



Zur Gliederung der Rißmoränen in Oberösterreich und ihre Abgrenzung zu den Mindelmoränen

HERMANN KOHL*)

10 Abbildungen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 50, 66, 67, 68

*Oberösterreich
Quartär
Mindelzeit
Rißzeit
Moränengliederung
Traunseegletscher
Steyr-Kremsgletscher*

Inhalt

Zusammenfassung	395
Abstract	395
1. Einleitung	396
2. Abgrenzung Mindel-Rißmoränen in Oberösterreich	396
3. Gliederung der Rißmoränen und -terrassen	398
3.1. Das Riß am Traunseezweig des Traungletschers	399
3.2. Das Riß des Steyr-Kremsgletschers	403
4. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	406
Literatur	406

Zusammenfassung

Im Laufe der Untersuchungen im oberen oberösterreichischen Kremstal und im Traungletschergebiet konnten neben der klaren Unterscheidung von Mindel- und Rißmoränen die Rißsedimente (Moränen und Hochterrassenschotter) weiter gegliedert werden. Von den Hauptrißsedimenten deutlich abgesetzte jüngere Rißmoränen und -terrassen sind am Traungletscher nördlich Gmunden seit 1976 und am Steyr-Kremsgletscher im oberen Kremstal südlich Kremsmünster seit 1962 bekannt. Kartierungen auf Blatt 67 Grünau haben außerhalb der Hauptrißsedimente des ehemaligen Traungletschers von diesen ebenfalls abgesetzte ältere Rißmoränen und Terrassenschotter ergeben. In beiden Fällen setzt eine dazwischenliegende Erosionsphase ein größeres Abschmelzen der Gletscher voraus, was zu einer entsprechenden Aufgliederung der Rißsedimente in ein älteres (unteres), mittleres bzw. Hauptriß und ein jüngeres (oberes) Riß berechtigt. Unklar bleibt noch, wie groß die zeitlichen Zwischenräume und anzunehmenden Klimaschwankungen waren. Einen Ansatz dafür gibt das Pollenprofil von Schön an der Wasserscheide Steyr-Krems (KOHL, 1985), wo ein doppeltes Interstadial zwischen zwei Grundmoränen am ehesten zwischen Haupt- und Jungriß einzuordnen ist.

Subdivision of Riss Moraines in Upper Austria and their Differentiation from Mindel Moraines

Abstract

Investigations in the upper Krens valley and in the area of the Traun glacier (province of Upper Austria) yielded – besides a clear distinction of moraines of Riss and Mindel age – a further subdivision of Riss sediments (moraines and high terrace gravels). From the main Riss sediments clearly distinguished younger Riss moraines and terraces have been known from Traun glacier north of Gmunden since 1976 and from Steyr-Krems glacier in the upper Krens valley south of Kremsmünster since 1962. Mapping on sheet 67 Grünau showed outside of the main Riss sediments of the former Traun glacier older Riss moraines and terrace gravels. In both cases an interval of erosion must have its causes in a substantial melting of the glaciers leading to a differentiation of Riss sediments into an older (lower), middle resp. main Riss and a younger (upper) Riss. No information exists about the time intervals and climatic oscillations. Maybe the pollen profile of Schön between Steyr and Krens valley (KOHL, 1985) might give some hints: a double interstadial phase between two basal moraines could be dated between main and younger Riss.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HERMANN KOHL, Hirschgasse 19, A-4020 Linz.

1. Einleitung

Während der Ablauf der Würmeiszeit, von Einzelheiten abgesehen, wenigstens in großen Zügen als bekannt gelten kann (CHALINE & JERZ, 1984), hält die Diskussion um die Frage einer Gliederung der Rißeiszeit immer noch an, wenn sich auch bedeutende Fortschritte abzeichnen.

Diese Feststellung gilt auch im Bereich der nordischen Vereisung für die Weichsel- und die Saaleeiszeit. So kann bereits von einer weitgehenden Übereinstimmung der geologischen Entwicklung der Eem-Warmzeit und Weichsel-Kaltzeit im Norden mit der Riß-Würm-Warmzeit und der Würm-Kaltzeit im alpinen Bereich gesprochen werden, wogegen noch Unsicherheiten beim Vergleich Saale- und Rißeiszeit bestehen.

