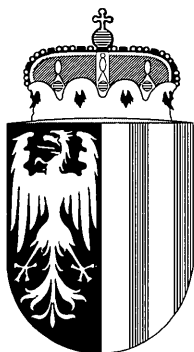


JAHRBUCH
DES
OÖ. MUSEALVEREINES
GESELLSCHAFT
FÜR
LANDESKUNDE

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

7 DER BEREICH DER EISZEITLICHEN GLETSCHER DES STEYR- UND KREMSTALES

7.1 Die eiszeitlichen Vergletscherungen des Steyr- bzw. Steyr-Kremstales

Beim Steyrtal bzw. der Steyr-Kremstaltung fällt vor allem das sehr unterschiedliche Verhalten der Gletscher zwischen der Würmeiszeit und den älteren Eiszeiten auf. Die Gletscher der Würmeiszeit sind auf zwei getrennte Zungen beschränkt, den kleinen Steyrtal- und den etwas größeren Teichtalgletscher, der das Windischgarstener Becken erfüllt hat und noch über den Pyhrnpaß vom Ennsgletscher her gespeist wurde. Dazu kommt noch eine eingeschränkte Lokalvergletscherung der Kalkhoch- und der höheren Kalkvoralpen. Dagegen sind die Gletscher der Rißeiszeit um etwa 37 km, die der Mindel- und Günzeiszeit noch weiter nach Norden über die Wasserscheide von Schön ins oö. Kremstal und weiter bis ins Alpenvorland vorgestoßen, wo sie ausgeprägte Zungenbecken mit Endmoränen hinterlassen haben. Ein zweiter schwächerer Zweig ist jeweils dem unteren Steyrtal gefolgt; keiner dieser Gletscher dürfte jedoch den Alpenrand überschritten haben.

Während dieser älteren Vergletscherungen war das Gebiet sowohl mit den Lokalgletschern vor allem des Sengsengebirges wie auch noch mit dem westlich benachbarten Eisstromnetz verbunden. Die Länge des würmeiszeitlichen Teichtlgletschers steht mit knapp 20 km der des Almtalgletschers kaum nach, hingegen wurden die Gletscher der Rißeiszeit maximal 57 km lang, die größten der Günzeiszeit haben mit etwa 62 km die der Mindeleiszeit noch um 2 km übertroffen. Somit waren die älteren Gletscher der Steyr-Kremstaltung wesentlich größer als jene des Almtales.

Die folgenden Ausführungen stützen sich vor allem auf maßgebende Arbeiten der letzten Jahrzehnte: im Bereich der Würmvergletscherung auf die geomorphologischen Untersuchungen von F. ZWITTKOVITS (I/1962), die Kartierungen von S. PREY (Ber. I/1962–64 und I/1971) und von B. PLÖCHINGER (Ber. I/1963, I/1965, I/1968), die Darstellung der letzten hochglazialen Vergletscherung durch H. EICHER (I/1979, I/1980); im Teichl- und dem folgenden Steyrtal bis zu dessen Ausmündung in das Ennstal auf D. v. HUSEN (I/1975), im mittleren Steyrtal J. ZEITLINGER (I/1954), im Bereich des oö. Kremstales vor allem auf die Arbeiten von H. KOHL (I/1955a, I/1958b, I/1962a, b, I/1970, I/1971b, I/1976b, 1977; GBA I/1996 Bl. 49 Wels und Erl. I/1997), KOHL & SCHMIDT (I/1985) und unveröffentlichte Kartierungen auf Bl. Bad Hall (KOHL 1954, 1959–65, 1974, 1977–81).

Die weit ins Vorland vorstoßende **Günzvergletscherung** nähert sich bis auf etwa 30 km der Donau. Ihre Endmoränen wurden wie jene des Almgletschers ebenfalls erst durch Aufschlüsse anlässlich des Autobahnbaues am heu-

tigen Voralpenkreuz 2 km südwestlich Sattledt entdeckt (KOHL I/1955, I/1958).

In dem 8–10 m tiefen Einschnitt hat sich ein ähnliches Bild wie an der Almbrücke bei Vorchdorf geboten: eine sehr blockreiche, fast völlig durchverwitterte Moränenschüttung, in der gekritzte Bestandteile nur mehr ausnahmsweise erhalten, aber für die Gletscherbearbeitung typische Hohlschliffe an größeren Blöcken noch gut erkennbar waren. Wenige 100 m südlich war auch bereits stark verlehnte Grundmoräne einzusehen (1976) und nach Norden hin der Übergang in ADS mit den für sie typischen kristallinen- und quarzreichen Basislagen.

Der Verlauf dieses etwa 1 km breiten, sehr flachen Endmoränenkomplexes mit einem ehemaligen Gletschertor bei Sattledt, von wo aus ein mächtiger Schwemmfächer (Sander) geschüttet wurde, konnte an den immer wieder zutage tretenden Blockanhäufungen festgestellt werden, wie auch am geomorphologisch auffallenden Gegensatz zwischen dem radial zertalten Schwemmfächer im Norden und einer leichten Querwellung innerhalb der Moränen bei Sattledt (Abb. 43 u. 50). Im Osten wird diese Günzmoräne von den Sipbachquellen an von der mächtigen Moränenschüttung des mindelzeitlichen Steyr-Kremsgletschers überlagert. Nach SW hin setzt sie sich nach einer Unterbrechung durch die mindelzeitliche Aiterbach-Schotterflur zur Pettenbachrinne hin fort, die sie entsprechend einengt und längs der sie allmählich auskeilt, wobei es nordöstlich Spieldorf zu einer Vermischung der blockreichen Moräne mit später stark verfestigter WNF kam.

Diese Günzmoräne umschließt ein weites Zungenbecken, das einer nach NW zum heutigen Schleißheimer Tal führenden Einmündung im Schlierrelief folgt (FLÖGL I/1983) und die Stoßrichtung des Günzgletschers vorgezeichnet hat. Infolge der immer weiter nach NNO gerichteten Vorstöße der Mindelvergletscherung ist dieses Zungenbecken gut erhalten geblieben und mit den jüngeren Sedimenten der WNF und des JDS sowohl in Almtal- wie auch in Kremstalfazies aufgefüllt worden (Abb. 43 und KOHL GBA I/1996 und Erl. I/1997).

