zuließ.

Die Höhenlage des Enns-Ferneises im Pyhrngebiet (D. v. Husen: 1300 m) muß auch unter dem Gesichtspunkt betrachtet werden, daß es sich nur rund 100 Meter unterhalb der hochglazialen Firnlinie befand und vom viel größeren Nährgebiet des südlichen Warscheneck-Gebirgskörpers eine beträchtliche Eiszufuhr (wahrscheinlich ein asymmetrisch nach Norden ansteigendes Ennsgletscher-Profil) erwarten konnte. Diese Eismasse blieb wahrscheinlich in der strukturviskosen Fortbewegung der Pyhrn-Überlappung erhalten. Die Haller Mauern konnten hingegen schon vom möglichen Einzugsgebiet her keine nennenswerte Eisunterstützung für die Windischgarstener Beckenfüllung bedeuten.

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

Die allochthone Vergletscherung des Windischgarstener Raumes

Die topographische Beschreibung wird zur besseren Standortfindung (für den Leser) möglichst auf Bezeichnungen beschränkt, die auch auf der ÖK 50 (österr. Karte 1 : 50 000) vorhanden sind. Die Tafel 2 (mit herausgezeichneten Höhenschichten der ÖK 50) zeigt das Rekonstruktionsergebnis, das nun an Hand der »Österreichischen Karte« näher zu erläutern ist. Jene Standorte, wo gesicherte Eisrandmarken vorliegen, wurden in der Tafel 2 zusätzlich mit Pfeilen markiert, um die recht fundierte Basis der Eisrandrekonstruktion zu überschauen. Gemessen an Nachbargebieten inneralpiner Kartierungen sind hier die Eisrandmarken sehr zahlreich. D. v. HUSEN (1968) mußte sich am Beispiel des Enns-Stammgletschers im nördlich anschließenden Gebiet auf wesentlich spärlicher auffindbare Fixpunkte stützen. Das liegt vor allem daran, daß sich die über den Pyhrnpaß und dem Pyhrntal hinwegschiebenden Eismassen im Becken von Windischgarsten ausbreiten konnten, so daß wir ähnlich der Vorlandvergletscherung eine inneralpin entwickelte Lobe vor uns haben, die, mit Fließvektoren nach allen Seiten hin ausgestattet, dementsprechende Ufermoränen ausbilden konnte. Besonders mächtige Materialansammlungen im Zehn-Meter-Bereich gibt es daher in Seitentaleinbuchtungen (Raum W Bosruckhütte, Hasenberg, Fahrenberg, Dambach–Windhag, Knirsch), wo in die freien Räume das Material zusammengeschoben wurde, während auf Vollformen, wenn das Gelände nicht zu steil ist, nur Wälle im 1- bis 4-m-Mächtigkeitsbereich vorliegen. Besonders instabile Hänge bilden die tonigen Gesteine der Gosau, die tiefgründig zu kolluvialem Gehängelehm zurückverwittern und bei Geneigtheit jede aufliegende Last denudativ abgleiten lassen. Deshalb darf man sich nicht wundern, wenn etwa der Mitterberg-Gleinkerau zwischen der Edlbach- und Teichl-Furche (Wurberg bis Garstner Eck), der an sich mit Grundmoräne verkleidet sein müßte, nahezu frei von fremden Geschieben ist. Das schönste Beispiel, wo sich ein Seitenmoränengürtel auf Tongestein infolge der geringen Hangneigung doch noch halten konnte, ist die Flanke zwischen Spital a. P. und Sonnleitner Reut, wo sich in 1020 m ein geschlossener Wall erhalten hat.

Während an der Ostflanke der Pyhrn-Ferneismasse die hochglaziale Eisrandentwicklung in großen Mächtigkeitsunterschieden vorliegt, ist die Westflanke ab Aiblreith (NW Spital a. P.) eine einzige riesige Moränenwallanlage, die an der dem Hang zugewandten Seite noch immer eine Mächtigkeit bis zu 40 Metern erreicht. Der Wall ist auch in der ÖK 50 deutlich sichtbar und zieht sich W Aiblreith in 900 m beginnend über die Wochenendhäuser Gleinker See (N Tommerl) zur Koglerhütte, bis der Pießling-Ursprung dieser inneralpin selten an Mächtigkeit und Geschlossenheit anzutreffenden Ufermoränenentwicklung ein Ende macht. Der Grund dieser Ufermoränenmächtigkeits-Asymmetrie des Pyhrn-Ferneises liegt, wie im Kapitel zuvor erwähnt, im indirekt tributären Zuliefer-

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

gebiet aus dem südlichen und östlichen Warscheneck; daher auch der nahezu unimaterielle Aufbau dieses mächtigen Wallkörpers aus Dachsteinkalk-Geschieben.

Im Raum Walchegg–Gaisrigl sind entsprechende Eisrandkörper nicht eindeutig abzugrenzen, während diesem hochglazialen Stand zuzuordnende Eisstaukörper als Schottermoräne fast bis zum Scheitel des Schweizersberges reichen. Da der Verfasser entsprechende Moränen auch am Girerkogel in 740 m Höhe verfolgen konnte, war der Zusammenhang eindeutig, daß die mächtige Moränenwallanlage NW Teichlbrücke, die A. Penck als auch F. Zwittkovits für das äußerste hochglaziale Ende hielten, diesem zu verfolgenden Moränengürtel nicht entsprechen konnte. Die bisher konstatierte Eiskalotte müßte rund 100 Meter vertikal abschmelzen, daß sie dieser Endmoräne entsprechen würde. Eine Suche nach Endmoränen talauswärts zeitigte Erfolg und ergab, daß das äußerste Moränenende im Teichl-Tal gerade noch auf der ÖK, Blatt 68, (östlich der Eisenbahnbrücke bzw. südlich Stummergut) zu liegen kommt. Deutliche Rückzugsstände, wenn auch durch Kryoplanation und Ackerbautätigkeit zusätzlich verflacht, zeigen sich im Westen des Bahnhofs Pießling-Vorderstoder. Dieses über 3 Kilometer weiter nach Norden vorstoßende Eis hinterließ auch in Seitentaleinbuchtungen Spuren. Im Einschnitt zwischen Girerkogel und Radingberg lag ein hochglazialer Eiskuchen noch im Raum Rettenbach (Endmoräne südlich Kote 583), und in der Pießlingtal-Einbuchtung findet sich ein mächtiger Endmoränenwall südlich des Flusses auf der Höhe Eckbauer. Das Abdachungsverhältnis dieser Eisfüllung ist somit hervorragend überliefert.

Östlich Windischgarsten müßte das hochglaziale Eis unter Berücksichtigung der Behinderung durch das Garstner Eck in etwa die 780-m-Höhenmarke erreicht haben. Auf der meist steilen Wurbauerkogel-Flanke sind Eisrandmarken nicht überliefert; auch in der Salzabach-Einbuchtung wurden im Bereich Bannholzmauer Eisrandmarken, deren Erhalt hier möglich wäre, vergeblich gesucht. Dafür gibt die hochglaziale Dambach-Einbuchtung mit bis zu 60 Meter mächtigen Endmoränensituationen (Windhag und der gegenüberliegende Sporn bei der Höllgrabenbach-Mündung und ein Wall bei Knirsch) wieder ein deutliches Gletscherende. Die hochglaziale Ausbuchtung im Raum Fahrenberg ist durch den Zusammenstoß mit zwei Lokalgletschern verwischt. Die Goslitz- und Winklerbach-Einschnitte haben das Depotgebiet zusätzlich verändert.

Der Raum Oberweng zeigt eine nicht eindeutig zu interpretierende Glazialmorphologie: Ein deutlicher Eisrandkörper liegt in 880 m, 500 Meter südlich der Kote 846, ein weiterer liegt an der Straße Spital–Fahrenberg in 840 m Höhe, 400 Meter SW Gasthof Schrofler. Die beiden genannten Standorte sind jene Partien zweier, fortan immer steiler hinabziehender Moränenzüge, wo ein zusätzliches Herauspräparieren durch Hanggerinne im Knick zum Hintergehänge noch keine Rolle spielt. Der höher gelegene Eisrandkörper paßt mit der 880-m-Höhenlage recht gut in das Abdachungsverhältnis der Ferneismasse. Der nächstge-

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

legene Zeuge des hochglazialen Eisrandes zeigt sich an der bereits eingangs beschriebenen Flanke zwischen Spital a. P. und Sonnleitner Reut, wo man, wenn man von Vorleiten aus die steile Flanke 120 Meter hinaufsteigt, am Übergang zum flacher werdenden Gelände (noch vor der neu errichteten Forstaufschließungsstraße über Hasenberg) in 1005 m jenen wichtigen Seitenmoränenwall findet, der das Eisrandmarken-Bindeglied zwischen Fahrenberg und der Klammbach-Seitentaleinbuchtung darstellt. Die mächtige Lokalmoränenanschoppung am Fuß des Finstertal-Kars paßt auch sehr gut in diese hochglaziale Eisrandrekonstruktion, während die bereits von O. Ampferer gefundene Endmoränensituation in 970 m Höhe (SO Korner) rund 100 m unterhalb der hochglazialen Eisoberfläche zu liegen kommt, die aber sehr gut in die später zu erläuternde Moränenfolge eines neuen Hochstandes paßt.