In der Typusregion für die Rißeiszeit in Oberschwaben (PENCK & BRÜCKNER, 1909) und auch in der anschließenden Iller-Lechplatte finden sich schon früh Anhaltspunkte für eine Untergliederung der Rißeiszeit, zunächst mit Hinweisen auf ein jüngeres Riß (EBERL, 1930; WEIDENBACH, 1937), anschließend hat H. GRAUL eine Dreigliederung (1952) vertreten, die er aber nach einer Revision (1962) durch Einstufung seines Altriß in die Mindeleiszeit wieder auf ein Haupt- und ein Jungriß reduzierte (1968).

Dem Problem einer Gliederung dieses zweifellos komplexen Eiszeitabschnittes ist inzwischen weiter nachgegangen worden, was neben einer zufriedenstellenden Abgrenzung von den mindelzeitlichen Sedimenten neuerdings zur Ausscheidung eines bis dahin unbekanntes Altriß (Zungenriß) geführt hat (SCHREINER & HAAG, 1982; SCHREINER, 1989). Auch haben die jährlichen Arbeitsexkursionen von Prof. K.A. HABBE, Erlangen, seit 1990 im Rahmen der Arge Alpenvorland-Quartär zur Klärung dieser Frage beigetragen (Protokolle 1992 und 1995); 1993 kam diese auch anschließliche einer Exkursion in Oberösterreich am öo. Traungletscher und am Steyr-Kremsgletscher zur Sprache. Nach Pollenanalysen von BLUDAU (1991) und bodenkundlichen Untersuchungen von St. MIARA et al. (1996) soll zwischen dem Haupt- und dem Jungriß sogar ein Interglazial liegen.

Auch die Frage, ob es sich nur um eine Erscheinung im östlichen Rheingletschergebiet handelt, wo der Gletscher die Hauptwasserscheide zur Donau überschritten hatte, oder ob dieses Phänomen auch an anderen Gletschern auftritt, ist von Interesse, denn dann könnte es sich nicht bloß um eine lokale Besonderheit handeln.

Nun wird eine Dreigliederung der Rißeiszeit in ein älteres (unteres), mittleres (Hauptriß) und ein jüngeres (oberes) Riß kaum mehr bezweifelt. Die Frage geht vielmehr noch darum, worauf diese sich im Gelände abzeichnende Gliederung zurückzuführen ist, wobei zweifellos neben möglichen anderen Ursachen auch gewisse Klimaschwankungen eine Rolle spielen, über deren Ausmaß allerdings noch recht unterschiedliche Vorstellungen (ob Intervall, Interstadial oder Interglazial) bestehen.

Die beherrschende Erscheinung für das Riß bleibt jedenfalls das im Typusgebiet durch zwei Endmoränenwälle vertretene Haupt- oder Mittelriß, dessen unterschiedliche Gletscherstände, auf relativ geringfügige Schwankungen zurückzuführen sind, wie die in eine einheitliche Hochterrasse übergehenden Teilfelder bezeugen. Eher unscheinbar sind dagegen die meist durch die nachfolgenden dominierenden Ereignisse zerstörten oder zumindest stark beeinträchtigten Reste eines Alt- und eines Jungriß, die jeweils deutlich vom Mittelriß abgesetzt auftreten.

2. Abgrenzung Mindel-Rißmoränen in Oberösterreich

Bereitet zwar in Oberösterreich die Abgrenzung der mindelzeitlichen Schmelzwasserschüttungen, der Jüngerer Deckenschotter (JDS), von den rißzeitlichen Hochterrasenschottern (HT) längst keine Schwierigkeiten mehr, so hat bezüglich der Abgrenzung der jeweils zugehörigen Moränen vor allem am Traun- und am Steyr-Kremsgletscher noch lange Unsicherheit bestanden.

Am Salzachgletscher ist L. WEINBERGER die zufriedenstellende Gliederung der Altmoränen gelungen (1950), die er auf der Exkursion im Anschluss an die DEUQUA-Tagung in Laufen/Salzach (1955) demonstrieren konnte und die seither anerkannt geblieben ist. Abweichend von der geologischen Karte 1:75.000 von G. GÖTZINGER (1928) ordnet er die Fortsetzung des auch von GÖTZINGER als Mindelmoräne kartierten Adenberges, den Sperledt-Höhenzug, der Mindeleiszeit zu und die von GÖTZINGER als Mindelmoräne eingestufte, mit Älterem Deckenschotter (ÄDS) verknüpfte Siedelberg-Moräne der Günzeiszeit. Diese Zuordnungen entsprechen nicht nur besser einer zusammenhängenden Anordnung und den allgemeinen Kriterien zwischen den Sedimenten der älteren Eiszeiten wie auch der Verknüpfung mit den jeweils entsprechenden glazifluvialen Schottern.