Die die Wasserscheide zum Einzugsgebiet des Sausbaches bildende Schwelle in > 620 m NN am Fuße des Perneckerkogels südöstlich der Wallfahrtskirche von Magdalenaberg (schon von S. PREY I/1950 Taf. IX als Moränenmaterial ausgeschieden) dürfte eine Seitenmoräne dieser günzzeitlichen Vergletscherung sein. Dafür spricht die Lage etwa 40 m über dem hier in 580 m NN ansetzenden Mindelmoränenwall und die tiefgreifende Verwitterung (KOHL Ber. Bl. 67 I/1995). Dieser ältesten nachweisbaren Vergletscherung gehört wohl auch das von PREY kartierte verschwemmte Moränenmaterial auf dem Ziehbergsattel (680 m) an (S. 132).

Einige stark verlehnte Reste von Grund- bzw. Abschmelzmoräne fanden sich in alten Aufschlüssen des Kremstales (Abb. 53).

So sind z. B. im ehemaligen Aufschluß Lärchenwald bei Kremsmünster unter der WNF mitunter sehr große, z. T. noch gekritzte Blöcke bis 2,5 m Ø von Gesteinen aus dem Windischgarstener Becken über Vorstoßschottern der Günzzeit aufgetaucht.

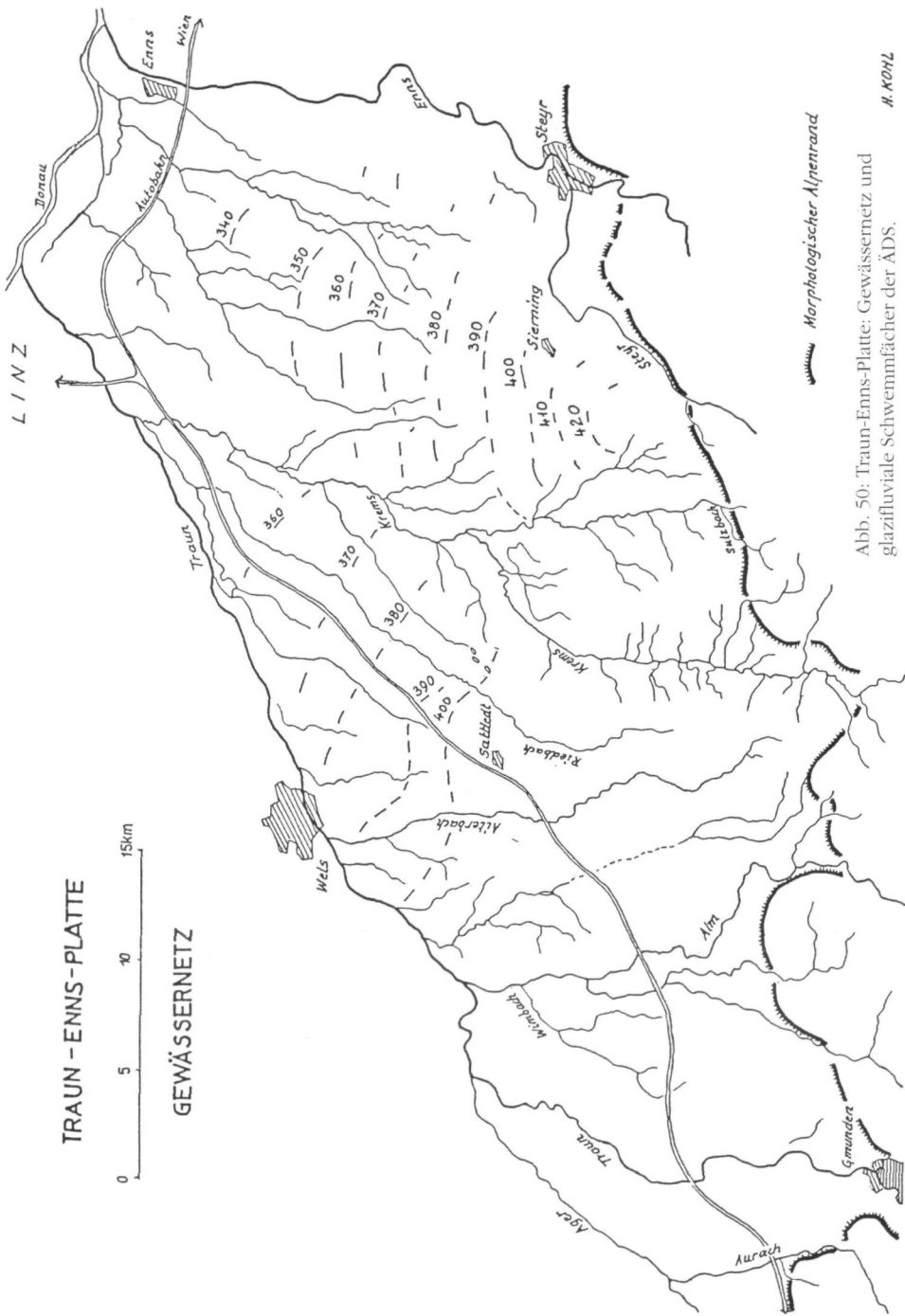


Abb. 50: Traun-Enns-Platte: Gewässernetz und glazifluviale Schwenmfächer der ÄDS.

H. KOHL

Alpineinwärts können abgesehen vom Ziehberg kaum mehr gesicherte Sedimentreste aus dieser Zeit nachgewiesen werden.

Ein östlicher, dem Steyrtal folgender Ast der Günzvergletscherung muß am Flyschalpenrand nordöstlich Waldneukirchen geendet haben, weil von dort aus Schmelzwässer einen ähnlich großen Schwemmkegel von ÄDS geschüttet haben wie bei Sattledt. Auch hier läßt die radiale Zertalung (Abb. 50) darauf schließen.