Die Klammbach-Seitentaleinbuchtung hat zwischen Stiftsreut und Ochsenwaldalm ein ausgedehntes Grundmoränen- und Endmoränenareal entstehen lassen, wobei die mächtige, 40–60 Meter hohe Endmoräne 500 Meter westlich der Bosruckhütte einen besonderen Eindruck hinterläßt. Während die Geschiebeanteile, je näher wir dem Bachdurchbruch kommen, einen hohen Rundungsgrad aufweisen, ja Reste an der Lugkogel-Flanke den Habitus einer Schottermoräne zeigen, nehmen die Zurundungsgrade, den Moränenwall in Richtung Mausmayralm verfolgend, ab und die Geschiebeanteile werden immer kantigere Blöcke. Dies ist die Folge eines Bosruck-Lokalgletschers, der SO Mausmayralm sich auf die Ferneismasse darauflegte und dessen Materialien zur Seitentalabdämmung verschleppt wurden. Damit erklärt sich auch die Mächtigkeitsabnahme des Endmoränenwalls nach Norden. Die Ochsenwaldalm-Hütte steht auf einer schluffigen Flur einer Eisrandlackenfazies, die durch die seitliche Schuttzuführung in ihrer lakustrischen Entwicklung gestört ist. Eine weitere Verfolgung von Seitenmoränen im Pyhrntal nach Süden entfällt auf Grund der Bosruck-Mauer.

Die Pyhrn-Ferneismasse ergibt nun folgendes gesichertes Abdachungsverhältnis:

WESTFLANKE DES GLETSCHERS

Infolge Loferermauern kein Gegenüber Loferermauern, starke Hangschutt- und Lokalmoränenentwicklung am Fuß der Mittagsmauer
Mittagsmauer, Schwarzenberg-Mauer
900 m: Beginn des Seebach-Moränenwalls an der Seespitz-Flanke (NW Aiblreith)
840 m: Seebach-Wall N Gleinker See (NE Tommerl)
790 m: Schweizersberg-Gschwandt
ca. 760 m: Schweizersberg NW Berger
590 m (?): Eisstaukörper Laiming?

OSTFLANKE DES GLETSCHERS

1080-m-Nahtstelle mit Bosruck-Lokalgletscher (= ca. 1160-m-Eisoberfläche im Pyhrn-Haupttal)
ca. 1040-m-Nahtstelle mit Finstertal-Lokalgletscher
1005 m: Seitenmoräne O Vorleiten
ca. 960 m: Oberster Moränen-Staukörper in Oberweng
810 m: Gütl am Pichl
760 m: Knirsch, Muttlingbach-Sporn gegenüber Windhag, Windhag-Flanke
740 m: Girer-Kogel

560 m: Gletscherende am Sporn zwischen dem Ht. Rettenbach und der Teichl

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

Diese Eisrandmarken zeigen einen äußeren Moränengürtel, der mit der eingangs erwähnten Endmoränenentwicklung NW Teichlbrücke (Leeb, Rumpelmayr), innerhalb dieser erst das zentrale Zungenbecken von Windischgarsten–Rading beginnt, nichts zu tun hat. Jene mächtige Moränenanschoppung verkörpert ohne Zweifel einen beachtlichen neuerlichen Gletschervorstoß des Pyhrn-Ferneises, dessen Oberfläche gegenüber dem Höchststand hier eine Vertikalabsenkung von gut 100 Meter bedeutet. Der Eisrand dieses Gletscherstandes prallte auf die Radingberg-Girerkogel-Flanke, wobei weiter im Osten der Gunst-Mitterberg als Eisteiler fungierte, sodaß die mächtige Moränenentwicklung Rumpelmayr zwischen den beiden Einlappungen Rading und Mayrwinkel als Mittelmoräne zu interpretieren ist. Der Salzabach-Schwemmkegel begräbt vermutlich unter sich einen weiteren Eisstaukörper.

War der Wurberg nördlich Spital a. P. schon im Hochstand ein Eisteiler, so kommt nun fast der gesamte Mitterberg der Gleinkerau zum Vorschein, wobei beim kleineren östlichen Zweig der Edlbach-Furche der mächtige Moränenhügel Dörfl-Stummerhof nicht deutlich als Endmoräne zuzuordnen ist. Auch im Bereich Oberweng ist die flächenhafte, bis zum Hochstand hinaufreichende Moränenbedeckung einer gesicherten Abgrenzung hinderlich. Die moränenbedeckten Hangleisten Pramfeld, Hochbrandner und Vorleiten würden in den Rand der ca. 100 Meter tiefer zu veranschlagenden Eisoberfläche gut hineinpassen; eindeutige Wallsituationen aber fehlen. Dafür paßt der Endmoränenwall S Korner sehr gut in diese Höhenlage (Scheitel in 970 m). Die gesamte Bucht von Hasenberg ist eine riesige Grundmoränenanschoppung hochglazialer Materialien, wobei die sandig-kiesige Entwicklung im Liegenden Vorstoßschottern bzw. Stauschutt entsprechen dürfte.

Der wesentlich voluminösere Arm westlich der Gleinkerau hinterließ im Seebach-Gebiet wohl die eindrucksvollste Endmoränenwallanlage des neuen Hochstandes. Zwei parallele, eng aneinandergerückte Wälle, mit noch erhaltenen spitzen Firsten, setzen westlich der Erlerkapelle ein (der Gleinker-See-Abfluß fließt eine kleine Strecke zwischen den beiden) und zieht sich in einem schönen Bogen (mit kleinen Unterbrechungen durch Gerinne) zum flachen Wall Hügel Kote 706–Roßleithen, wo auch die Sanderentwicklung einer Gosauplatte flach aufliegend Richtung Pießling–Tamberg einsetzt. Dazugehörige Staukörper lassen sich auch noch am Fuß des Schweizersberges verfolgen. Kleine, nicht so deutliche Staukörper finden sich beim Tischler am Berg und Aiblreith, wobei die Grenze zu den unterlagernden Tonschiefern ziemlich scharf gezogen werden kann. Das Fehlen von Eisrandmarken in der Gleinkerau bleibt unerklärlich: es scheint, daß die Materialien bei den zu vermutenden Gletscherbewegungsbahnen mehr nach außen gedrängt wurden und der Mitterberg dazu wenig geeignete seitliche Aufprallflächen bot. Die flachen Teile südlich des Garstner Ecks waren noch unterhalb der Eisoberfläche. Eine mögliche bevorzugte solifluidale Entblößung von allenfalls einmal aufgelagerten Grundmorä-

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

nengeschieben infolge kolluvialen Gehängelehmtransportes wurde an anderer Stelle bereits erwähnt. Auch die Tonschiefer westlich der Teichl sind äußerst tiefgründig verwittert und zeigen NW Holzergut oder Kleinedthof auch bei Weg-Anschnitten 2 m unter der Oberfläche noch immer keinen anstehenden Tonschiefer, sondern nur seinen Detritus.