Am Steyr-Kremsgletscher haben, abweichend von den früheren Vorstellungen von A. FORSTER (in PENCK & RICHTER, 1903), O. ABEL (Geol. Karte 1913, Ber. 1905–1910) und J. ROHRHOFER (1938), anschließend an F. LOTZE (1945), E. BRAUMÜLLER (1959) und H. KOHL (1962 und später) durch entsprechende Kartierungen die Verhältnisse klären können. Die hohen und mächtigen Moränenwälle beiderseits des öo. Kremstales stellen eine Einheit dar und können nicht, wie das auf der W-Seite des Tales geschehen ist, zwei so verschiedenen Eiszeiten wie Mindel und Riß zugeordnet werden. Sie umschließen ein relativ schmales und hochgelegenes Zungenbecken aus der Mindeleiszeit, in das deutlich ein Stockwerk tiefer die rißzeitlichen Sedimente, End- und Grundmoränen sowie HT-Schotter eingelagert sind (siehe Abschnitt 3.2). Da die Oberkanten der Rißsedimente größtenteils tiefer liegen als die Basis der Mindelmoräne und selbst deren Liegendsedimente noch diskordant von den Rißsedimenten geschnitten werden, muss eine bedeutende vorausgehende Tiefenerosion angenommen werden, die wohl ein völliges Abschmelzen der Gletscher bis hoch ins Gebirge hinauf voraussetzt, was hier nur bei interglazialen Verhältnissen vorstellbar ist. So waren die rißzeitlichen Gletscher hier nur als schmale, aber immerhin weit vorstoßende Talgletscher entwickelt, die wenig Raum für die Ablagerung größerer Moränenwälle vorgefunden hatten.

Eine Abgrenzung zwischen Mindel und Riß war bis in den Raum Wartberg/Kr. gut möglich, weiter südlich sind dann die entsprechenden Sedimente durch spätere Überprägungen stark verwischt.

Am längsten ist am Traunsee-Zweigletscher die Zuordnung vor allem der äußeren Altmoränen von Laakirchen – Eisengattern – Rabesberg umstritten gewesen, die A. PENCK und E. BRÜCKNER (1909, S. 208) und später S. PREY (1949, 1955, 1984) in die Rißeiszeit, L. WEINBERGER aber bereits (DEL NEGRO, 1969) in die Mindeleiszeit eingestuft hatten.

Spezielle, besonders bodenkundliche Untersuchungen (FINK & KOHL, 1976/78) und schließlich die Kartierungen auf Blatt Grünau (KOHL, 1997) brachten dann auch hier