Die beiden hohen und breiten **mindelzeitlichen Moränenwälle** beiderseits des Kremstales setzen auf der Westseite in etwa 580 m, auf der Ostseite nach der Einsattelung von Nußdorf in knapp 530 m NN an den Alpenrand an und fallen bis Wolfgangstein eher allmählich und östlich des Bahnhofes Kremsmünster vom Gusterberg herab steiler bis auf etwa 410 m ab (Abb. 51). In der älteren Literatur (siehe Teil I) wird der westliche Wall auf der Innenseite, der östliche zur Gänze als rißeiszeitlich angenommen und nur der westliche Außensaum als mindelzeitlich. Seit F. LOTZE (I/1945 unveröffentlicht) wird an der Zugehörigkeit der über einer einheitlichen Unterlage älterer Quartärsedimente (siehe später) liegenden Wälle nicht mehr gezweifelt. Auf der Westseite fallen bei Pettenbach und bei Voitsdorf nach NW vorspringende Sporne auf, die auf eine allmähliche Verlegung der Vorstoßrichtung des Gletschers von der NW- in die NNW- und schließlich in die NO-Richtung schließen lassen (Abb. 51). Der ersten Vorstoßrichtung entspricht der obere Aiterbach, der zweiten östlich Voitsdorf der Riedbach und erst der dritten folgt das bei Kremsmünster nach NO umbiegende Kremstal. Diese Änderungen der mit entsprechenden Oszillationen verbundenen Vorstoßrichtung können auch durch entsprechende Vorstoßschotter unter den Moränen sowohl am Aiterbach, am Riedbach wie auch an der Krems nachgewiesen werden (KOHL I/1962b, Ber. Bl. 67 I/1995, GBA Bl. 49 und Erl. I/1996/97).

Bei der großen Mächtigkeit von 60–80 m übertreffen die Mindelmoränen alle Moränen der anderen Eiszeiten dieses Vergletscherungsbereiches, und sie zeigen somit zusammen mit ihrer Lage über entsprechend älteren Quartärsedimenten große Übereinstimmung mit den Mindelmoränen des Traun- und des Salzachgletschers.

Der Aufbau der beiden Wälle ist nicht einheitlich. Im Nordteil konnte F. LOTZE (I/1945) einen von fluvioglazialen Zwischenschottern in 440–450 m getrennten oberen und unteren Geschiebemergel unterscheiden und in 470–480 m auch stellenweise einen „Höhenschotter“ feststellen. Die sehr unterschiedlichen Brunnentiefen lassen auch auf das stockwerkweise Auftreten von Schotterlagen bzw. -linsen schließen (KOHL I/1967–69). Eine Staublehmauflage liegt nur an wenigen Stellen vor.

Die bis > als 10 m tiefen Aufschlüsse beim Bau der Pyhrn-Autobahn (KOHL Ber. Bl. 49 I/1990) haben einen ausgezeichneten Überblick über die Zusammensetzung und die Verwitterungsverhältnisse dieser Moränen gegeben: Unter anderem zeigte ein bis 12 m tiefer und 300 m langer

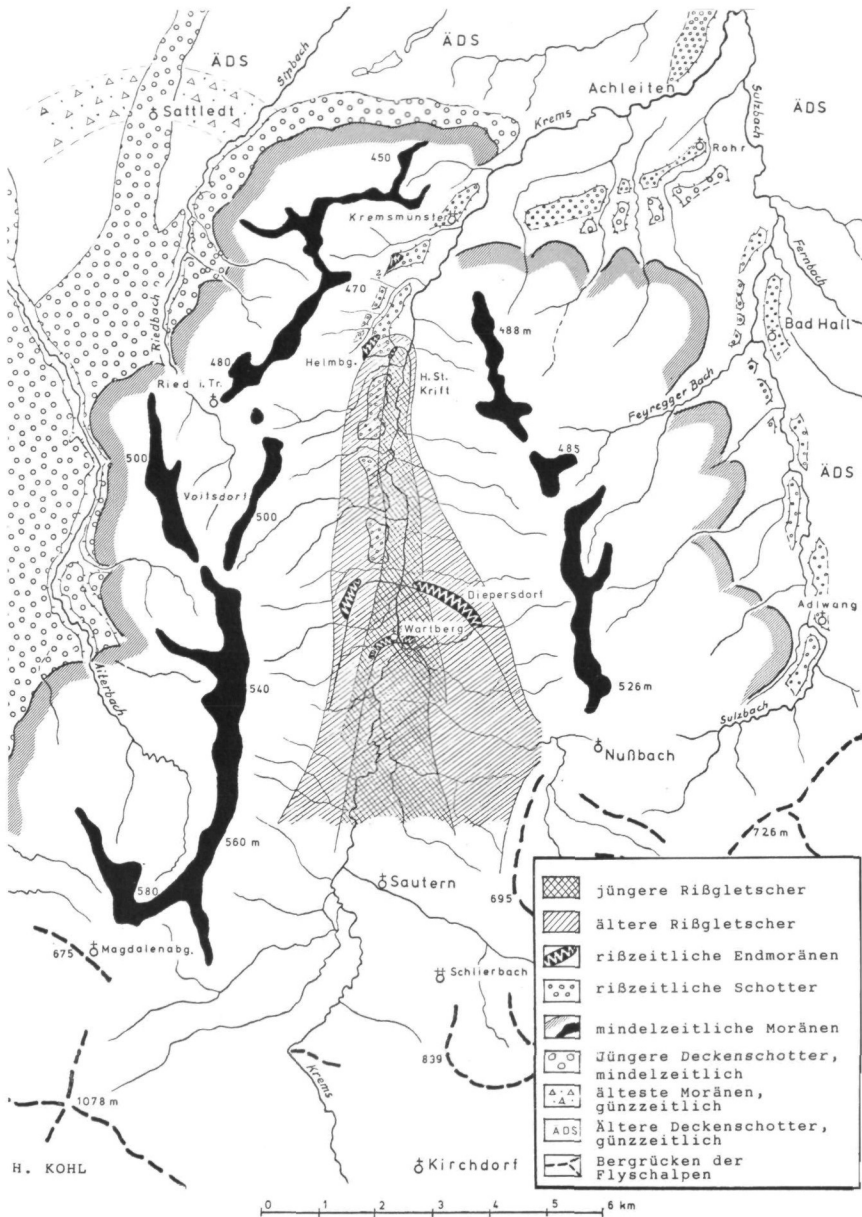


Abb. 51: Die mindel- und rißzeitlichen Gletscherbecken des Kremstales.