Der äußere Rand dieses neuen Hochstandes läßt sich durch die genannten Eisrandmarken, die gegen N immer zahlreicher werden, auf folgende Rekonstruktion zusammenfügen:

WESTFLANKE DES GLETSCHERS	OSTFLANKE DES GLETSCHERS
–, Lofermauern	1005 m (?): Raum Stiftsreut
–, Mittagsmauer	975 m: Wallmoräne SO Korner
–	860–900 m: Pramfeld-Vorleiten?
810 m: Aiblreith	–
780 m: Tischler am Berg?	–
760 m: SW Erler-Kapelle	740 m: Sonnleiten?
700 m: Roßleithen/Schweizersberg	710 m: Staukörper Oberweng S Mühlbach?
640 m: Schweizersberg-Wahlführer	685 m: Gasthaus Sperl Richtung NNW
590–600 m: Ende Leeb/Radingbauer	640 m: Ende N Dörfl
Ende Rumpelmayr in 620 m	

Da innerhalb dieses Moränengürtels sofort die Zungenbeckenentwicklung anschließt (biosedimentologische Verlandungen, seitliche Schwemmkegelzuschüttungen) und nur im Mayrwinkl nahe gelegene Rückzugsmoränen auszumachen sind, liegt der Schluß nahe, daß dieser innere Moränengürtel der letzte generelle hochstandnahe Rückzugshalt darstellt und der weitere Gletscherrückzug die Zeitwende Hochglazial/Spätglazial einleitet. Spätglaziale Ferneisstände konnten sich infolge der Pyhrnpaß-Überwindung hier nicht mehr bilden. Die Mächtigkeit dieses inneren Moränengürtels zeigt an, daß wir es hier mit einem beträchtlichen Vorstoß zu tun haben, der kein gewöhnliches oszillierendes Ergebnis eines hochstandnahen Rückzughalts darstellt, sondern eher einem »Neuen Hochstand« im Sinne von H. Spreitzer (1961) (am Beispiel des Murgletschers) entspricht. Der Verfasser (H. Eicher 1979; 425) konnte bei der Terrassengliederung in der Teichl-Talung (zur Steyr gerichtete Talung, nicht Teichl-Furche W Gleinkerau!) eine Zwischenflur kartieren, die diese Zweiphasenhaftigkeit des Hochglazials unterstützt und wonach jener Zwischenflurkörper, der als eigener Aufschüttungskörper in eine Abtragungsphase der hochglazialen Sonderentwicklung hineingestellt ist, wahrscheinlich diesem neuen Vorstoß entspricht. Derart ausgeprägte Vorstoßleitformen, wie sie hier kartiert werden konnten, war neben den Ausführungen von H. Spreitzer (1961) dem Verfasser am Beispiel des Draugletschers in der Feldkirchener Bucht (1978a) und in ähnlichen Massenverlustsabschätzungen auch im Oberen Gurktal, möglich zu kartieren, sodaß dieses, nun bereits an mehreren Stellen ähnlich beobachtbare Phänomen, für den gesamten inneralpinen Ostalpenraum allmählich Gestalt

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

annimmt. Das eindrucksvollste Beispiel bleibt nach wie vor H. SPREITZERS nachgewiesene Eisstausee-Entwicklung von St. Lambrecht/Stmk., die in jedem Falle einen Zeitinhalt verkörpert, die einer interstadialen Größe entspricht. Wenn auch eine derartige großräumige seitliche Abschnürung die Konfiguration des Beckens von Windischgarsten nicht zuließ, so muß die Reaktion des Pyhrn-Ferneises in diesem Sinne um so höher eingeschätzt werden, als eine nennenswerte Eisunterstützung durch Lokalgletscher im Becken fehlte und es daher eine beträchtliche Reaktion der Ferneismasse bzw. des gesamten Ennsgletschers bedurfte, daß über die Pyhrnpaß-Einengung diese neuerliche Vorstoßphase in einem derartigen Ausmaß durchschlagen konnte, wie dies am Beispiel des inneren Moränengürtels abzulesen ist.

In der Tafel 2 wurden nach aktualglazialmorphologischen Gesichtspunkten für den Höchststand die vermutlichen Höhenlinien im Sinne einer leichten Wölbung eingetragen, wobei die Auswirkung des zur Eisfließrichtung als Sperriegel wirkenden Garstner Ecks dahingestellt sei. Die gesicherten Höhendaten am Gletscherrand zeigen ein ziemlich einheitliches Gletschergefälle von 67 ‰ im Pyhrn-Tal, gut 40 ‰ im Bereich zwischen Ob. Klammbach und der beginnenden Seebach-Wallanlage, ein Absinken auf ca. 35 ‰ im zentralen Zungenbecken von Windischgarsten und wieder ein Ansteigen auf ca. 47 ‰ der hochglazialen Gletscherzunge, die in der Teichl-Talung steckenblieb. Dieses Gefälle ist, verglichen am Stamm-Gletscher (Ennsgletscher nach D. v. HUSEN im Abschnitt zwischen Aigen [1500 m] und Liezen/Pyhrn [1300 m] = ca. 17 ‰ Gefälle), ziemlich hoch. Abgleitungen von Eismassen jenseits von Pässen haben gewöhnlich ein größeres Gefälle als gewöhnliche Talfüllungen. Dazu kommt die Ausbreitungsmöglichkeit des Eises im zentralen Becken von Windischgarsten, wodurch sich eine Lobe ähnlich Vorlandgletschern bilden konnte, für die ein Gefälle von 50 ‰ durchaus üblich ist. Das Zungengefälle des neuen Hochstands wurde aus Gründen der Übersichtlichkeit in der Tafel 2 nicht mehr angedeutet. Es ist dem Hochstand sehr ähnlich, wobei auch hier die Ausdehnung nördlich des Garstner Ecks mit einem Fragezeichen versehen werden muß.

Die Ausdehnung der Lokalvergletscherung

Wenn wir von der falschen Interpretation des Seebach-Endmoränengebiets absehen (Gleinker-See-Lokalgletscher nach F. ZWITTKOVITS 1963; Taf. 8/vgl. H. EICHER 1979; Abb. 2), so wurde von F. ZWITTKOVITS im Bereich Warscheneck/Haller Mauern bereits eine Rekonstruktion versucht, wobei er den heiklen Problemen aus dem Weg ging (Abgrenzung des Rottal-Gletschers, Stodertal). Auch A. LECHNER (1969) setzt sich am Beispiel der Stoder-Talung

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

mit dieser Frage nicht eingehender auseinander, kommt aber in der Abschätzung der Verhältnisse gegenüber S. PREY 1971 zu Kombinationen, die sich hier bestätigen werden.

Das Depotgebiet der vier Gletscher der Haller Mauern (ohne Südseite) wurde entsprechend der genauen Kartierung von O. AMPFERER (1933) gleich übernommen. Während der Dambach-Gletscher durch seine zahlreichen Wallgenerationen (zwischen einem Maximalstand, der den Raum Rosenau erreichte und der inneren Wallgeneration beim Lamberger) eine beachtliche Massenbilanz-Schwankungsbreite aufzeigt, für deren Abstand zu den inneren Moränen auch eine Parallelisierung mit dem neuen Hochstand der allochthonen Vereisung in Betracht käme, ist am Beispiel des Goslitzbach- und Winklerbach-Gletschers eine Zweiphasengliederung durch die Nahtstelle mit dem Ferneis nicht gegeben. Die von F. ZWITTKOVITS (1963; Tafel 8) in Karbodennähe als Schlern-Moränen eingetragenen Wälle konnten bei diesen beiden Gletschern vom Verfasser nicht identifiziert werden. Die beiden kleinen Lokalgletscher im Holzerkar und NW Bosruck wurden auch von F. ZWITTKOVITS für das Hochglazial im gleichen Ausmaß abgegrenzt. Das Verhältnis Nährgebiet-Zehrgebiet ist verglichen am Gesamtraum in den Haller Mauern das größte zugunsten des Zehrgebiets. Das Eis des Nährgebiets, das sich jeweils auf einer kleinräumigen Plattform der Haller Mauern bildete und an der Gesteinsgrenze zu den Gosau-Gesteinen jeweils an die 300 m hinabstürzte, um dann die weichen Gesteine zu Trögen auszugestalten, nimmt maximal ein Fünftel des abzuschätzenden Gesamtausmaßes der Gletscher ein. Die Hauptausdehnung der Karböden auf der Plattform beschränkt sich auch auf relativ bescheidene Höhen (Dambach/Laglalm: 1400 m, Winklerbach/Eiskar: 1600 m, Holzerkar: 1600 m). Eine zu veranschlagende kaltzeitliche Schneegrenze von 1400 Metern ist hier unumgänglich.

Die beachtliche Eintiefung der einzelnen Gletscherzungen in die Gosau-Platte ist ein Ergebnis sämtlicher Kaltzeiten, wobei heute noch kartierungsmäßig eine Situation überliefert ist, die zeigt, daß präwürmzeitliche Gletscher sich auf einem höher gelegenen Geleise vorschoben und dabei zum Teil über den Rand des heutigen Trogs ausuferten. So finden sich beim Wegweiser Sonnleitner Reut (wo die Forstaufschließungsstraße zur Holzeralm umbiegt), wenn man am Scheitel entlang Richtung Oberweng wandert, Tillite, die dieses Ausufern zu älteren Kaltzeiten bezeugen. Auch am Rand des Dambach-Trogs (Bereich Güßangergraben) sowie des Winklerbach-Trogs (Bereich SW Pramkogelhütte) finden sich hochgelegene konglomerierte Moränen, die mit der heutigen Trogtiefe und einer dementsprechenden Eisfüllung, die dazu notwendig wäre, nichts zu tun haben.

