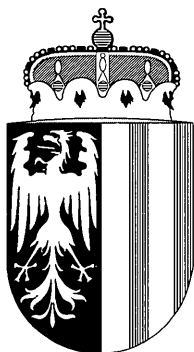


JAHRBUCH
DES
OÖ. MUSEALVEREINES
GESELLSCHAFT
FÜR
LANDESKUNDE

143. Band

1. Abhandlungen



Linz 1998

Inhaltsverzeichnis

Michael Hintermayer: Freier Adel im nördlichen und mittleren Innviertel im 12. Jahrhundert	7
Elisabeth Gruber: Das Urbar der Herrschaft Gallspach aus dem Jahr 1526	27
Alice Kaltenberger: Die Grabungen des Österreichischen Archäologischen Instituts im ehemaligen Benediktinerkloster („Schloß“) Mondsee. IV. Speisezettel	53
Hannes Ettlstorfer: Die Zisterzienserwallfahrt zur Madonna von Wenig bei Aldersbach	155
Georg Wacha: Von Heiden im Land ob der Enns	165
Hermann Kohl: Das Eiszeitalter in Oberösterreich Teil II: Die eiszeitliche Vergletscherung in OÖ.	175
Erich Eder & Werner Weißmair: Vom Himmel gefallen – Funde von Groß-Branchiopoden in Oberösterreich	391
Besprechungen	403

Viel überzeugender als im Traungletschergebiet können vor allem im Gebiet der Lokalvergletscherungen am Nordabfall des Warscheneckstockes und der Prielgruppe wie auch der Haller Mauern schon von PREY (I/1971) und vor allem von H. EICHER (I/1979, I/1980) verfestigte Altmoränenreste (Riß; vielleicht auch noch älter), teilweise mit alten Bodenresten außerhalb und auch im Liegenden der Jungendmoränen nachgewiesen werden, was schon 1955 vom Verfasser anlässlich einer Massenbewegung in den Gosauschichten oberhalb des Schafferteiches beobachtet werden konnte (Abb. 57). Wie nun feststeht, reichen solche Altmoränenreste bis über die Talung von Vorderstoder nach Norden und liegen auch über der Enge der Strumboding. Dazu kommen auch Reste von wahrscheinlich interglazialen Breccien (ZWITTKOVITS I/1962 56f und PREY I/1971), die mit ihrer auffallend roten Färbung bis ins Mindel/Riß-Interglazial zurückreichen könnten.

Das Warscheneckgebiet bietet vor allem mit den Ergebnissen der Grabungen in der Ramesch-Knochenhöhle (HILLE, RABEDER et al. I/1986) einen Einblick in die würmeiszeitlichen Verhältnisse vor Erreichen der um 20.000 v. h. anzunehmenden hochglazialen Vergletscherung (siehe Teil III). Im Profil des Höhlenbodens folgt über Sedimenten des letzten Interglazials eine fossil-



Abb. 57: Hangzergleitung in Rißmoräne über Gosauschichten beim Schafferteich nahe Vorderstoder. Foto: H. Kohl 1955

leere, schuttreiche, zweifellos kalte Klimaverhältnisse anzeigende Schicht, über der mit dem ältesten U-Serien-Datum von 64.000 eine reichlich von Höhlenbärenknochen durchsetzte Schichtfolge einsetzt, in der auch fünf den Mousterien zuzuordnende Artefakte gefunden wurden und die von etwa 30.000 v. h. an von fossilisierteren Mergeln überdeckt wird. Die in 1960 m unmittelbar unter dem Warscheneckgipfel (2387 m) im oberen Brunnsteiner Kar gelegene Höhle muß also zwischen 64.000 und 30.000 für Höhlenbären und Menschen zugänglich gewesen sein, was für diese Zeit eine längere Vergletscherung des etwa 1780 – > 1900 m hochgelegenen Kars ausschließt.

Die gegenüber den älteren Vereisungen so wesentlich kleinere **würmzeitliche Vergletscherung** des Steyr-Einzugsgebietes mag verschiedene Gründe haben, auf die später eingegangen werden soll. Die heute recht gute Dokumentation der Vergletscherung dieses Raumes ist den Kartierungen S. PREY (Ber. I/1962 64, I/1971 und einer kurzen Zusammenfassung I/1974) und vor allem H. EICHER (I/1979, I/1980) zu verdanken, der an Hand eines äußeren und inneren Moränengürtels zwei hochglaziale Gletscherstände nachweisen konnte, einen „Hochstand“ und einen „Neuen Hochstand“ (Abb. 58). Er nimmt zwischen beiden eine größere Abschmelzphase, möglicherweise im Ausmaß eines Interstadials an (I/1980 170). Die Bezeichnung „Neuer Hochstand“ ist in Anlehnung an H. SPREIZERS Untersuchung am Murgletscher (1961) erfolgt.