Einschnitt etwa 750 m nordöstlich Voitsdorf eine 2–3 m vollkommen entkalkte, braune, verlehnte Decke mit nur widerstandsfähigen Flyschrestgeröllen und vereinzelt stark angewitterten Flysch-, seltener Kalkblöcken. Die Untergrenze greift unterschiedlich tief in eine oben noch teilweise verlehnte, aber bereits kalkhaltige Zersatzzone mit angewitterten und angeätzten Geschieben und Blöcken ein. Sie geht allmählich in eine gelblichbraune Oxidationszone über und läßt außer der Verfärbung kaum mehr nennenswerte Verwitterungsspuren erkennen. Mit ziemlich scharfer Untergrenze folgt in 8–10 m Gesamttiefe völlig frischer grauer, von kleinen örtlichen Ausnahmen abgesehen, ungeschichteter und unsortierter, sehr dicht gepackter Geschiebemergel. Der Flyschanteil beträgt hier > 80 %, der Rest entfällt auf Karbonate und nur selten auftretende Kristallinbestandteile aus den Zentralalpen. Als Bodenbildung herrschen z. T. stark überprägte Pseudogleye in Form von Reliktböden vor. In Hanglagen sind die mächtigen Verwitterungshorizonte infolge späterer Abtragungsvorgänge stark erodiert, z. B. im ehemaligen Steinbruch Lärchenwald bei Kremsmünster auf 1–2 m.

Südlich des Sattels von Nußbach (< 480 m) ist der mindelzeitliche Gletscherrand noch an dem mit Moränenmaterial überstreuten Flyschrücken erkennbar, der bei Wimberg in 540 m an die höheren Flyschkuppen anschließt. Er deutet eine kleine Ausbuchtung des Gletschers beim Sattel von Nußbach an (Abb. 51), wobei der außerhalb abfließende obere Nußbach (Regengraben) ursprünglich über den Sattel nach Osten zum Sulzbach hin abgefließen sein dürfte und erst beim Abschmelzen des Gletschers, wie das Knie des Bachlaufes anzeigt, den heutigen Weg zum Kremstal hin gefunden haben.

Nördlich Wartberg a. d. Krems entsteht besonders auf der rechten Talseite an den breiten, von 440 m nach außen bis etwa 460 m NN ansteigenden Verflachungen der Eindruck eines hochgelegenen Zungenbeckens, das deutlich von der Krone des Moränenwalles überragt wird. Weiter südlich gibt es dafür keine Anhaltspunkte mehr.

Ganz andere Verhältnisse als im oberen Kremstal herrschen im nur von der Weitung des Mollner Beckens unterbrochenen engen Steyrtal von Klaus abwärts. Es fehlen dort schön ausgebildete, von End- und Seitenmoränen umschlossene Zungenbecken. Die ehemaligen Gletscherenden können nur mühsam rekonstruiert werden. Die Anlage spricht auch sehr dafür, daß das obere Steyrtal und das obere Kremstal einst einen durchgehenden Talzug bildeten. Die Überwindung einer ehemaligen Wasserscheide zum unteren Steyrlauf war sicher im Laufe der wiederholten älteren Vergletscherungen kein Problem. Die Wasserscheide von Schön zwischen den Flüssen Steyr und Krems dürfte jedenfalls zu Beginn der Mindeleiszeit bereits bestanden haben, denn sonst wären die fast ausschließlich aus Flyschgeröllen bestehenden mindelzeitlichen Vorstoßschotter der Grauen Nagelfluh nicht zu verstehen.

J. ZEITLINGER (I/1954 Abb. 5) ordnet einige dem Alter nach unsichere Reste von Moränenmaterial wie im Schmiedleitetal und südlich Obergrünburg der Mindeleiszeit zu, führt das Becken von Molln zumindest z. T. auf entsprechende Glazialerosion zurück und nimmt mit dem Einsetzen der Terrassen des JDS ein Eisende südlich Obergrünburg an, wobei er die Möglichkeit einer etwas größeren Eisausdehnung offen läßt. In einer Kartenskizze versucht er

die mindelzeitliche Vergletscherung zu rekonstruieren, woraus sich auch die volle Einbindung der Lokalvergletscherung des Sengsengebirges in das Eisstromnetz ergibt. Aus der quartärgeologischen Karte (Abb. 63) von v. HUSEN (I/1975 Beilage) kann auf ein ähnliches Gletscherende geschlossen werden. Seine Verbindung einer als präglazialer Talboden bezeichneten Erosionsform mit JDS, wobei auch alte Konglomerate bei Frauenstein > 12 km vom Gletscherende entfernt mit einbezogen werden (S. 276), erscheint allerdings unverständlich. Der Begriff „präglazialer Talboden“ ist seit A. Penck immer wieder für den prägünzeitlichen Talboden verwendet worden, wobei aber nach heutigen Kenntnissen der Begriff „präglazial“ viel früher anzusetzen wäre.

Endmoränen aus der **Rißeiszeit** sind im Kremstal erst spät richtig erkannt worden, weil sie in dem schmalen mindelzeitlichen Zungenbecken im Vergleich zum Traun- oder Salzachgletscher recht unscheinbar auftraten. Sie sind relativ tief in das Tal eingelagert und in eine höhere Gruppe bei Diepersdorf (BRAUMÜLLER I/1959) und Penzendorf in 430 m sowie in Helmberg in 415 m und eine tiefere bei Krift in 380 m und Wartberg a. d. Krems in 390 m (KOHL I/1962b, 1977) gegliedert (Abb. 51). Diepersdorf–Penzendorf und Helmberg liegen etwa 4 km voneinander entfernt, wobei sich die Gletscherstände auch jeweils an dem Verlauf der Seitentäler mit einer Verzögerung ihrer Mündung zu erkennen geben. An den Stand von Helmberg schließt über der Gablonzer Siedlung die klassische HT von Kremsmünster an. In Aufschlüssen oberhalb dieser Siedlung war im oberen Drittel lange Zeit ein etwa 1 m mächtiges Band einer Grundmoräne einzusehen (Abb. 52), das zur Annahme berechtigt, daß der Gletscher vor Ablagerung der Helmbberger Endmoräne noch etwa 1 km weiter vorgestoßen ist. Das geht auch aus dem Verlauf der Seitentäler und dem Ansatz der HT beim Kalvarienberg von Kremsmünster hervor. Die HT findet südlich Helmberg in der vom Tiefenbach umflossenen Terrassenzunge von Mörtenhub eine Fortsetzung, die sich jedoch durch die sehr unruhige Oberfläche von der nördlich Helmberg einsetzenden HT unterscheidet und deren Schliersockel um etwa 30 m tiefer liegt als unter den älteren Quartärsedimenten westlich des Tiefenbaches. Obwohl bisher eine zu erwartende Grundmoräne vielleicht mangels eines geeigneten Aufschlusses nicht nachgewiesen werden konnte, ist doch eine glaziale Überarbeitung sehr wahrscheinlich. So scheint es sich bei der Terrasse von Mörtenhub um eine glazifluviale Schüttung des Gletscherstandes von Diepersdorf–Penzendorf zu handeln, die beim Vorstoß zur Helmbbergmoräne überformt worden ist. Das bedeutet aber, daß die ohnehin* sehr undeutlich und flach erscheinende Moräne von Diepersdorf–Penzendorf auch vom Eis überformt sein dürfte. Die Moräne von Helmberg ist westlich des Tiefenbachtals deutlich diskordant mit Resten einer Lehmzwischenlage an die höheren und älteren Quartärsedimente angelagert (Abb. 53).