Das Warscheneck-Gebiet trug, begünstigt durch seine ausgeprägte Höhenlage und seinem Plateaucharakter, zu allen Haupteiszeiten eine ausgedehnte Firnbedeckung. Sein enormes Nährgebiet, das vor allem an der Südabdachung dem Ennsgletscher eine beträchtliche Eisunterstützung bedeutete, spielt inso-

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

ferne eine Rolle, daß im strukturviskosen Fließen am Rand der Ferneismasse seine mitgeführten Moränenmaterialien (Dachsteinkalk) über die Pyhrnpaßregion erst ins Becken von Windischgarsten gelangten. Ohne diese gewaltige Nährgebietshochfläche zwischen Hochmölbing, Warscheneck und Hochanger wäre die allochthone Eismassenbilanz im Becken von Windischgarsten sicherlich eine andere.

Der Wurzeralm-Gletscher war auf keinen Fall so mächtig, wie er von F. ZWITTKOVITS (1963; 56) beschrieben wird. Ein Hinaufreichen auf 1600 m (seine so hoch beschriebene Seitenmoräne am Wurzener Kampl wurde vergeblich gesucht; hier gibt es nur mehr blanken Fels) hätte zur Folge gehabt, daß das Eis auch nach Norden zur Stubwiesalm hätte ausufern müssen, wofür es keinerlei glazialmorphologische Zeugen gibt. Die hochglaziale Würm-Moräne verkörpert vielmehr jener mächtige Moränengürtel zu Füßen des Wurzener Kampls (1430 m, beim Gscheidriedl 1460 m), der einen wesentlich geringmächtigeren Gletscher markiert. Er war nicht einmal in der Lage, alle präwürmzeitlichen Materialien auszuräumen. Dieses mit Großblöcken durchsetzte kantengerundete Material im Teichlboden ist vermutlich eine Riß-Rückzugsmoräne, die zu Tillit verfestigt wurde und so der würmzeitlichen Glazialerosion in Resten standhielt. Die Wurzeralm war demnach mit einem Gletscher erfüllt, der nur in kleinen Querschnitten nach Osten in den Höllgraben überfloß und dann bald auf die ca. 1300 m zu veranschlagende Ferneismasse traf. Eine mögliche hochglaziale Ferneismarke liegt auf der Schmiedalm; es fehlt an tiefer reichenden Aufschlüssen. Eine nicht unwesentliche Eiszufuhr bedeutete das zur Wurzeralm hin gerichtete Plateau des Mittagbergs bis zur Roten Wand.

Das heute bewaldete, stark verkarstete Schwarzenberg-Seespitz-Plateau ist glazialmorphologisch sehr schwierig zu erfassen. Wenn auch Eisrandmarken nicht ausgemacht werden konnten, so darf man auf Grund der Konfiguration dieses Plateaus annehmen, daß hier zwei kleine und drei größere Gletscherkörper vorlagen. Einer lag sicherlich im Stubwiestal mit Bewegungsvektoren zum Gleinker See, ein zweiter hatte sein Nährgebiet im Stubwieswipfel-Plateau und erfüllte das Rosental, ein Hängetal, das seine Eismassen Richtung Spital a. P. abgleiten ließ. Ein dritter, größerer Körper muß sich nach NO gerichtet im Bereich Weierbaueralm gebildet haben. Zwei kleinere Glazialwannen gibt es im Bereich Schwarzenberg. Von all diesen möglichen Gletscherindividuen war nur das Seegraben-Stubwiestal zum Gleinker See hin gerichtet; die anderen Gletscher, die die Hauptfirnfläche des Plateaus darstellten, ließen fjellartig das Eis nach Osten abfließen. Mit Ausnahme des Stubwieswipfels gab es für das Eis der Plateaufläche kein richtiges Hintergehänge, sodaß die Eisbewegung auf diesem gering geneigten, unweit der Firnlinie befindlichen Plateau (mit vermutlich beträchtlichen Schneeabwehungen) nicht überbewertet werden darf. Da das Einzugsgebiet des Zickalm-Tales auch keine nennenswerten Höhen erreicht und der Stofferkar-Gletscher die Haupteismasse (wie kartierungsmäßig nachzuweisen ist)

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

direkt nach Norden sandte und nur wenig im Bereich Dümler-Hütte nach Osten abgleiten ließ, ist das Nährgebiet des Gleinker-See-Gletschers auch nicht überzubewerten. Dies zeigt sich bei der Kartierung im Gleinker-See-Bereich, wonach im Hochglazial der Gletscher die Ferneismasse gerade noch tangierte. Dies sieht man beim Aufschluß am Parkplatz Gleinker See, wo der Wall ungestört dem Ferneis angehört und andererseits im Gelände Stoffer, wo die kolluvialen Lehme (vermutlich anstehender Tonschiefer) keinerlei Moränenbeeinflussung zeigen. Die Ablenkung des Gleinker See-Gletschers Richtung Pießling-Ursprung nach F. ZWITTKOVITS (1963; 58) hat kartierungsmäßig keinen Rückhalt. Wir müssen zur Kenntnis nehmen, daß der Moränengürtel nahe des Gleinker-See-Ufers bereits dem hochglazialen Stand entspricht.

Das Pießling-Einzugsgebiet beherbergt drei Gletscher, deren jeweilige Größe, Abdachung, Exposition und Form dem isoliert für sich stehenden westlich benachbarten Windhager Gletscher sehr ähnlich ist. Dieser Windhager Gletscher hat seine äußersten, nicht verfestigten Moränen, einer Tillit-Platte (konglomerierte Altmoränen) aufliegend, im Gebiet Kernreith in 1000 Metern Höhe. Der Moränenwall N Windhager See dürfte einem letzten neuen Vorstoß entsprechen. Man darf annehmen, daß die einzelnen Gletscherindividuen im Pießling-Einzugsgebiet (Grasseggerkar, Klöckelkar, Stofferkar) auch im 1000-m-Höhenbereich geendet hätten, wären nicht ihre Zungen zu einer einzigen zusammengefaßt worden. So aber gestalteten die Abschmelzungen einen gemeinsamen unteren Trog, ehe sie in der Enge zwischen Klammberg und Präwald (und dem Ferneisgegenstau) steckenblieben. Eine Eisunterstützung für die Ferneismasse, die über eine Kontaktstelle beim Pießling-Ursprung hinausging, dürfte hier nicht zu erwarten sein.

Am Beispiel des Windhager Gletschers ist zum Teil sogar die rißzeitliche Ausdehnung noch erhalten. Ein konglomerierter Moränenwall läßt sich heute noch bis 880 m Richtung Weingart verfolgen; nach Westen biegt das Depotgebiet Richtung Michelreith um, wo SW Perleiten eine mächtige »Tillit«-Entwicklung anzutreffen ist. Die Altmoränenfortsetzung über den rechten Wall hinaus nach Osten Richtung Pießling läßt sich nur so erklären, daß die rißzeitlichen Pießling-Gletscher die Engstelle Klammberg-Präwald (zudem versperrte hier das höher zu veranschlagende Ferneis) umgingen und über Brunnstein/Graslreith ausuferten. Daß für diese Moränen, die auch konglomeriert sind, ein würmzeitliches Alter (entgegen F. ZWITTKOVITS 1963; 57) nicht in Frage kommt, erkennt man daran, daß an einigen Stellen an der Oberfläche dieser tillitartigen Moränen Roterdereste erhalten sind, die nur ein interglaziales Relikt darstellen können.

Für das Pießling-Einzugsgebiet sei noch erwähnt, daß im Bereich der Tommerlalm (bis 1300 m Höhe als Obergrenze) ein nicht leicht zu interpretierendes Moränengebiet vorliegt, für dessen überdurchschnittlich schluffige Matrix der Verfasser keine Erklärung findet. Es wäre möglich, daß zur Zeit ihrer Bildung

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

die Seegraben-Übertiefung noch nicht im heutigen Ausmaß bestand, sodaß Eismassen vom Stubwiestal-Gletscher und Zickalm-Gletscher ins Pießling-Einzugsgebiet hätten überfließen können (allerdings eine rein spekulative Überlegung). Eine sehr schöne, in der Fallinie angeordnete Blockmoräne zeigt 40 m über dem Stoffer-Trog (500 m SW Tommerl) an, daß hier die Gletscherzunge noch ausuferte. Dies ist wohl nur möglich, wenn die Stofferkar-Eismassen nur zu einem geringen Teil in der Einsattelung S Dümler-Hütte nach Osten in Richtung Zickalm abflossen.