Die hochglaziale Würmvergletscherung besteht in der Steyrregion bereits aus zwei getrennten Talgletschern, dem größeren Teichlgletscher mit einem beachtlichen Eiszufluß vom Ennstalgletscher und dem wesentlich kleineren Steyrtalgletscher, der nur mehr während der ersten größeren Vergletscherung als Talgletscher nachweisbar ist und über das Salzsteigjoch wie auch vom östlichen Steilabfall des Toten Gebirges her mit Eis versorgt wurde (LECHNER I/1969 95). Dazu kommt die bedeutende Lokalvergletscherung vom Nordabfall des Warscheneckstockes und der Haller Mauern, die nur mehr ausnahmsweise mit den Talgletschern in Verbindung trat oder diese eher nur mehr berührte.

Der Teichlferngletscher erhielt außer der über dem Pyhrnpaß (954 m) etwa 350 m mächtigen Eismasse aus dem Ennstal eine entsprechende Eiszufuhr aus dem Brunnsteiner und dem Frauenkar sowie dem anschließenden Höhenbereich am Ostabfall des Warschenecks, die auch das Becken der Wurzeralm bis über 1600 m hinauf erfüllte. Von dort floß dieser oberste Teichllokalgletscher über das Tal der Höll ab und stieß nahe der Schmiedalm in etwa 1300 m auf den Ferngletscher. Unterhalb des nördlich anschließenden felsigen Steilabfalls des Schwarzenberges setzt bei Aibbreith etwa 2 $\frac{3}{4}$ km nordwestlich Spital a. P. in 900 m der obere und äußere Moränenwall ein, der – stellenweise 40 m Mächtigkeit erreichend – nördlich vom Gleinkersee bis unterhalb des Pießlingursprungs verläuft. Von dort an zeichnet er weniger deutlich einen nach



Abb. 58: Die Ausdehnung der Gletscher im Becken von Windischgarsten – Stoder zur letzten Kaltzeit. H. Eichler 1980

Westen ausgreifenden Eislappen nach, der etwa bis Gaisrigl und noch ein Stück ins Pießling-Engtal hinein reichte, ehe er sich über den Osthang des Schweizerberges im Norden des Windischgarstener Beckens in das anschließende Teichtal hinein fortsetzt. Das Vordringen des Gletschers noch etwa 1 km ins untere Pießlingtal zeigt an, daß die Endmoräne westlich der Teichlbrücke nicht zu diesem Stand gehören kann, dessen Endmoränenreste etwa 4 km weiter talabwärts bei der Bahnbrücke über die Teichl erhalten sind und wenig oberhalb auch bei der Haltestelle Pießling. Diese Gletscherstände sind aber entgegen der Darstellung bei Eicher auch schon S. PREY (I/1964 1971) bekannt gewesen.

Die östliche Eisbegrenzung ist eher lückenhaft nachvollziehbar. EICHER (I/1980 167) konnte sie nördlich des Bosruck ab 1080 m, allmählich bis Oberweng auf 960 m abfallend, und nach einer leichten Ausbuchtung nach Osten beim Gütl am Pichl (in 810 m) über den Fraitgraben hinweg ins untere Dambachtal bis ca. 1 km westlich Rosenau (in 760 m) feststellen, wo PREY (I/1974 68ff) zurückgestaute Sedimente auch eines stehenden Gewässers erwähnt. Bei Windischgarsten schmiegt sich dann der Gletscher an den Wurbauerkogel an und greift westlich davon in die Bucht bei Mayrwinkel und abermals zwischen Radingberg und Giererkogel bis Rettenbach vor, ehe entlang des östlichen Talhanges die äußere Endmoräne in 560 m erreicht wird.

Der innere „Neue Hochstand“ läßt sich am besten am Westrand des Teichlferngletschers nachweisen, wo Seitenmoränen ebenfalls unter dem Schwarzenberg bei Aibldreith in 810 m fast 100 m tiefer als der ältere Moränenrand einsetzen und mit kurzen Unterbrechungen parallel zu diesem verlaufen. Nördlich des Gleinkersees setzt dann ein eindrucksvoller geschlossener Wall ein, der die Ausbuchtung bei Roßleiten in 706 m bis hin zum Fuß des Schweizerberges abgrenzt und so den Pießlingbach zum Durchbruch westlich des Schweizerberges abdrängt. Mit diesem Stand sind die innersten Endmoränen 1 km nordwestlich der Teichlbrücke zu verbinden, die, von der Teichl durchbrochen, an den Fuß des Radingberges anschließen.