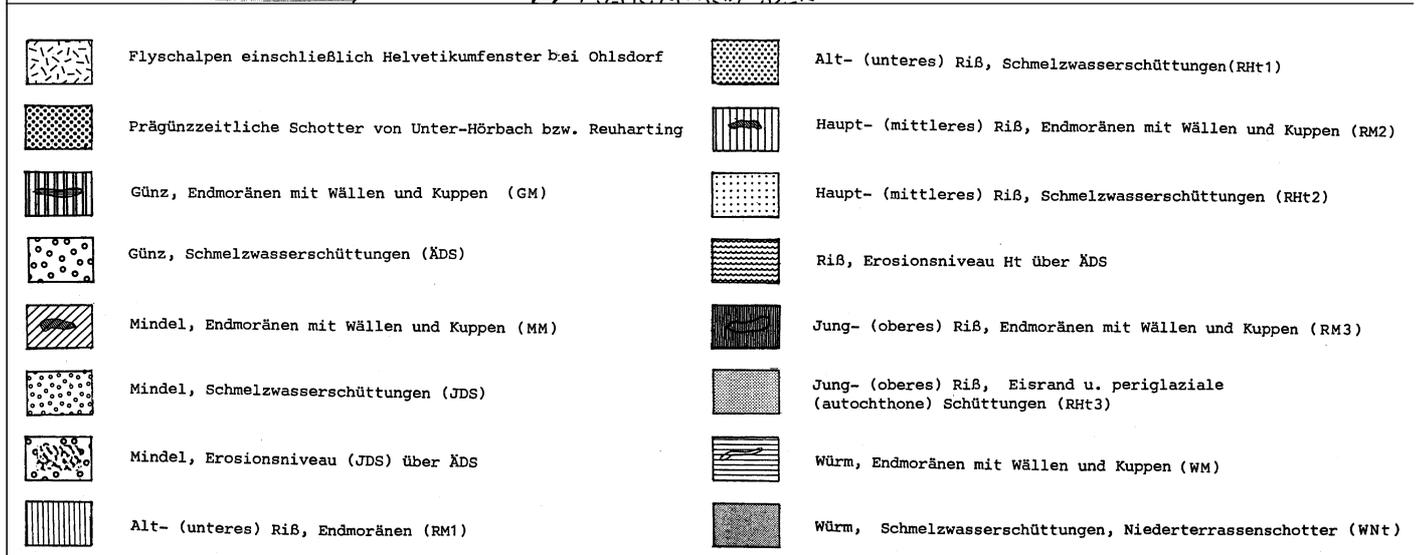
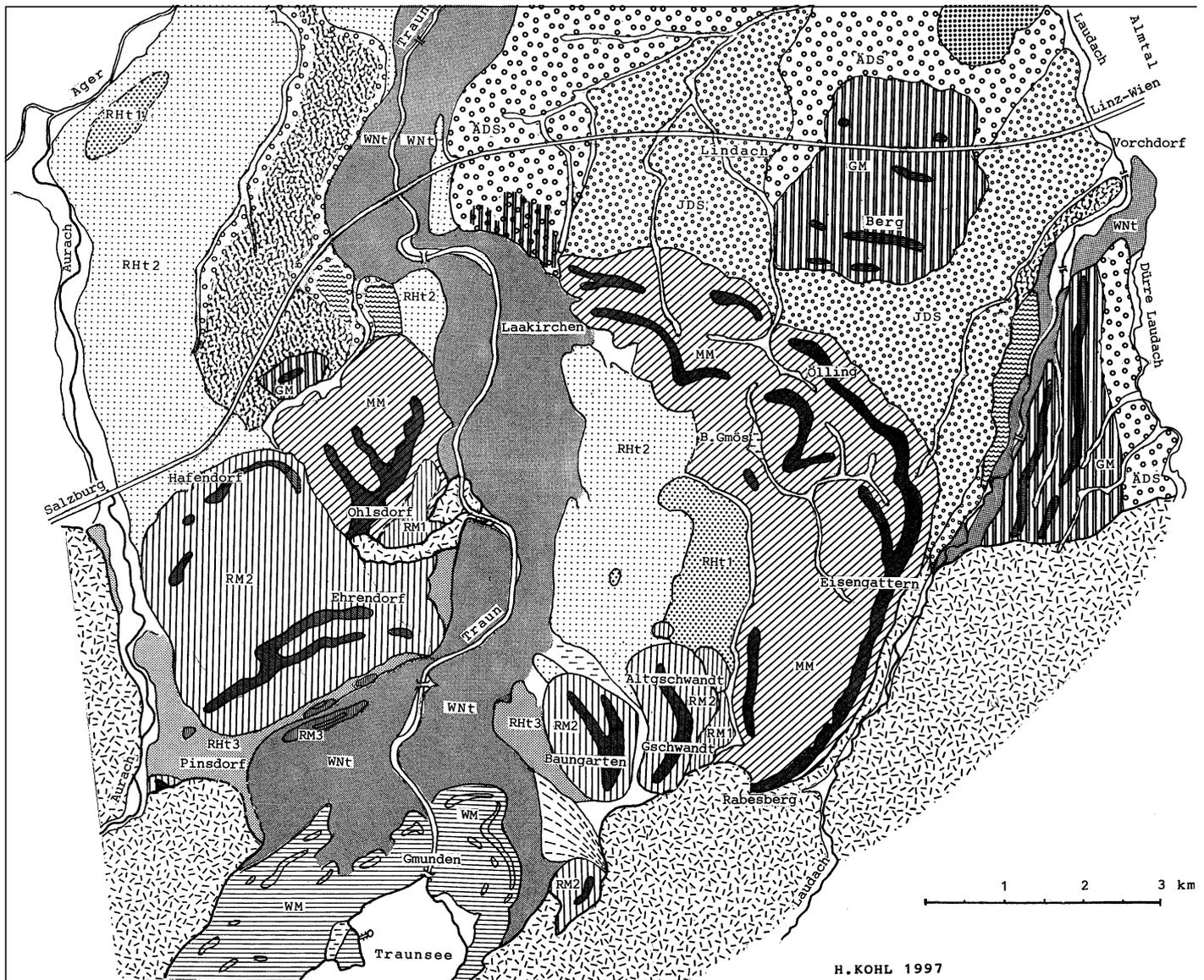