Abb. 52: HT-Schotter Gablonzer Siedlung 2,75 km SW Kremsmünster. Über dem gut horizontal geschichteten HT-Schotter ist ein dunkles Band Grundmoräne eines kurzen maximalen Gletschervorstoßes vor dem Helmbergstand zu erkennen, über dem Sedimente des zurückschmelzenden Gletschers liegen. Foto: H. Kohl

Die tiefer liegende Moränengruppe von Krift und Wartberg setzt eine bedeutende vorausgehende Tiefenerosion voraus, die nur durch ein weit zurückreichendes Abschmelzen des Gletschers möglich war. Der kleine Moränenwall nördlich der Haltestelle Krift kann nur auf einen neuerlichen Vorstoß eines jedenfalls sehr schmalen Talgletschers bis in die Gegend von Helmberg zurückgeführt werden. Dies beweist auch die durchgehende Auskleidung des östlichen Talhanges mit Grundmoräne von Krift bis Diepersdorf. Sie war beim Bau der Ölsammelstation Krift der RAG und weiter nördlich bei der Gewinnung von Schüttmaterial anlässlich des Baues eines Tanklagers als Anlagerung an die älteren Sedimente einschließlich Schlier einzusehen (Abb. 55, KOHL 1977 unveröff.).

Ebenso stellt die Querwelle von Wartberg in 390 m eine Endmoräne dar, die bei Brunnenbauten und großflächig beim Bau der neuen Schule 1967 nachgewiesen werden konnte. Südlich schließt das Zungenbecken von Wartberg – Sautern an, nach Norden hin ist kaum eine entsprechende Terrassenschüttung erkennbar, wenn auch – angelagert an die höheren Terrassen – scheinbar gestörte Reste einer solchen Schüttung vorliegen dürften. Es wäre also durchaus möglich, daß auch die Moräne von Wartberg von einer nachfolgenden Gletscherzunge überfahren worden ist.

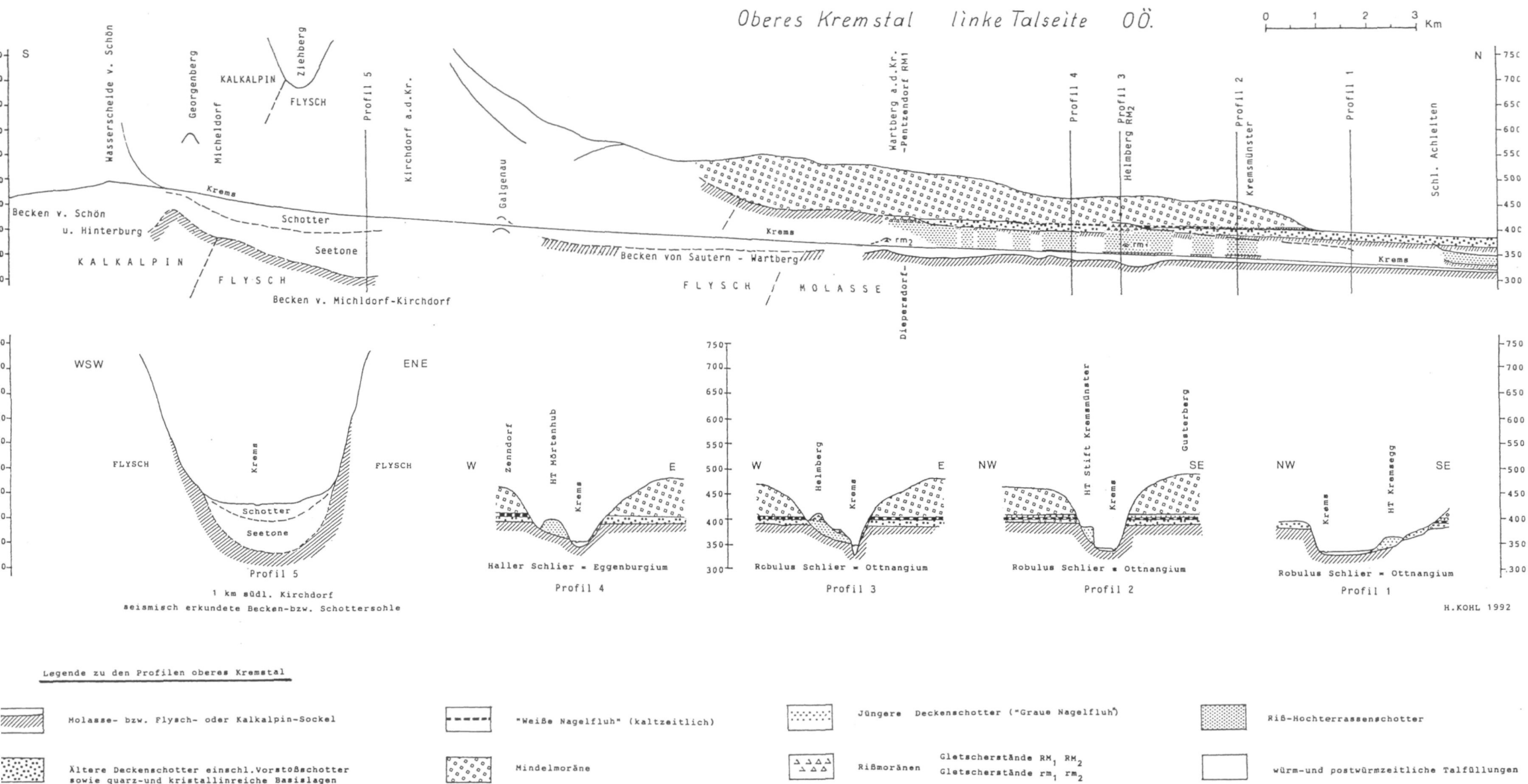


Abb. 55: Oberes öö. Kremstal. Längsprofil durch die orographische linke Talseite und Querprofile. H. Kohl 1992, erg. 1995

Die Gesamtanlage spricht dafür, daß nach der mit der HT verbundenen Hauptrißvergletscherung mit einem kurzen über Helmberg hinausgehenden maximalen Vorstoß eine deutlich abgesetzte, spätrißzeitliche Vergletscherung gefolgt ist. Ein Aufschluß in Rißsedimenten westlich der Haltestelle Ried–Diepersdorf dürfte auch einen Hinweis auf ein älteres Riß enthalten (Abb. 54 KOHL 1967 unveröff.).