Ähnlich gibt es auch auf der Ostseite immer wieder Anhaltspunkte für diesen späteren Gletscherstand, die nördlich des Bosruck in etwa 1000 m beginnen, östlich und nordöstlich Spittal a. P. von 900 m weiter abfallen, westlich Fahrenberg noch knapp in über 700 m verlaufen und weiter nur mehr wenig ins untere Dambachtal hineinführen, wo Moränenreste in 685 m erhalten sind. Dann ist der Karte von H. EICHER (I/1980 Tafel 2, siehe Abb. 58) bereits eine stärkere Auflösung der immer noch breiten Gletscherzunge zu entnehmen. Zum Garstener Eck und zum Gusterberg entstehen eisfreie Verbindungen, letzterer wird durch eine Mittelmoräne mit dem Giereck (761 m) verbunden.

Das Gefälle der gewölbten Gletscheroberfläche gibt EICHER (I/1980 170),

dem Relief entsprechend, vom Paß herab mit dem hohen Betrag von 67 ‰ an, mit 35 ‰ im zentralen Beckenbereich und 47 ‰ gegen das Gletscherende. Das bedeutet bei einer Eisoberfläche von > 1300 m über dem Pyhrnpaß (v. HUSEN I/1968) eine Eismächtigkeit am Paß von etwa 350 m, etwas mehr im Raum Spital a. P. und dann im sich ausweitenden Beckenbereich eine entsprechende Abnahme bis zum Gletscherende. Annähernd parallel dazu dürfte ungefähr 100 m tiefer die Eisoberfläche des „Neuen Hochstandes“ verlaufen sein (EICHER I/1979 390).

Etwas anders liegen die Verhältnisse im obersten Steyrtal, dem Stodertal, wo es nach PREY (I/1971 1974) im Würm keinen zusammenhängenden Gletscher mehr gegeben hätte, was aber schwer vorstellbar ist. EICHER (I/1980 176) konnte ausreichend Nachweise erbringen für einen Talgletscher, der noch in die z. T. trogförmig umgestaltete Felsenge der Strumboding eingedrungen sein muß. Der Steyrgletscher wurde von mindestens acht Gletscherzungen des steilen und hohen Ostabfalls des Toten Gebirges gespeist, von denen allerdings die südlichen kaum ein auf die Plateauvergletscherung weiter zurückgreifendes Einzugsgebiet hatten. Sie haben tief eingesenkte Hochkare mit anschließenden steil abfallenden, durch Rundbuckel gekennzeichnete Gletschergassen hinterlassen (Abb. 59). Erst der in einen schön aus-



Abb. 59: Blick von der Hutterer Höß auf den Ostabfall des Toten Gebirges zum Stodertal mit Gr. Priel, 2515 m, und Spitzmauer, 2442 m, sowie auf die mit Rundhöckern versehenen ehemaligen Gletscherabflüsse zu den Trogschlüssen der Dietlhöhl (links) und der Polsterluck'n (rechts der Spitzmauer). Foto: H. Kohl 1972

gebildeten Trogschluß abgeflossene Gletscher der Dietlhöhl hatte mit der bis zum Felsrücken Temlberg–Feuertalberg zurückgreifenden Weitgrube ein größeres Einzugsgebiet, von wo aus auch noch der über die Klinerscharte abfließende Gletscher Eis bezog, der dann, von den Karen des Großen Priel her verstärkt, ins Trogtal der Polsterlucken vordrang. Immerhin hat aber hier an mehreren Stellen eine innigere Verbindung mit der Plateauvergletscherung des Toten Gebirges bestanden. Die nördlichste Zunge sammelt die nebeneinander liegenden Kargletscher des vom Großen zum Kleinen Priel ziehenden Felsgrates.

Aus dem Dolomitgebiet des westlichen Warscheneckstockes erreichte keiner der winzigen Karoidgletscher auch nur annähernd das Tal. Erst der aus dem tief eingesenkten Hochtrog des Rottales abfließende Gletscher stieß zur Zeit des Höchststandes noch auf den Stodertalgletscher.

Alle zum Teil gut erhaltenen Moränenreste des Stodertales nördlich von Baumschlagereith, am Talausgang der Dietlhöhl, der Polsterlucken und des Stegerbaches stammen zweifellos vom „Neuen Hochstand“, für den EICHER (I/1980 177) hier eine Schneegrenze in 1500 m annimmt. Für die maximale Eisausdehnung des „Hochstandes“ rechnet EICHER (I/1980 164) in weitgehender Übereinstimmung mit ZWITTKOVITS (I/1963) und A. LECHNER (I/1969) mit einer Schneegrenze (Gleichgewichtslinie) um 1400 m; PENCK nimmt für das Stodertal 1300 m an (P. & B. 1909 239). Im Vergleich zu den weiter westlich gelegenen Gletschern, z. B. des Höllengebirges mit ca. 1100 m (P. & B. 1909 236) sind diese Beträge wesentlich höher (dazu Kap. 10).