Auf der anderen Seite dieser hier besprochenen Lokalgletscherreihe der NNO-Abdachung des Warschenecks (zwischen Rote Wand und Lagersberg) ist noch als Zeuge einer Miniaturvergletscherung die Karoid-Treppe unterhalb der Kupferspitze (1 km O Zeller-Hütte) zu erwähnen, deren Depot durch Bergsturztrümmer gravitativ mit verändert ist. Dieses kleine Nährgebiet muß rißzeitlich das in 1100 m Höhe gelegene Altmoränenareal geschaffen haben.

Nach Westen folgen nun zwei große Lokalgletscher, deren Einzugsgebietsgröße, Karbodenfläche einschließlich Hintergehänge (morphometrisch zu vergleichendes Nährgebiet) und Ausprägung des folgenden Trogschlusses (Stufe unterhalb der Karbodenplattform) sehr ähnlich sind. Für diese beiden Gletscherindividuen – es ist der Loigistal-Gletscher und Rottal-Gletscher – darf nach morphometrischen Überlegungen eine ähnliche Massenbilanz erwartet werden: In den jeweiligen Karböden zeigen sich Rundhöcker im Zehner-Meter-Höhenbereich, wobei jeweils eine höhere Aufragung (im Rottal-Kar der Mitterberg; im Loigis-Kar der Sporn N Torstein) die beiden Großkare gliedern. Ohne eine Schwelle gehen die beiden Kare in einen 2,70 Meter hohen Trogschluß über, wobei die nach Norden führenden Trogtäler in eine Altmoränen-Basisfläche ausmünden. Die Geologische Spezialkarte von G. Geyer ist in diesem Bereich weitgehend unbrauchbar (vgl. H. Eicher 1979; Beilage 10). So reichte ein präwürmzeitlicher Lokalgletscher über die Hutterer Seite hinweg bis Mitterkrotzen, wo südlich Zamsegg Eisrandbildungen (an der Tambergau-Straße nahe der Abzweigung) aufgeschlossen sind. Welcher präwürmzeitliche Gletscher bis hieher reichte, ob der Loigistal-Gletscher westlich des Hutberges allein ausuferte (die konglomerierten Altmoränen reichen geschlossen von Brandstatt N und Hutstückl bis zum Loigisbach) oder die Gletscherzungen des Rottals und Loigistals vereinigt jene Altmoränen und Eisrandbildungen hinterließen (die bis heute, wie der Bereich Mitterkrotzen beweist, an der Oberfläche denudativ geglättet wurden), kann nicht mehr rekonstruiert werden. Im Würm hielt sich die Loigistal-Gletscherzunge nur mehr an der rechten Hutberg-Flanke und traf anfänglich auf eine Altmoränenplattform, die dann zu einem Trog wieder erodiert wurde. Dies zeigt sich deutlich im glazialen Zerfallsgebiet südlich des Schafferteiches, wo auf einer unterschnittenen konglomerierten Altmoränenplattform 100 Meter über dem heutigen Talboden Würm-Moränen aufgehäuft sind (H. Eicher 1979; Abb. 12a, 12c). Das Würm-Endmoränengebiet des Loigistal-

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

Gletschers ist sehr ausgedehnt. Sein Maximalstand reicht über Kleingrub hinweg bis zur Filzmoserkapelle, wobei nur in der Straßenkehre N Rotbuchner vom Verfasser unterlagernde Altmoränen vermutet werden. Der innere Wall zeigt sich gleich nördlich des Schafferteiches, sich deutlich vom westlichen höheren Wall absetzend. Er ist in den Trog der Maximalvereisung hineingestellt.

Das Depotgebiet des Rottal-Gletschers ist nur scheinbar von zahlreichen Gerinnen zergliedert; in Wirklichkeit halten sich die Gerinne an die Areale zwischen den Moränengenerationen. Der jeweils äußere Bereich, nämlich Spintriegel im Westen und die Flanke S Wartegg (N Wartegg kommt das Anstehende zutage), ist konglomeriert und entspricht der Altmoräne, während dazwischen das Gebiet der unverfestigten Würm-Moränen liegt. Die Ansicht von F. Zwittkovits einer gemeinsamen hochglazialen Endmoräne des Rottal-Gletschers und Steyr-Gletschers, die angenommen werden muß, aber kartierungsmäßig nicht verifiziert werden kann, ist sicherlich zutreffend. Der Wall zwischen dem Kohlbach und dem westlichen Gerinne ist zwar durch den Quellabfluß zusätzlich herauspräpariert, entspricht aber einem Rückzugsstand. Dasselbe gilt für das Moränenareal W Wartegg, das durch den Güterweg deutlich aufgeschlossen ist und wonach die unverfestigte Endmoräne bis zur Ortschaft Loigistal reicht, während weiter östlich nach einem schmalen Streifen erhaltener Altmoräne das Anstehende einsetzt. Im Bereich N Schling liegt in 900 m Höhe eine Rückzugsmoräne.

Westlich Hutterer Höß kommen wir in den Dolomit-Bereich des Warschenecks, in dem an Stelle einer widerstandsfähigen Dachsteinkalk-Karplattform nun tiefreichende Quelltrichterformationen folgen, die in zahlreichen Wand- und Türmchenbildungen wenig Platz zur Stabilisierung des Schnees ließen. Nur 900 m von der Hauptkammlinie entfernt reichen diese Quelltrichter des Weißenbach-Einzugsgebietes bereits in den 1100-m-Höhenbereich hinab. Der Raum Bärenreith zeigt auf den anstehenden Tongesteinen keinerlei Andeutung auf Moränenauflagen. Die Angabe von F. Zwittkovits (1963; 56), daß Grundmoränen eines Steyr-Gletschers in 1520 m und auf der Bärenalm (= Weißenbach NW Kl. Scheibe) in 1640 m (!) vorliegen, entbehrt weder einer glaziologisch möglichen noch kartierungsmäßig untermauerten Grundlage. Auch die beschriebene, höhenlagemäßig eventuell mögliche Moränenangabe in 820 m beim Dietlreith (NW Bärenreith) konnte vom Verfasser nicht ausgemacht werden. Während O Rötlmauer sich zwei Karoide (1490 m und 1510 m) ausgebildet haben, möglicherweise auch nur als Nivationsmulde einer Karstvorform, ist dem Huttererboden keinerlei Schuttzusammenschub als Ergebnis eines ehemaligen Eiskörpers abzulesen. Die Hößflanke ist lediglich mit einer mächtigen periglazialen Hangentwicklung ausgestattet. Eine weitere mächtige periglaziale Hangschuttentwicklung findet sich auch auf der Schmalzeralm, deren Kiese für den Güterwegebau verwendet wurden. Das Steyrtal hatte demnach mit Ausnahme des hochglazialen Rottal-Gletschers keine Möglichkeit, aus dem Warschen-

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

eck-Zug eine Eiszufuhr zu erhalten. Es war daher auf jenen Teil des Toten Gebirges angewiesen, der abdachungsmäßig noch zum Steyrtal gehört.

Wie aus den Tafeln 1 und 2 ersehen werden kann, ist dieser Anteil des in Frage kommenden Nährgebietes beträchtlich und übertrifft das Nährgebiet der nördlichen Warscheneck-Abdachung einschließlich der Haller Mauern. Dieses von den Hochflächen und Karen in die Tiefe stürzende Eis formte fjordartige Trogschlüsse mit beträchtlichen Übertiefungen. Die meist steil unterschnittenen Hangpartien im Steyrtal waren gerade im wesentlichen Höhenbereich (zwischen 800 m und 900 m) nicht in der Lage, Seitenmoränenentwicklungen zu halten. Moränenverkleidungen ohne Wallsituationen gibt es nur im Bereich Mitterstoder SO Schmalzerhof (bis nahe dem Quellgebiet W Sturm) und vor dem Strumboding-Eingang im Bereich Grießer. Daß jeweils diese steile Hangneigung für das Fehlen von Eisrandmarken verantwortlich zu machen ist, sieht man auch daran, daß auf der Hangleiste oberhalb Strumboding (O Kote 853) eine beträchtliche Altmoränenauflage anzutreffen ist, deren Höhenlage nur für Riß in Frage kommt. Der weiter westlich in gleicher Höhenlage an der Forstaufschließungsstraße Stegerrißhütte gelegene Aufschluß ist kein Bachgeröll, wie ihn S. Prey (1971; A 60) interpretierte, sondern eine weitere Marke dieses präwürmzeitlichen Steyr-Gletschers. Die interessante Blockmoränenzone SW Stensberger (östlich des Poppenberg-Talstrunks) zeigt auch an, daß einmal Eis bis hieher reichte. Im Poppenberg-Talstrunk ist eine Bänderschluffentwicklung erhalten (derzeit zu erbohren im Jungwaldbereich), die im Strumboding-Eingang einen Eisrand von 720 m bedeuten würde und für den Würm-Maximalstand in Frage käme. Der Terrassensporn an der Nordflanke des Steyrsbergs (560 m), den der Eselsbach nicht ganz beseitigt hat, dürfte noch der Endmoränenentwicklung entsprechen. Es hat den Anschein, daß sie Vorstoßschottern aufliegen. Die in der Hintertambergau vor allem westlich der Steyr in Terrassenresten deutlich überlieferte hochglaziale Sanderentwicklung läßt auch keinen Zweifel, daß ein würmzeitlicher Gletscherstand am Ausgang der Strumboding endete. Die gut erhaltene Endmoränenentwicklung des Stegerbach-Gletschers darf daher, da direkte Eisrandmarken aus den genannten Gründen im Stodertal fehlen, nicht wie bei S. Prey (1971; A 60) zur Ansicht verleiten, daß es im Hochglazial gar keinen, das Stodertal ausfüllenden Gletscher gab. Wenn Rißmoränen in 850 m Höhe liegen, so kann der Massenbilanzunterschied zwischen Riß und Würm unmöglich ein Resultat sein, daß es im Hoch-Würm keinen Zusammenfluß der einzelnen Lokalgletscher aus dem Toten Gebirge im Haupttal (Stodertal) gab. Auch diese Überlegung möge neben der Terrassensituation der Hintertambergau beachtet sein.