Abb. 1. Endmoränen und Schmelzwasseraufschüttungen der eiszeitlichen Traunseegletscher.

klare Verhältnisse. An Aufschlüssen und durch Aufgrabungen an geeigneten vergleichbaren Stellen wurden mittels üblicher Labormethoden (Bestimmung der Korngrößen, des Chemismus und des Humusgehaltes) die Boden-

verhältnisse auf den verschiedenen alten Endmoränen untersucht und miteinander verglichen. Dabei haben sich so gravierende Differenzen vor allem bei der Entkalkungstiefe (verlehmtter B-Horizont) und der Intensität und Mächtigkeit

keit der Tiefenverwitterung (C_v-Horizont) ergeben, dass diese Erkenntnisse selbst bei Annahme einer stärkeren nachträglichen periglazialen Abtragung der jeweils älteren Sedimente bei der Kartierung als wesentliches charakteristisches Merkmal herangezogen werden konnten (KOHL, Ber. 1997). Teilweise stoßen an der Grenze Mindel/Riß auch unterschiedliche Sedimente (Moräne, glazifluviale Schotter) aufeinander. Dadurch ergeben sich auch geomorphologische Unterschiede, die noch durch die verschieden alte, spätere periglaziale Überformung verstärkt worden sind.

Die Grenze Mindel-Riß folgt im östlichen Traunseegletscherbereich einem von Rabesberg am Flyschalpenrand westlich Oberndorf nach Norden ziehenden Mulden-, später Sohlental, von dem sie nur an zwei Stellen geringfügig abweicht (Abb. 1).

Diese Abgrenzung hat im Zusammenhang mit der Feststellung von Altrißsedimenten östlich der Traun (Blatt 67 Grünau) auch eine andere Auslegung des von PREY als Schlüsselstelle für die Mindel/Rißmoränen-Gliederung betrachteten Profile am Steilhang zur Traun östlich Ohlsdorf ermöglicht (Blatt 66 Gmunden), ohne dabei von der stratigraphischen Einstufung PREYS am Profil selbst abweichen zu müssen. Dort ergibt sich aus der geomorphologischen Situation, dass die nach PREY im Hangenden von Mindelmoräne auftretende Rißmoräne eine deutliche Geländestufe bildet, über der die Kuppe 537 mit der Ortschaft Ohlsdorf und der nach N anschließende Höhenzug steil aufragen. Die Fortsetzung dieses Höhenzuges bildet östlich der Traun der mindelzeitliche Moränenwall von Laakirchen – Eisengattern – Rabesberg. Es handelt sich somit bei Ohlsdorf um eine An- bzw. Einlagerung von wahrscheinlich älterer Rißmoräne in die Mindelmoräne (Abb. 2 und 3.1).

Im Nachhinein ergeben sich für die Mindelmoränen in allen drei angeführten Gletscherbereichen übereinstim-

mende Argumente. Die Mindelmoränen fallen durch geomorphologisch beherrschende Erhebungen und große Mächtigkeit der Moränensedimente auf, die in die JDS übergehen. Sie liegen jeweils auf einem hohen Sockel entweder von Tertiär oder prämindelzeitlichem Quartär und erlauben die Rekonstruktion selbständiger zusammenhängender Zungenbecken. In diese sind deutlich davon abgesetzt die Rißsedimente eingelagert, deren Position die Annahme einer kräftigen vorausgehenden Erosionsphase mit entsprechender Bodenbildung erfordert. Die Rißsedimente sind deutlicher gegliedert als die Mindelmoränen und stehen in allen Fällen mit HT-Schottern in Verbindung. Ein weiteres überzeugendes Argument sind die sehr wesentlichen Unterschiede der Verwitterungstiefen bzw. Bodenbildungen.