Im Rahmen der Lokalvergletscherung, zu der EICHER (I/1979, 1980) gegenüber den Auffassungen von ZWITTKOVITS (1962) Korrekturen anbringt, sind noch mehrere kleine Gletscher um den Kleinen Priel zu erwähnen, vor allem aber die zum Teil beträchtlichen Gletscherzungen am Nordabfall des Warscheneckgebirges (Warscheneckgipfel 2387 m). Neben dem schon erwähnten Gletscher des Rottales, der zum Stodertal abfloß, folgte östlich davon der isolierte Loigistal-Gletscher, der bis in den Wasserscheidenbereich der Talung von Vorderstoder vordrang, wobei das Zungenbecken beim Schafferteich dem inneren Stand zugeordnet wird (EICHER I/1988 174). Östlich des kleineren Windhager See-Gletschers schließt das verzweigte System von Eisabflüssen an, die von den nordöstlichen Ausläufern des Warscheneckstockes ausgehen und einerseits beim Pießling-Ursprung den Teichl-Ferngletscher zumindest noch berührt hatten und von denen auch ein Ast zum Nordende des Gleinker Sees abzweigte. Auf dem Hochplateau Seespitz–Schwarzenberg–Stubwieswipfel konnte H. EICHER (I/1980 172) mehrere isolierte Eiskörper nachweisen; ferner zwei kleinere Zungen am Nordabfall des Bosruck, die den Ferngletscher berührten, sowie einen kleinen Gletscher auch im Finstertal am Westhang des 2244 m hohen Pyhrgas. Zum Steyr-Teichl-Einzugsgebiet gehören dann noch die beiden längeren Eiszungen aus

dem Holz- und aus dem Eiskar, die in den beiden Trogtälern des Goslitz- und des Winkler Baches abflossen und während des Höchststandes noch an den Ferngletscher heranreichten. Völlig getrennt davon verläuft noch östlich davon ein bis 7,5 km langer Gletscher durch das Trogtal des Dambaches, der sein Eis aus den beiden Hochkaren am Nordabfall des Scheiblingsteins (2197 m) bezog und während des Maximalstandes kurz vor Rosenau endete (Abb. 58).

Mit einer bisher nicht bearbeiteten hochwürmzeitlichen Lokalvergletscherung muß, abgesehen von den Gletschern der Nordabdachung, auch auf der Südseite des Sengengebirges gerechnet werden. Hier sind einige recht frisch wirkende Hochkare mit Gletschergassen besonders vom Hohen Nock (1963 m) und vom Gamsplan (1902 m) herab entwickelt. Aber auch noch weiter westlich sind Ansätze dafür vom Hochsengs (1838 m) herab und auch noch am Schillereck (1748 m) und am Gamskogel (1710 m) zu erkennen. D. v. HUSEN (I/1975 286) hat nahe dem bekannten Lokalgletscher am Nordabfall der Kremsmauer beim Krems-Ursprung, auch noch bei der Schedelbauer Alm einen kleinen Gletscher und südlich der Kremsmauer in der oberen Kalttau drei relativ tief, unter 1400 m liegende Kargletscher in Nordexposition festgestellt.

Die **spätglaziale Entwicklung** beginnt mit der auch hier rasch vor sich gehenden Abschmelzphase nach dem zweiten Hochstand, wobei anzunehmen ist, daß nach Aufhören der Eiszufuhr über den Pyhrmpaß der Teichlgletscher sehr rasch in zwei durch den Rücken Wurberg-Garstener Eck getrennte Eislappen längs des Teichltales zur Gleinkerau und dem Edlbach entlang bis östlich Windischgarsten zerfallen ist. In diesen beiden großen Talbecken ist mit Toteiskörpern zu rechnen, die größere Seen zurückgelassen hatten, auf deren Feinsedimenten die Moore südlich des Seebachhofes in der Gleinkerau und entlang des versumpften Edelbachtals entstanden sind.