Die Stegerbach-Endmoränen können nur einen sehr ausgeprägten Rückzugsstand bedeuten, dessen Ausmaß für ein zu parallelisierendes Steinach-Stadium auf alle Fälle zu mächtig ist. Eine Parallele zum neuen Hochstand des Ferneises in Windischgarsten scheint möglich zu sein, zumal auch in der Hintertambergau,

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

beginnend mit Terrassenresten in der Strumboding, eine sehr schön erhaltene Zwischenflur kartiert werden kann. Diesem Stegerbach-Stand entspricht offensichtlich auch das mächtige Endmoränengebiet N Baumschlagerreith, das ein Gletscherindividuum abgrenzt, dessen Nährgebiet aus den Karen zwischen Sigistal und Turmtal stammt. Ihm zuzuordnen ist auch die Moränenentwicklung am Ostrawitzbach-Eingang, das dem Gletscher entspricht, dessen Nährgebiet in der Weitgrube am Toten Gebirge lag und dessen Eis sich über die Dietlbüheln schob und in einem Fjell/Fjord-Effekt den prächtigen Talschluß der Dietlhölle schuf.

Schwer abzugrenzen ist der Priel-Gletscher, der, wie aus Tafel 2 ersichtlich ist, von allen Lokalgletschern des zum Stodertal gerichteten Toten Gebirges das größte Einzugsgebiet hatte. Sein Nährgebiet lag zu einem beträchtlichen Teil noch auf der Hochfläche des Toten Gebirges oberhalb des Klinser-Hochtales sowie an der Flanke SW des Großen Priel im Kar des Großen Priel (Kühkar, Goldkar) und im Kirtag-Kar. Alle diese Eismassen flossen im Klinser-Talschluß zusammen, wobei aus dem großen Gefälle der hochgelegenen Nährgebiete eine intensive Eisbewegung stattgefunden haben muß. Die Zunge dieses mächtigen Lokalgletschers traf sicherlich auf den das Tal absperrenden Klinserkogel, der zur Öttlberg-Flanke wesentlich näher steht als zur Ostrawitz-Bergflanke, sodaß eine Ablenkung dieses Standes (ein dem Salzsteig-Gletscher und Sterbach-Gletscher entsprechender Stand) nach S in Richtung Landeserholungsheim zu erwarten ist. Tatsächlich finden sich westlich des Landeserholungsheimes Moränenanschoppungen, die nur zu einem geringen Teil vom auflagernden Schuttkegel der Löckenberg-Rinne gestört sind. Der Endmoränenwall, auf dem das Gehöft Klinser steht, dürfte bereits eine weitere Rückzugsmarke darstellen. Es muß auch beachtet werden, daß Karstflüsse wie der Steyr-Ursprung und die Krumme Steyr durchaus in der Lage waren, weitere ehemalige Moränen-Zeugen im Raume Klinserkogel auszuräumen, sodaß quantitativ ein Äquivalent des Depotgebietes, dieses als mächtigsten aller vier Lokalgletscherindividuen dieses Standes im Stodertal, verglichen an den anderen benachbarten Gletschern, nicht vorliegt. Die Endmoränenentwicklung des Stegerbach-Gletschers ist nicht zuletzt dadurch so gut erhalten, weil dieser noch am Rande des Stoderbodens blieb. Das Sandervorfeld des Stegerbach-Gletschers wurde von der Steyr weitgehend ausgeräumt, wie man an der nagelfluhartigen Entwicklung nördlich Huemer sehr gut studieren kann.

Wie wir aus Tafel 2 ersehen können, sind die vier Gletscherzungen des (vermutlich) neuen Hochstandes voneinander nicht allzuweit entfernt, sodaß eine Schneegrenzdepression nicht sehr groß sein müßte, um sie im Hinterstoder-Boden wieder zu vereinen bzw. umgekehrt die hiefür abzuschätzende Schneegrenze (ca. 1500 m) noch ins Hochglazial gehört. Daß sie sich (als weiterer Beweis gegenüber den eingangs erwähnten Ausführungen von S. Prey 1971) im Hochglazial auf alle Fälle vereinigt hatten, ersieht man kartierungsmäßig auch

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

daran, daß der Eingang des Weißenbachtales mit Würm-Moränen verfüllt ist. Diese Fundstelle wäre ohne ein Zusammenlegen zumindest der drei oberen Gletscher (Salzsteig-, Dietl- und Priel-Gletscher) undenkbar.

Ergebnisse und Folgerungen

Wenn wir vom Stodertal absehen, so können wir abschließend feststellen, daß die Zahl der in dieser Rekonstruktion zu verwertenden Leitformen den benachbarten Räumen qualitativ wie auch quantitativ überlegen war. D. v. HUSEN (1967) konnte sich etwa bei den übrigen Enns-Ferneisausbuchtungen (Richtung Gesäuse/Buchau, Richtung Paltental) kaum auf erhaltene Seitenmoränen stützen, wodurch er sich mit dem äußersten, am jeweiligen Gletscherende befindlichen Endmoränengebiet begnügen mußte und die nach innen ansteigende Eishöhe damit rekonstruieren mußte, solange an Hängen bis in eine gewisse Höhe noch fremde Geschiebe aufzufinden waren. Bis zum Redschitzeck (nördlich Wörschachberg, östlich Hochtausing) gab es keine scharfe Grenze, woraus ersehen werden kann, wie überaus günstig die Eisrandmarken bei der Pyhrn-Ferneismasse liegen, sodaß dort sogar ein äußerer und innerer Moränengürtel ausgemacht werden konnte.

In Zukunft wird der hochglazialen Zweiphasengliederung der Würmzeit mehr Augenmerk zu widmen sein. Jener neuerliche ausgeprägte Vorstoß vor dem spätglazialen Eisrückzug konnte vom Verfasser auch am Gurk-Gletscher und am Drau-Gletscher in der Feldkirchener Bucht (bei einer ähnlichen Eisoberflächenabsenkung von 110 m) nachgewiesen werden. Im Ausgangsgebiet dieser ersten maßgeblichen Erkenntnis eines neuen Hochstands nach H. SPREITZER (1961) konnte der Verfasser im Hochtal von St. Lambrecht am Beispiel des Mur-Gletschers ebenfalls eine Vertikalabsenkung von gut hundert Metern feststellen. Dort geht die Korrektur gegenüber H. SPREITZER dahin, daß gut 120 m über dem neuen Hochstand (vom Oberterrassenniveau nach H. SPREITZER aus gezählt) von St. Lambrecht ebenfalls eine Eisrandsee-Entwicklung gefunden werden konnte, die dem Hochglazial zuzuordnen ist, während die weiteren, 130 m höher gelegenen fremden Geschiebe (nach Ansicht des Verfassers) der Riß-Eiszeit zuzuordnen sind (nach H. SPREITZER ein Würm-Maximalstand). Eine im inneralpinen Ostalpenraum unbestreitbare Tatsache ist schließlich auch die längst bekannte Zweiphasengliederung des Sander-Vorfeldes, wonach in eine Abtragungsphase des Niederterrassenkörpers noch eine Zwischenflurakkumulation hineingestellt wurde (siehe Zwischenflur der Mur östlich Judenburg, der Drau westlich Lavamünd). Es sieht so aus, daß die Gliederung in einen äußeren und inneren Moränengürtel im inneralpinen Ostalpenraum noch deut-

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

licher zutage kommt als bei den nördlichen Alpenvorlandgletschern, wo sich der periphere Gürtel von Endmoränen von den inneren (häufigster Abstand zwischen drei und vier Kilometern) zwar deutlich abgrenzt, die inneren Moränen aber in oft kompliziert gelegenen Wallgenerationen (außerhalb der Stammbekken aber zum Teil innerhalb der Zweigbecken) vorliegen.