Auf der Wasserscheide von Schön konnte anlässlich der Bohrungen für die Pyhrn-Autobahn zwischen zwei Grundmoränen palynologisch ein doppeltes Interstadial (siehe Teil III) nachgewiesen werden, das sehr wahrscheinlich zwischen dem Haupt- und dem Spätriß einzuordnen ist (KOHL & SCHMIDT I/1985). Die südlich Wartberg anschließende Folge von Gletscherzungenbecken (Abb. 55) mit dem 7,5 km langen Becken von Wartberg–Sautern, nach der Flyschschwelle von Galgenau dem 5,5 km langen Becken von Kirchdorf – Micheldorf und weiteren kleineren Becken ist zuletzt von den spätrißzeitlichen Gletschern eingenommen worden. Es bietet sich hier somit die sonst kaum gegebene Möglichkeit, eine durch die Würmvergletscherung nicht mehr gestörte Folge rißzeitlicher Gletscherbecken vorzufinden. Erst spät konnte wenigstens seismisch annähernd die Beckentiefe ermittelt werden, die im Kirchdorfer Becken bis etwa 120 m beträgt (LOHBERGER W. & F. WEBER 1985). Dort liegen bei Micheldorf unter bis > 40 m mächtigen, nach Norden hin rasch auskeilenden würmzeitlichen Schottern eines Schwemmfächers aus der Lokalvergletscherung der Kremsmauer Seesedimente, die im Nordteil des Beckens bis zur dort stark versumpften Oberfläche reichen.

Anlässlich des Ausbaues der Pyhrnbahn im Zuge der Streckenverbesserungen „Neue Bahn“ sind 1992–1995 am Ostrand des Beckens zwischen Krift und Kirchdorf zahlreiche Bohrungen vorgenommen worden, deren Auswertung durch die GBA (HOFMANN, DRAXLER, KOHL et al. I/1996) bisher etwa folgende Ergebnisse gebracht haben: Seismische Untersuchungen (Institut für Geodäsie und Geophysik, TU Wien) im Südteil des Beckens von Wartberg – Sautern lassen auf die hier geringe Beckentiefe von nur etwa 30 m schließen. Die Bohrkerne haben mächtige Seetone bzw. -schluffe erschlossen und – soweit deren Sohle erreicht wird – darunter auch Grundmoräne über Flysch. Die Seesedimente schließen zwischen 390 und 400 m NN mit einer Folge von Anmoor- und Moorbildungen ab, die z. T. Schieferkohlen und Holzreste enthalten. Überlagert wird diese Folge am Beckenrand von unterschiedlich zusammengesetzten Schüttungen, die überwiegend als Solifluktsströme und z. T. auch als lokale Bachsedimente gedeutet werden können.

Die Pollenanalyse durch I. Draxler (GBA) hat für die Abfolge der stark organisch geprägten Horizonte von oben nach unten ein eher kühles Interstadial mit einem ^{14}C -Datum von > 41.000 (VRI 1580) ergeben, anschließend eine weitere Folge von überwiegend Fichten- bzw. Föhrenpollen und im Liegenden, bis etwa 11 m in die ton- bis schluffreichen Seesedimente reichend, eine zwar z. T. durch Umlagerungen gestörte Pollenfolge mit deutlichen Hinweisen auf eine Interglazialflora, die möglicherweise dem R/W-Interglazial entspricht. Sollte dies zutreffen, dann

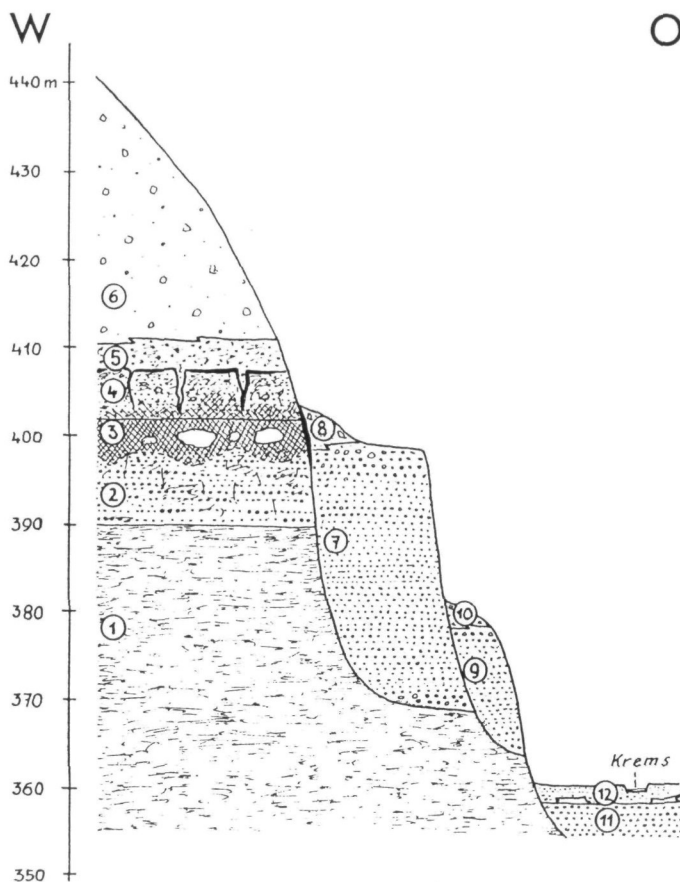
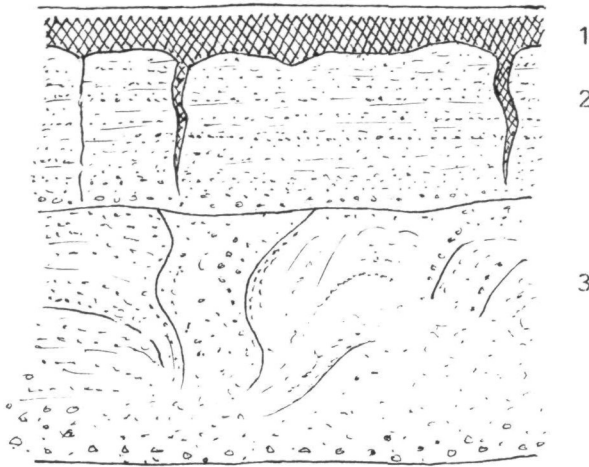


Abb. 53: Schnitt durch die Westseite des öö. Kremstales etwa 3 km südlich Kremsmünster.