Während bei Bohrungen zum Bau des Jugendgästehauses 1979 in Spital am Pyhrn unter lockeren Schottern zwei mächtige, unterschiedliche Pakete von Geschiebemergel angetroffen wurden, was den beiden hochglazialen Eisständen entsprechen könnte, sind weiter nördlich schon in den 50er Jahren unter 4–5 m Torf Seeschluffe und -tone nachgewiesen worden. Hier wäre sicher palynologisch und mit ^{14}C -Datierungen noch etwas herauszuholen. Beim Bau einer Kläranlage am unteren Dambach westlich Windischgarsten (1983) waren schräg nach WSW einfallende (foreset) Deltaschichten von feinsandigen Feinschottern mit einer 2 m mächtigen Decke von horizontal geschichteten Grobschottern (topset) eines Dambach-Schwemmkegels aufgeschlossen worden (unveröffentlichte Beobachtungen des Autors).

Kleinere Toteislöcher und Moorbildung über Seetonen (Mooswiesen) kennzeichnen bereits den beginnenden Eiszerfall innerhalb der inneren Moränen nordwestlich Windischgarsten (PREY I/1964, I/1971).

Über spätglaziale Gletscherstände herrscht noch eine gewisse Unsicherheit, obwohl solche fallweise durch Moränen, Kare oder Stufen angezeigt werden. Im Warscheneckgebiet und in den Haller Mauern werden diese Hinweise am

ehesten in die Gruppe der Steinach-Gschnitz-Gletscherstände einzuordnen sein. Eine Daun-Vergletscherung dürfte es hier wegen der relativ hohen Lage der Schneegrenze, abgesehen vom Toten Gebirge, kaum mehr gegeben haben.

EICHER (I/1980 179) erwähnt u.a. spätglaziale Moränenreste im Rottal in 900 m, in der Dietlhöhl in 910 m oder in Karbodennähe, z. B. in 1360 m vom Sigistalgletscher am Salzsteigweg und am Kühkar unter dem Großen Priel. Im Bereich des Teichlgletschers muß wohl das etwa 2 km lange und 500 m breite als Polje anzusprechende Becken mit dem Filzmoos bei der Wurzeralm auch noch von einem spätglazialen Gletscher erfüllt gewesen sein (Abb. 60). Dafür sprechen zwei Seitenmoränenansätze auf der Nordseite von etwa 1400 m abwärts, denen auf der Südseite am Fuße des Wurzer Kampels ebenfalls Seitenmoränenreste entsprechen (Abb. 61 und 62). Eine darüberliegende Seitenmoräne in 1600 m führt F. ZWITTKOVITS (I/1962 56) auf den Würmhochstand zurück. Aus Vergleichen und einer entsprechenden Schneegrenzlage könnte dieser spätglaziale Gletscher am ehesten in die Zeit Steinach-Gschnitz eingestuft werden. Eine exaktere Beweislage ist derzeit noch nicht gegeben. Nach einer Pollenuntersuchung von v. VEEN (I/1961) beginnt das Pollendiagramm erst mit der Pollenzone IV (nach Firbas, Rückgang der Kiefern, Anstieg der Fichten) also im Postglazial. In der „Höll“ konnte E. EBERS (I/1969) einen kleinen spätglazialen See nachweisen, den um 8500 v.h. ein Bergsturz vom Stubwieswipfel verschüttet hatte. Im kleinen Becken des Brunnsteiner Sees, wo auf der abdämmenden Schwelle größere Kalkblöcke liegen, ist ein selbständiger spätglazialer Stand nicht auszuschließen, wenn auch hier schon eine ältere Anlage vorliegen könnte, wie an der Außenseite stark verfestigtes Konglomerat andeutet. Ungewiß ist auch, ob das ausgeprägte Brunnsteiner Hochkar in > 1780 m noch einem selbständigen spätglazialen Gletscherstand entspricht. ZWITTKOVITS dachte hier an einen Gschnitz-, beim Brunnsteiner Seekar an einen (nicht mehr aktuellen) Schlernstand.

Eine den Ergebnissen v. HUSENS (I/1977) am Traungletscher entsprechende Untersuchung der spätglazialen Gletscherstände ist im Bereich der Teichl-Steyrtal-Vergletscherung noch ausständig.

7.2 Die glazifluvialen Schüttungen der Gletscher des Steyr- bzw. Kremstales

Im Teichtal beginnt das Hauptniveau der **würmeiszeitlichen** NT an der Mündung des hinteren Rettenbaches, wo auch die äußerste Endmoräne des Teichlgletschers erhalten ist. Talaufwärts gibt es in tieferer Lage NT-Reste, die EICHER (I/1979 422ff) vom innersten Moränenstand ableitet und als „Zwischenniveau“ bezeichnet. Dieses begleitet unterhalb der äußeren Moräne das

Haupt-NT-Niveau in einem annähernd gleichbleibenden Abstand von 15 m und weist eine etwa 5 m mächtige Eigenschüttung gröberer Schotter auf, worin Eicher seine Annahme einer größeren Schwankung zwischen den beiden hochglazialen Gletscherständen bestätigt sieht.