Der darauffolgende rasche Eiszerfall, sichtbar in einer spontan einsetzenden Phase der Zungenbekkenfreilegung mit biosedimentologischer Verlandung, ist nun als Charakteristikum des Spätglazials eine weitere allgemein festzustellende Tatsache. Daß beim Pyhrn-Ferneis spätglaziale Stadien infolge der Pyhrnpaß-Überwindung mit einem Schlag fehlen, ist auch nicht anders zu erwarten. Daß jedoch diese Beobachtung auch die Lokalgletscher betrifft, ist nicht selbstverständlich. Wenn wir von einem 900-m-Stand des Rottal-Gletschers absehen, so fehlen Rückzugsstadien des Spätglazials. Die nächsten, eventuell zu parallelisierenden Gletscherstände liegen bereits in Karbodennähe. Sie sind meist in Seitenmoränen erhalten, deren Wälle in Fallinie steil hinabziehen, wobei echte Endmoränensituationen nur selten vorliegen. Der Verfasser möchte eine Abgrenzung Spätglazial-Postglazial einem Spezialisten überlassen, zumal auf Grund der Steilheit des Geländes und der differenzierten Lage zu den Hochflächen einschließlich der Expositionsunterschiede eine Massenbilanzabstufung (Parallelisierung der Stände) sehr schwer anzustellen ist. Daher seien hier im folgenden nur einige Lokalangaben aufgezeigt, die einer Spätglazialrekonstruktion dienlich sein könnten: Ein Stand des Sigistal-Gletschers zeigt sich deutlich am Salzsteigjochweg in 1360 m, der den Wall quert. Ein spätglaziales Depotgebiet des Vögerlalm-Kars bei der Poppenalm-Hütte. Ein Wall auf der Nickeralm, der sich zum Hochplanberg-Kar hinaufzieht. Dietlhölle in 910 m: eine quer zum Trog liegende Wallanlage. Kühkar (heute noch perennierend verfirnt): Beim Prielschutzhaus am Bloßkogel-Hang und auf der gegenüberliegenden Seite Richtung Klinser-Schlucht. Goldkar: nördlicher Wall setzt sich unter der Karschwelle Richtung Bloßkogel fort. Eiskar: hat vor der Prieleralm drei hintereinander geschaltete Kare, im mittleren ein Moränenwall. Schnablalm: Blockmoräne am Spintriegelweg (sicherlich älter als Postglazial).

Im nördlichen Warscheneck: Zeugen spätglazialer Vergletscherung jeweils an der Westflanke der beiden Großkare Rottal und Loigistal (Ob. Rottal 1770 m, Wall 400 m SW Elmwiese, Wall 200 m unterhalb der Kote 1917–Wildalmleiten). Die übrigen Kare des Warschenecks und der Haller Mauern wurden nicht näher begangen. Es wurde nur eine Wanderung vom Sonnleitner Reut über Holzeralm–Gowilalmhütte–Pramkogel ins Winkler-Kar sowie vom Schwarzkogel zur Laglalm durchgeführt. Die Schlern-Moränenangabe von F. Zwittkovits (1963; 59) konnte hiebei keine Bestätigung finden. Die genauere Erforschung der jeweiligen Karentwicklung ist durch das weit hinaufreichende Niederholz sehr erschwert. Der zeitliche Einsatz zu dem zu erwartenden Erfolg ist so groß, daß an unserem Institut keine diesbezüglichen Dissertationen mehr angenommen werden. Die Suche nach tiefer gelegenen hoch- und spätwürmzeitlichen Moränenresten erhielt hingegen dadurch neuen Anreiz, daß die reichliche Bautätigkeit an Forstaufschließungsstraßen der letzten Jahre gerade für die quartäre Kartierung Aufschlußmöglichkeiten geschaffen hat, wie sie ein O. Ampferer, der sehr gewissenhaft auch das Quartär berücksichtigte, damals nur erträumt hätte. So ist der glazialmorphologischen und quartärgeologischen Kartierungstätigkeit Tür und Tor geöffnet und man darf erwarten, daß den häufig vorliegenden Übersichtskartierungen (die seit A. Penck 1909 keine wesentlichen Neuigkeiten brachten) nun allmählich auch Spezialkartierungen folgen, die als Basis unsere genauen Höhenschichtenpläne verwenden. Erst dann wird es möglich sein, unsere quartärgeologisch meist stark vernachlässigten geologischen Karten auf einen neuen Stand zu bringen. Solange dies nicht der Fall ist, ist auch der glazialen Rekonstruktion des Ausmaßes der alpinen Vereisung und seiner parallelisierbaren Stände noch lange kein endgültiges Wort gesprochen.

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

Abstract

The essay contains a reconstruction of the High-Glacial (Würmian) Glaciation of the Inner-Alpine Basin-Area of Windischgarsten/Stoder (14°15′ E Greenwich / 47° 40′ N).

Based on a field-mapping of the author (H. EICHER 1979), new lateralglacial locations show us different results to former publications (A. PENCK 1909, G. GEYER 1918, F. ZWITTKOVITS 1963, A. LECHNER 1969, S. PREY 1971). The main glaciation of the basin of Windischgarsten (an allochthon glaciation of an Enns-Icefield-Overflow in the Pyhrn-Pass-Area) is of more spreading as yet estimated. Based on the intense lateralglacial moraine-accumulation with two icelevel-zones (outer moraine sequence and inner moraine sequence) in the area of Seebach/Windischgarsten/Rading, you can draw two stades of this allochthon Pyhrn-Valley-Glacier (map 2). The maximum-lobe was about 9000 meters across and there was even a projection into the Teichl-Valley-Area (End of the glacier near Ht. Rettenbach-River south of Stummergut).

A second stade represents a vertical depression of the ice surface to the maximum stade of about 100 meters and is drawn by the locations of an inner moraine circuit (push-moraine-sequence north of Teichlbrücke, medial-moraine-sequence of Rading/Rumplmair). The end of this stade had been tought by former authors for the end of the maximum glaciation (A. PENCK 1909, F. ZWITTKOVITS 1963; Karte 2). This second stade of a great new push is the last stade before ice-decay: There are only some retreat-moraine-oscillations near this new push. This behaviour of a sudden decay is the result of the special allochthon ice-sopport-situation in the Pyhrn-Pass-Area.

In the mountain-area of the Haller Mauern, Warscheneck and Eastern Totes Gebirge you can find extreme points of positiv nivations of the High-Glacial-Period: The nivation-limit was only about 1400 meters (o. sea level). On the high-platform of Dachstein-limestone you can find large cirques of ice erosion (bottom between 1600 m and 1700 m o. sea level and 1000–1500 meters across) with the following descent of the glacial trough, a landform step of about 270/300 meters. There was a great localglacial trough-erosion in the Gosau-Slate-Area north of the Haller Mauern without overlaping glaciation and deposition. In the bottom-area of the Warscheneck-Glaciation you can find great morainic ridges parallel to ice flow (Stofferkar-Glacier, Windhag-G., Loigistal-G. and Rottal-Glacier). In the bottom-area of the Dambach-Glacier, the Windhag-Glacier and the Loigistal-Glacier you can find preservations of large front-moraine-sequences: There is no positiv demarcation-area to draw a distinction between two phases of glaciation like the outer and inner moraine stade in the allochthon glaciation-area of Windischgarsten. The Gleinkersee-Glacier was not so large as F. ZWITTKOVITS postulated.