3. Gliederung der Rißmoränen und -terrassen

Auf der österreichischen Seite des Salzachvorlandgletschers sind gegenüber den Kartierungen L. WEINBERGERS (DEL NEGRO, 1966), nach dem der Rißmoränenwall von Gilgenberg sich nach W hin in zwei Wälle aufspaltet, bisher keine weiteren Ergebnisse mehr gewonnen worden. Die Fortsetzung dieser Wälle hat auf bayerischer Seite E. EBERS als R-I und R-II bezeichnet, wobei sie bei einer im Liegenden dieser Moränen und z.T. auch der zugehörigen HT-Schotter auftretenden Grundmoräne eine Einstufung ins Altriß für möglich hält (1966, S. 57 ff.). Dagegen hat W.-D. GRIMM mit seinen Diplomanden zwar insgesamt 5 rißzeitliche Gletscherstände mit einer vermuteten Oszillation zwischen den Ständen 3 und 4 feststellen können, ohne dabei auf ein älteres Riß zu schließen (1979). Wie diese Gletscherstände mit der im Rheingletschergebiet gewonnenen Gliederung in Einklang gebracht werden können, ist noch unklar. Beim Stand 5 (entspricht der

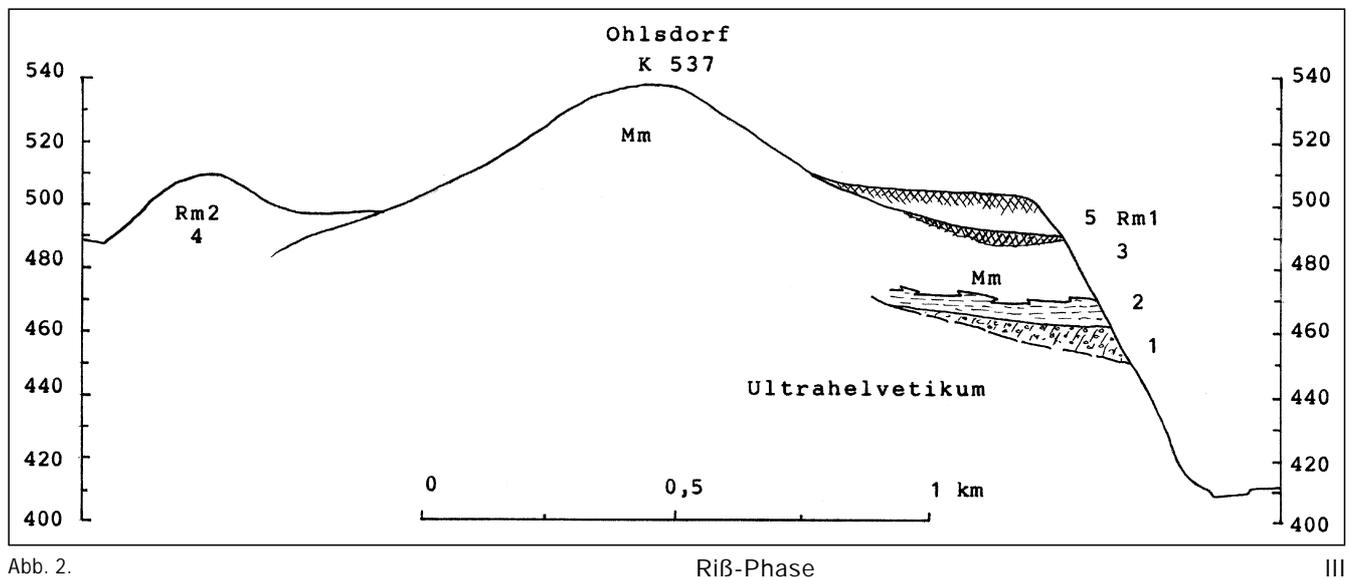


Abb. 2. Querschnitt durch die Moränenfolge im Raum Ohlsdorf N Gmunden.

Nach eigenen Aufnahmen und Verwendung S. PREYS Beobachtungen von 1947.

- 1) Kristallreicher z.T. konglomerierter Liegendschotter geht nach oben in karbonatreichen Schotter über, lokal von Grundmoräne überdeckt, weiter nördlich anscheinend zweigliedrig durch zwischengelagerte Konglomeratbank, an der Oberfläche Reste von lehmiger Verwitterung, weiter nördlich insgesamt bis 35 m mächtig: Günzeitliche Sedimente.
- 2) Staubeckenablagerungen, Bändertone mit Quellaustritten und Tuffbildung.
- 3) Grundmoräne mit bestens gekritztem Geschiebe (Trauntalfazies) stellenweise unterbrochen von geringmächtigen Staubeckenablagerungen, nach oben hin zunehmend Verwitterungserscheinungen (Zersatz und Ätzung von Geröllen) und Verwitterungslehm (fossile Bodenreste im Liegendbereich stellenweise Konglomeratbank: Mindel).
- 4) Endmoränenkranz von Hafendorf-Irresberg: Haupt-(mittleres)Riß.
- 5) Grobblockiges, sandig-schluffiges Moränenmaterial mit reichlich gekritzten Geschieben, Verwitterungsspuren und Lehmdecke an der Oberfläche: Älteres (unteres) Riß.