Im Steyrtal, wo an der Stromboding-Schlucht (auf der neuen ÖK: Strumboding) keine Moränen erhalten sind, setzen in der anschließenden kleinen Talweitung der Hintertambergau ebenfalls mehrere nicht zusammenhängende NT-Niveaus ein, die EICHER (I/1979 420) ebenfalls einem Haupt- und einem Zwischenniveau zuordnet. Die Terrassen setzen dann im etwa 2 km langen Engtal oberhalb der Vereinigung mit dem breiteren Teichtal aus.

Ganz anders als im auch würmeiszeitlich vergletscherten Trauntal ist weiter talabwärts die Steyr ca. 40 m in die randlich verfestigten NT-Schotter eingeschnitten, so daß innerhalb des von älteren Vergletscherungen gestalteten Trogtales ein jüngerer Cañontal eingelagert ist. Seit dem Bau des Kraftwerkes Klaus wird diese tiefe Schlucht z. T. von einem Stausee eingenommen.

Im Steyrlingtal, in das über den Ring und den Haselsattel (siehe Kap. 6.1) vom Toten Gebirge noch Eis vordrang, setzen in der Weitung des Brunnenwinkels eine obere und eine untere Terrasse ein. In der talabwärts folgenden Talerweiterung bei Steyrling können vier Terrassenniveaus unterschieden werden, von denen das unterste und das zweite Niveau (Kirche von Steyrling) mit den beiden NT-Stufen des Steyrtales korrelierbar sind, während die beiden höheren, das Friedhofniveau und eine noch 6–8 m darüberliegende Terrasse, auf Grund der starken Konglomerierung sowie der weniger gut erhaltenen Oberfläche eher als Reste eines späteren Riß anzusehen sind, worauf auch mögliche Moränenreste nordwestlich Steyrling hindeuten (Kohl Beobachtungen 1964). Die Zunahme der Stufenhöhen wie auch der Schüttungsmächtigkeiten gegen die Mündung hin zeigt, daß die Schüttungen des Haupttales wesentlich größer waren und jene des Seitentales zurückgestaut haben.

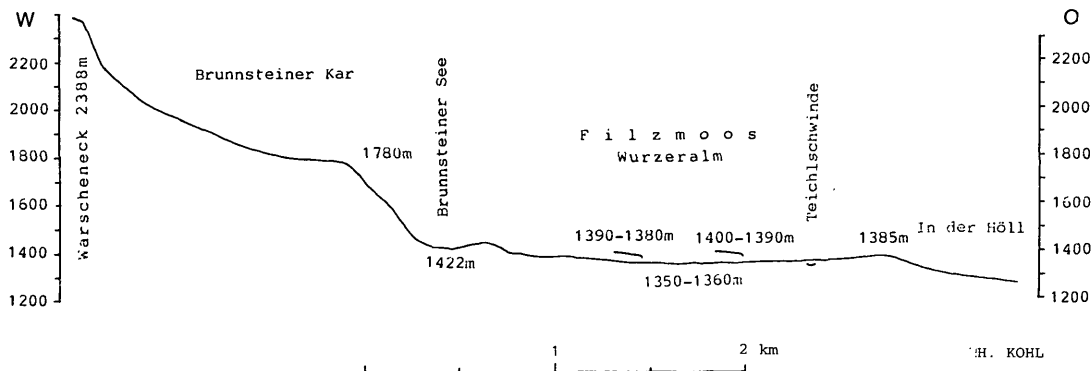


Abb. 60: Profil Warscheneck, 2388 m, – Brunensteiner Kar – Filzmoos – Höll



Abb. 61: Brunnsteiner Kar mit Ramesch, 2119 m, und Warscheneck, 2388 m. Blick vom Jugendheim Wurzeralm. Foto: H. Kohl 1971