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

The glaciation of the Stoder-Valley is recognicable in spite of missing lateral-glacial materials of a maximum-stade. You can see a new push stade (endmoraine circuit of Stegerbach/Mitterstoder, terminal moraine deposits north of Baumschlagerreith and near the spring of Ostrawitzbach and Krumme Steyr-River), the locations of which cannot represent the maximum glaciation (of Würm) because you can find moraine deposits in the mouth-area of the Weißenbach-Valley, in the area south of Mitterstoder and two sandur-levels in the Hintertambergau (the higher one without Parallelism to the terminal-m.-locations, descr. bevore). Compared with the High-Glacial ice retreat and the new push in the basin of Windischgarsten, the loss of mass in the Stoder-Valley-Area is similar: In the High-Glacial-Period (Turicum 2?) the Stoder Valley was filled up by four local glaciers (Salzsteig-Glacier, Dietlalm/Ostrawitz-Glacier, Gr. Priel/Krumme Steyr-Glacier) without passing the transverse valley of Strumboding. The ice-surface in the Hinterstoder-Area was about 130 meters filled up the bottom and was always supported by the neighboured glacier (map 2). Lateralglacial materials of this High Glacial Stade could not seize because there was no part of slope with a flat gradient. However, you can find Pre-Würmian lateralglacial materials on the SE-slope of the Kl. Priel (near Strumboding) in a level of 850 meters. This preservation is propably a Riss-Stade (about 120 meters above the reconstructed High-Glacial ice-surface).

Literatur

AMPFERER, O., 1933: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Zone 15 Kol. XI (= Gradabteilung der ÖK 99 + ÖK 100), 1:75 000, Geol. B.-A., Wien.

BÖHMERSHEIM, A. B. v., 1885: Die alten Gletscher der Enns und Steyr. – Jb. Geol. RA., 35, 429–612, Wien.

BÜDEL, J., 1957: Die angebliche Zweiteilung der Würmeiszeit im Losachvorland bei Murnau. – Stuttg. Geogr. Stud., 69, 121–141, Stuttgart.

EICHER, H., 1977: Neue Beobachtungen über würmzeitliche Vorgänge im Hochtal von St. Lambrecht. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, 107, 55–63, Graz.

EICHER, H., 1978: Bericht über die glazialmorphologische Kartierung in der Feldkirchener Bucht: Teil I – Nord (Das Gebiet zwischen Enge Gurk und Tiebel). – Carinthia II, 88/168, 151–174, Klagenfurt.

EICHER, H., 1978: Zur Funktion der Würmhochstände im Gebiet der oberen Gurktalung einschließlich der Nahtstelle Gurk-Drau-Gletscher. – Mitt. österr. Geol. Ges., 698, 209–245, Wien.

EICHER, H., 1979: Erläuterungen zur quartärgeologisch-glazialmorphologischen Kartierung in der inneralpinen Senkungszone von Windischgarsten–Stoder. – Jahrb. Geol. B.–A., 122, 389–428, Wien.

FISCHER, H., 1974: Die Enns-Ybbs-Schotterplatte. – Mitt. d. Quartärkomm. d. Österr. Ak. d. Wiss., 1, 65–71, Wien.

FLIRI, F., 1973: Beiträge zur Geschichte der alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). – Z. Geomorph., Supplbd. 16 (Geomorphologie des Quartärs), 1–14, Berlin/Stuttg.

GEYER, G., 1918: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Zone 15 Kol. X (=Gradabteilung der ÖK 97 + ÖK 98), 1 : 75 000, Wien.

GROSS, H., 1960: Die Bedeutung des Göttweiger Interstadials im Ablauf der Würmeiszeit. – Eisz. u. Gegenw., 11, 99–106, Öhringen.

©Oberösterreichischer Musealverein - Gesellschaft für Landeskunde; download unter www.biologiezentrum.at

HUSEN, D. v., 1968: Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, 249–286, Wien.

HUSEN, D. v., 1975: Die quartäre Entwicklung des Steyrtales und seiner Nebentäler. – Jahrb. d. Oö. Musealver., 120, 271–289, Linz.

HUSEN, D. v., 1977: Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – Jahrb. Geol. B.-A., 120, 1–130, Wien.

KLEIN, A., 1953: Die Niederschläge in Europa im Maximum der letzten Eiszeit. – Petermanns geogr. Mitt., 97, 98–104, Leipzig.

KLUTE, F., 1951: Das Klima Europas während des Maximums der Würmzeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit. – Erdkunde, 5, 273–283, Berlin.

KOHL, H., 1962: Zur Eiszeitgeologie der Traun-Enns-Platte (Neue Aufnahmen im Raume des Kremstales). – Oö. Heimatbl, 16, 1–12, Linz.

KOHL, H., 1971: Das Quartärprofil von Kremsmünster in Oberösterreich. – Geogr. Jber. Österr., 33, 82–88, Wien.

KOHL, H., 1974: Die Entwicklung des quartären Flußnetzes im Bereich der Traun-Enns-Platte (Oberösterreich). – Heidelbg. Geogr. Arb., H. Graul-Festschr., 31–44, Heidelberg.

KOHL, H., 1976: Die Spätriß- und Würmzeitlichen Gletscherstände im Traunseebecken und dessen Seestände. – Jahrb. d. Oö. Musealvereines, 121, 251–286, Linz.

KOHL, H. und WEINBERGER, L., 1968: Pleistocene Glaciation and its Deposits at the Northern Margin of the Austrian Alps. – University of Colorado Studies in Earth Sciences, 7, 27–40, Denver.

KRAUS, E., 1955: Zur Zweigliederung der südbayerischen Würmeiszeit durch eine Innerwürm-Verwitterungsperiode. – Eiszeitalter u. Gegenw., 6, 75–93, Öhringen.

LECHNER, A., 1969: Zur Geomorphologie des östlichen Toten Gebirges (Prielgruppe). – Geogr. Jber. Österr., 32, 80–108, Wien.

MORAWETZ, S., 1962: Zur Frage der eiszeitlichen Temperaturerniedrigung in den östlichen Alpenländern und am Alpenostrand. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, 92, 101–103, Graz.

NAGL, H., 1968: Glaziale Formen und Ablagerungen im Gebiet der oberen Ybbs. – Sitzungsber. Österr. Ak. d. Wiss. math.-natw. Kl., 176, 91–123, Wien.

NAGL, H., 1971: Zur Rekonstruktion der eiszeitlichen Vergletscherung im Ybbstal. – Mitt. österr. Geol. Ges., 63, 185–202, Wien.

PENCK, A., 1909: Der Steyr- und Ennsgletscher. – In: Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. 1, 220–233, Leipzig.

PENCK, A., 1938: Das Klima der Eiszeit. – Verh. d. 3. int. Quartär-Konferenz 1936, 83–97, Wien.

PIEHLER, H., 1975: Die Entwicklung der Nahtstelle zwischen Lech-, Loisach- und Ammergletscher vom Hoch- bis Spätglazial der letzten Vereisung. – Münchner Geogr. Abh., 13, 1–105, München.

PREY, S., 1971: Bericht 1970 über geologische Aufnahmen im Gebiet Windischgarsten auf den Blättern 98 und 99. – Verh. Geol. B.-A., A 58–A 60, Wien.

SCHLÜCHTER, CH., 1973: Die Gliederung der letzteiszeitlichen Ablagerungen im Aaretal südlich von Bern. – Z. f. Gletscherkunde, N. F. 9, 123–141, Innsbruck.

SPREITZER, H., 1953: Die Eiszeitstände des Metnitztales. – Carinthia II., 62/142, V. Paschinger-Festschrift, 36–56, Klagenfurt.

SPREITZER, H., 1961: Der eiszeitliche Murgletscher in Steiermark und Kärnten. – Geogr. Jber. Österr., 28, 1–50, Wien.

TROLL, C., 1936: Die sogenannte Vorrückungsphase der Würmeiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückzug. – Mitt. Geogr. Ges. München, 29, 1–38.

WAKONIGG, H., 1971: Zur Frage der Rekonstruktion des kaltzeitlichen Klimas und des Vorkommens von Kryoturbationen im Knittelfelder Becken. – Mitt. natw. Ver. Steiermark, 100, 136–144, Graz.

WEISCHET, W., 1954: Die gegenwärtige Kenntnis vom Klima in Mitteleuropa beim Maximum der letzten Vereisung. – Mitt. Geogr. Ges. München, 39, 95–116, München.

ZEITLINGER, J., 1954: Versuch einer Gliederung der Eiszeitablagerungen im mittleren Steyrtal. – Jahrb. d. Oö. Musealver., 99, 189–243, Linz.

ZWITTKOVITS, F., 1963: Geomorphologie der südlichen Gebirgsumrahmung des Beckens von Windischgarsten (Warscheneck, Bosruck, westliche Haller Mauern). – Geogr. Jber. Österr., 29, 40–74, Wien.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines

Jahr/Year: 1980

Band/Volume: 125a

Autor(en)/Author(s): Eicher Harald

Artikel/Article: Zur Rekonstruktion der hochglazialen Vergletscherung im Becken von Windischgarsten-Stoder. 159-182