H. Kohl 1977

1. **Tertiäre Meeresmolasse:** Mittelmiozäner Robolus-Schlier (Ottangium).
2. **Günz-Vorstoßschotter:** Grob- bis mittelkörniger, sandreicher, gut gerollter, 10–12 m mächtiger, an der Basis reichlich Quarz und Kristallin führender Karbonat- und Flyschschotter, nur lokal auch stärker verfestigt. An der Oberfläche Reste einer warmzeitlichen Verwitterung (Verlehnung und Geröllzersatz) = „Kremsmünster A“.
3. **Reste von Günzmoräne:** Teilweise geglättete, selten noch gekritzte Kalk- und Flyschblöcke in Verwitterungslehm = „Kremsmünster A“. Nicht überall vorhanden.
4. **Weißer Nagelfluh:** Im allgemeinen stark verfestigtes kaltzeitliches Konglomerat aus Karbonatgeröllen. An den abbauwürdigen Stellen eher fein- als grobkörnig, vereinzelt eckige Flyschblöcke enthaltend, seltener Karbonatgesteinsblöcke. Mächtigkeit 4–10 m. Gelegentlich deltaähnliche Schrägschichtung. Spuren einer kräftigen Tiefenverwitterung und Bodensedimente an der Oberfläche setzten eine nachfolgende Warmzeit voraus = „Kremsmünster B“. Klüftung mit Kalksinterbildungen und Kalzitkristallen. Im unteren Bereich durch Lehmeinlagerungen aus dem Liegenden (zum Teil in Blockform) häufig locker. In dieser Position treten Hohlräume auf wie die Lettenmayrhöhle.



1. 1–1,5 m Verwitterungsdecke (Reliktboden aus dem R/W-Interglazial), dessen Material in die Spalten des liegenden Konglomerates nachgesackt ist.
2. 3–4 m gut verfestigter, horizontal gebankter, schlecht gerundeter und schlecht sortierter Schotter in grusig-sandiger Matrix, von spaltenartigen Klüften durchzogen.
3. 6–7 m bis zur Aufschlußsohle. Sehr stark gestörter oben scharf diskordant abgeschnittener Schotter mit z. T. sandigen und lehmig-mergeligen Lagen längs der Störung. Der mächtige Trichter ist mit wirr durcheinander liegendem Schutt ausgefüllt. Hier liegen zwei durch eine beherrschende Diskordanz getrennte rißzeitliche Schotter vor, von denen der Hangende seiner Höhenlage nach aus dem Haupt-(mittleren) Riß stammen müßte und damit der Liegende aus einem älteren Riß.

Abb. 54: Aufschluß 1967 in den Rißsedimenten des öö. Kremstales etwa 550 m westlich der Bahnhaltestelle Ried-Diepersdorf. Zeichnung H. Kohl

5. **Graue Nagelfluh:** Mindelvorstoßschotter. Schlecht gerundete, mittel- bis grobkörnige, vorwiegend aus Flyschalpensteinen bestehende Schotter, schwach bis mittelmäßig verfestigt, 5–7 m mächtig. Verzahnung mit
6. **Midelmoräne:** Block- und schuttreicher Geschiebemergel mit einzelnen Schotterlagen, insgesamt bis 80 m mächtig. Tiefgründige Oberflächenverwitterung. Damit Abschluß der übereinanderliegenden älteren Quartärsedimente.
7. **Höhere (ältere) Rißschotter (Hochterrasse):** Nach Erosion in den Talraum eingelagert. Mäßig gerundete, meist grobe moränennahe Kalk-Flysch-Schotter. Mächtigkeit 30–40 m, kräftige lehmige Bodenbildung an der Oberfläche, verzahnt mit
8. **Höhere (ältere) Riß-Endmoränen** von Helmberg, 415 m, und Diepersdorf, 430 m. Im Tiefenbachtal Riß-Blockmoräne diskordant an Weiße Nagelfluh angelagert mit Lehmzwisehenlage.
9. **Tiefere (jüngere) Rißschotter,** nach Erosion eingelagert. Moränennahe Schotter ähnlich wie 7. Nur fragmentarisch auf der linken Talseite bei Krift erhalten, verknüft mit
10. **Tiefere (jüngere) Rißmoränen:** Endmoräne von Wartberg a. d. Krems in 390 m und Endmoräne von Krift in 380 m. Auf der rechten Talseite auch angelagerte Grundmoräne bis zur Talsohle herab.
11. **Würm-Periglazialschotter:** Gemenge aus allen im engeren Einzugsgebiet vorkommenden Schottern. Nicht mit Moräne verknüpfbar = Talfüllung, überdeckt von
12. **Nacheiszeitliche (holozäne) Schotter und Aulehme** in Talsohle, nur wenige Meter mächtig. An der Basis subfossile Eichenstämme.