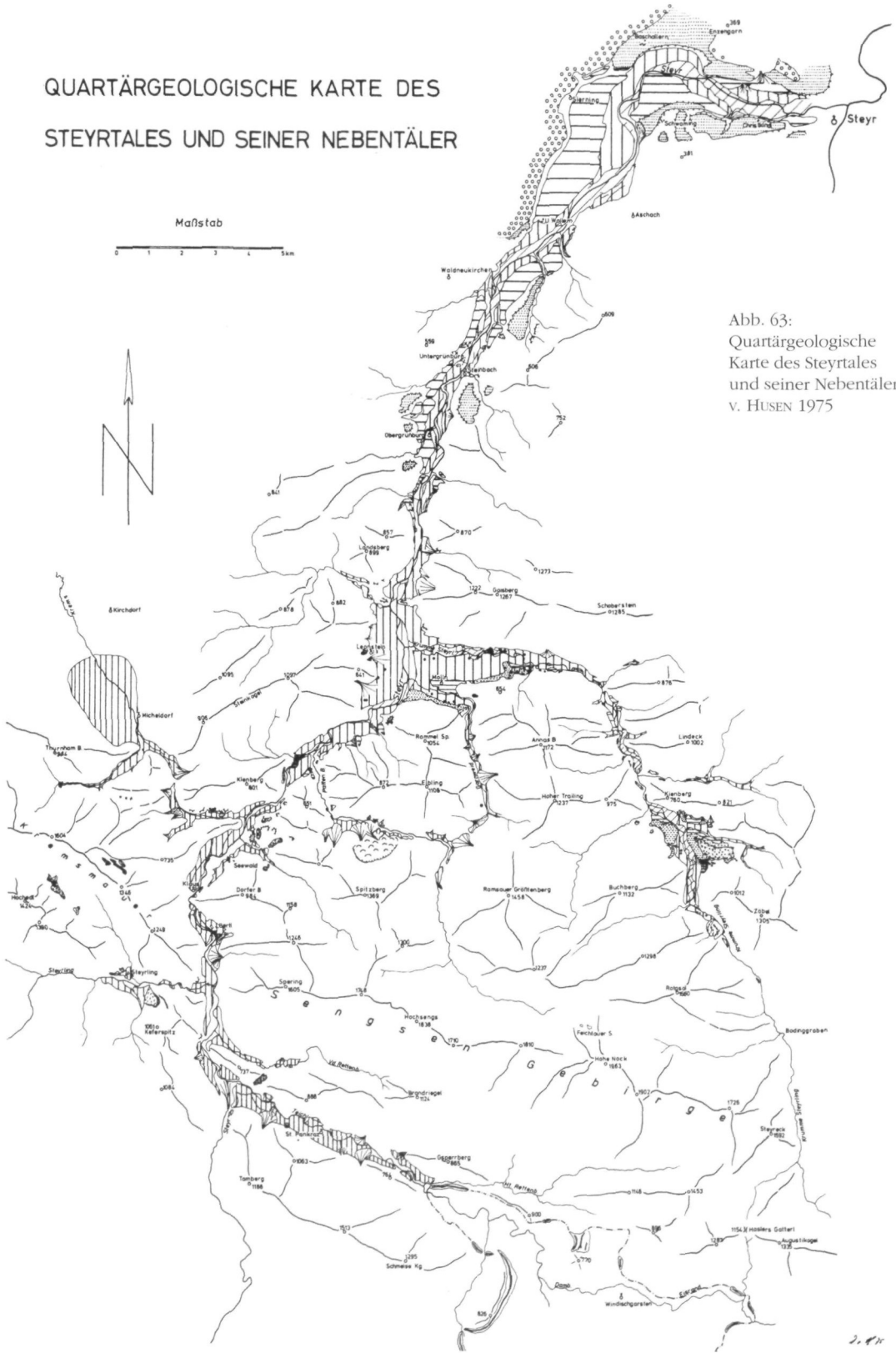
Abb. 62: Wurzeralm mit Teichlboden und spätglaziale Seitenmoräne unterhalb der Roten Wand. Foto: H. Kohl 1971

QUARTÄRGEOLOGISCHE KARTE DES STEYRTALES UND SEINER NEBENTÄLER

Maßstab



Abb. 63:
Quartärgeologische
Karte des Steyrtales
und seiner Nebentäler.
v. HUSEN 1975



Ähnliche Verhältnisse zeigen sich im Anschluß an die im Norden des Sengsengebirges abfließenden Gletscher zum Paltental und längs der Krummen Steyrling, deren Schüttungen v. HUSEN (I/1975 Beilage) in Längsprofilen dargestellt hat. Seinem Profil der Steyrtal-NT-Schüttung kann die Beeinträchtigung des im allgemeinen nach unten hin abnehmenden Gefälles durch die größere Schotterzufuhr vergletschter Seitentäler entnommen werden. So schwillt die Mächtigkeit der Schotter im Bereich der Steyr-Teichl- und der Steyrlingmündung auf mehr als 40 m an, die nochmals im Bereich des Mollner Beckens erreicht wird (Mündung der Krummen Steyrling) und erst nach Austritt aus den Alpen auf etwa 20 m abnimmt, bevor sie gegen die Mündung in die Enns abermals ansteigt.

Am Steyrdurchbruch, wo der Fluß anstehenden Fels durchschneidet, verläuft das alte von NT-Schottern erfüllte Tal östlich davon, womit hier ein epigenetischer Durchbruch erwiesen ist. Dieser untere Talabschnitt zeigt auch wieder eine stärkere Gliederung der NT in 2 bis 3 Stufen, wobei schwer nachzuweisen ist, wie weit hier Zusammenhänge mit den Verhältnissen im Teichtal bestehen. ZEITLINGERS Terrassengliederung nach dem heute veralteten Schema W-I bis W-III (I/1954 204ff und Beilage) konnte durch die jüngere Aufnahme v. HUSENS (I/1975) dahingehend korrigiert werden, daß das W-I Zeitlingers als eine mit Moränen verbundene spätrißzeitliche Terrasse gelten kann und erst W-II und W-III der würmzeitlichen NT entsprechen (Abb. 63).

In der Gesteinszusammensetzung entspricht die Steyrtal-NT ihrem kalkalpinen Einzugsgebiet einschließlich der Gosaugesteine des Windischgarstener Beckens; nur selten sind zentralalpine Bestandteile zu finden.

Im Kremstal gibt es außer der rasch auseinanderweichenden würmzeitlichen Schwemmkegelschüttung bei Micheldorf keine glazifluviale Schüttung aus dieser Eiszeit und damit auch keine NT. Die periglazialen Sedimente aus dieser Eiszeit liegen unter dem Holozän der Talsohle, was bei der Kreamsregulierung durch den Fund von holozänen Eichenstämmen in der Tiefe von mehreren Metern bei Wartberg a. d. Kreams nachgewiesen werden konnte (Kohl unveröff. Beobachtungen).

LEGENDE

	Erdfälle, Dolinen		untere Niederterrasse		Hochterrasse
	Schwemmkegel, Murkropf		obere Niederterrasse		große Erratika
	Hangbewegung		Endmoräne Würm		Grundmoräne Riß
	epigenetischer Talverlauf		Grundmoräne Würm		alter Talboden
	Erosionskante innerhalb der Terrassenflur		Terrasse des Spätriß		Jüngere Deckenschotter
	Hochflutfeld		Endmoräne Spätriß		Ältere Deckenschotter
	untere Niederterrasse		Eisrandterrassen (Eiszerfall, Riß)		anstehender Fels, Hangschutt



Abb. 64: Ansätze zur Bildung „geologischer Orgeln“ auf HT-Schotter bei Hehenberg, 1 km südöstlich Unterrohr. Foto: H. Kohl 1954

Bei der Vielfalt der **rißzeitlichen Gletscherstände** im Kremstal fällt auf, daß schon vom Terrassensporn des Kalvarienberges in 400 m südlich Kremsmünster an nur eine die Talseite mehrmals wechselnde HT bis zum Talende bei Nettingsdorf vorliegt (siehe Längsprofil Abb. 55). Aus dem Profilverlauf geht hervor, daß zwei Ansätze vorliegen, einmal an die Moräne von Helmberg in knapp über 400 m und bei der Terrasse des Kalvarienberges wieder in der gleichen Höhe, die zwei sich rasch vereinigenden Teilfeldern eines maximalen und eines Hochstandes entsprechen dürften. Dagegen paßt die weiter südlich erhaltene Terrasse von Mörtenhub nicht zu dieser HT, sie kann nur mit den höheren Moränen von Diepersdorf–Penzendorf bei Wartberg a. d. Krems zusammenhängen und kann als Terrasse nördlich Mörtenhub nicht mehr weiter verfolgt werden. Der sich nach unten verflachende Gefällsverlauf der Kremstal-HT von anfangs 13 ‰ und zuletzt 2,5 ‰ entspricht einer glazifluvialen Schüttung, wobei ein Gefällsknick zwischen der Terrasse nördlich Achleiten und der östlich Kematen auf die Einmündung des Sulzbachtales zurückgeführt werden kann, in dem ab Adlwang ebenfalls eine HT-Schüttung liegt, bei der allerdings ein Zusammenhang mit einem rißzeitlichen Abfluß über den Sattel von Nußbach kaum nachweisbar ist. Das Gefälle der Krems-HT entspricht der rasch abnehmenden Schottermächtigkeit von > 40 m oberhalb Kremsmünster auf etwa 15 m unterhalb Achleiten und 10 m im unteren Talabschnitt. Größtenteils tragen die Schotter über der letztinterglazialen Bodenbildung eine talabwärts von etwa 1,5 m bis 3 m zunehmende Staublehmdecke. Im Unterschied zum Trauntal tritt größtenteils ein über die heutige Talsohle aufragender Tertiärsockel zutage, der hier auf eine deutlich tiefere Erosion im Riß-Würm-Interglazial schließen läßt als im Mindel-Riß-Interglazial.