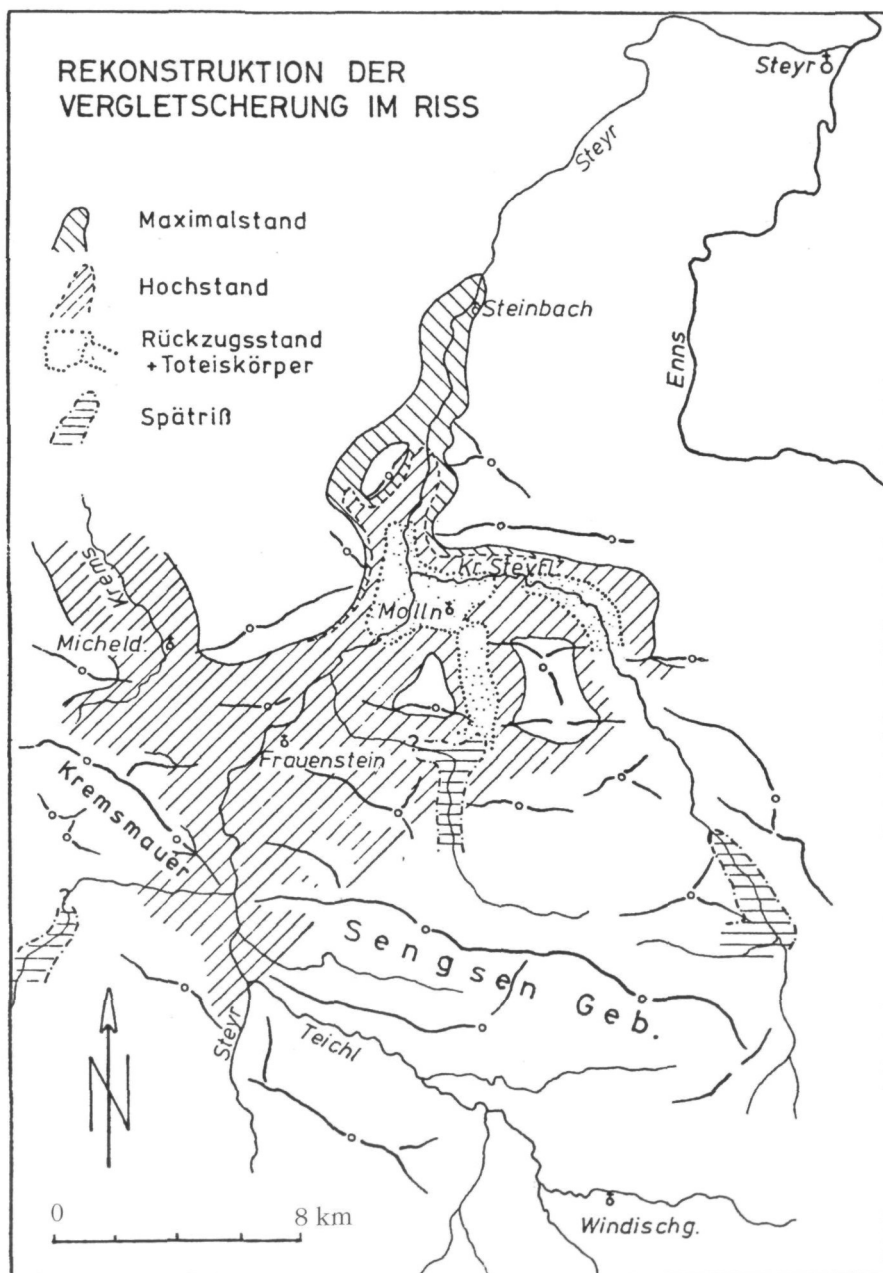


Abb. 56: Rekonstruktion der Vergletscherung des unteren Steyrtales im Riß. v. HUSEN 1975

wäre das ein Hinweis, daß der das Becken erfüllende See nach dem Abschmelzen des spätrißzeitlichen Gletschers in dieser Randzone über das R/W-Interglazial hinaus bis zur Verlandung im Frühwürm bestanden hat und die Schuttdecke darüber, soweit nicht durch Bäche umgelagert, als würmzeitlicher Solifluktionsschutt gedeutet werden kann. Die in der Beckensohle westlich des Bahnhofes Schlierbach liegende Bohrung KB-9/94 hat hingegen aus Torf in 3 m Tiefe nur ein Alter von 11.350 ± 100 (VRI 1681) ergeben, was auch gut mit dem Ergebnis der Pollenanalyse (I. DRAXLER in HOFFMANN et al. I/1995 16) übereinstimmt, die eine fortschreitende Klimaverbesserung und Waldentwicklung zu einer Warmzeit hin anzeigt, womit wohl die spätglaziale Alleröd-Wärmeschwankung vertreten sein dürfte.

Offen bleibt somit noch die Frage, ob auch die tieferen Beckensedimente (Seetone und Grundmoräne) noch weiter gegliedert werden können, wofür Bohrungen im zentralen Teil des Beckens erforderlich wären.

Im unteren Steyrtal fehlen auch aus der Rißeiszeit entsprechende von Endmoränen umgebene Zungenbecken, so daß auch für diese Eiszeit das Einsetzen der HT, womöglich mit Anreicherung von Blöcken und einem gegen das Gletscherende sich verstärkenden Gefälle als Anhaltspunkte für die Rekonstruktion des ehemaligen Gletscherendes herangezogen werden müssen. Man wird also das Gletscherende im Raum Steinbach–Obergrünburg annehmen dürfen (Abb. 56), wo v. HUSEN (I/1975 278ff), ähnlich wie bei der Würmvergletscherung auf einen „Maximalstand“ bei Steinbach und einen „Hochstand“ südlich Obergrünburg schließt, während J. ZEITLINGER (I/1954 233) ein Gletscherende in der Enge bei Agonitz annimmt, was ihm aber beim Vergleich mit dem mächtigen Rißgletscher im oberen Kremstal problematisch erscheint, weshalb er auch ein Ende um Obergrünburg nicht ausschließt.

Die bedeutende Lokalvergletscherung des Sengsengebirges war damals, als noch immer Eis aus dem Windischgarstener Becken in den Bodinggraben und ins Tal der Krummen Steyrling eindrang, mit dem übrigen Eisstromnetz in Verbindung.

Im Mollner Becken nimmt v. HUSEN einen aus Eisrandterrassen mit Deltaschüttung rekonstruierten „Rückzugsstand“ an, der Toteis hinterließ, in dessen Randseen von den durch Endmoränen gekennzeichneten Gletscherenden aus der Garnweid und an der Krummen Steyrling entsprechende Sander geschüttet wurden (I/1975 281, 283). Dazu kommen noch weitere spätrißzeitliche Gletscherenden im Tal der Krummen Steyrling und des oberen Paltenales (Abb. 56).

Reste wohl rißzeitlicher Grundmoränen sind entlang des Wiener Weges, einer das oberste Kremstal mit dem Steyrdurchbruch verbindenden Talung, erhalten, wo auch kristalline Geschiebe mit Granatamphiboliten nicht selten zu finden sind, ferner bei Frauenstein, wo die von Konglomeraten gekrönten Rundkuppen auch zum Teil mit Grundmoräne verkleidet sind, und unter anderem auf dem kurz vor der Mündung der Teichl in die Steyr ins Vordere Rettenbachtal überleitenden Pernkopfsattel, der etwa 70 m über dem NT-Niveau liegt.