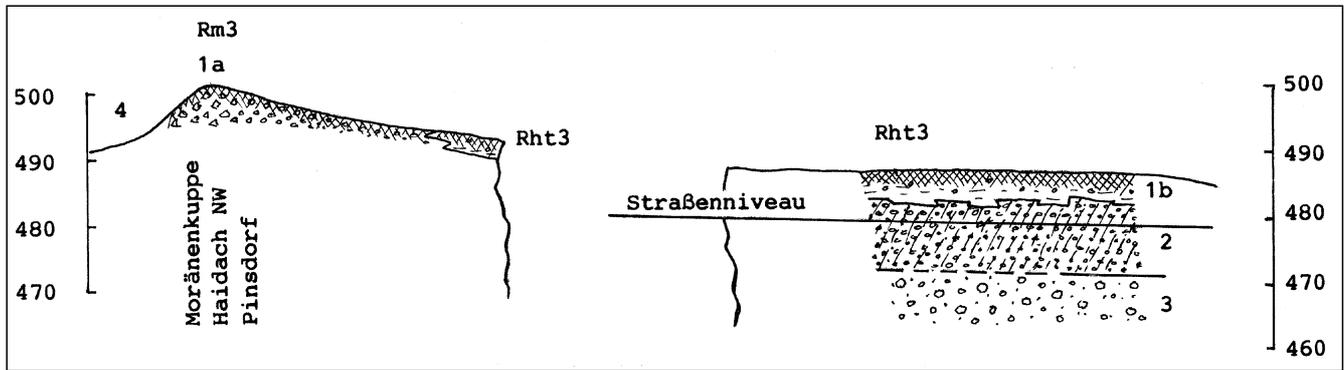


Abb. 3. Längsschnitt durch die jung-(spät-)rißzeitliche Terrasse zwischen Aurach und der Bahnlinie NW Pinsdorf. 400 m langer Aufschluss anlässlich des Ausbaues der Hausruck-Bundesstraße, 1962.

1a: Rm3: Jung-(oberes)Riß: Moränenkuppe mit auskeilendem Übergangskegel; 1b: Rht3: Jung-(oberes)Riß: Periglazialschüttung aus dem Aurachtal, verzahnt sich mit Übergangskegel. 1–2 m Lehm mit Flyschresten (z.T. würmeiszeitlich umgelagert) auf schmalen Horizont aus feinem Flyschsplitt diskordant auf 2–3 m verlehmtm Flyschschutt und -schotter mit eckigen Flyschblöcken an der Basis; 2: 8–10 m stark verfestigtes Kalk-Flyschkonglomerat (Trauntalfazies) mit einzelnen Blöcken geschichtet – Übergang nicht aufgeschlossen; 3: Sehr grober lockerer Kalk-Flyschschotter bis 20 cm \varnothing , Trauntalfazies in stark sandiger Matrix, unsortiert; 4: Ursprünglich versumpfte Wanne eines jungrißzeitlichen Toteisloches, heute entwässert.

bei EBERS, S. 74), der nur als deutlich abgesetzte tiefere Terrasse rekonstruiert wird und die zugehörigen Moränen unter den Würmmoränen angenommen werden, könnte es sich um eine jungrißzeitliche Erscheinung handeln. Es ist auch nicht auszuschließen, dass die „Zwischenterasse“ L. WEINBERGERS (1955, S. 18) am Nordrand der RT von Schwand nicht, wie er vermutet, mit einem überfahrenen Würmwall zu verbinden wäre, sondern auch einem späteren Riß entsprechen könnte. Sichere Nachweise dafür gibt es aber bisher nicht.

Liegen aus dem Bereich der westlichen Zweige des Traungletschers bisher keine Hinweise auf eine weitere Gliederung der Rißmoränen vor, so sind Nachweise dafür am Traunseezweig dieses Gletschers und auch weiter östlich am Steyr-Kremsgletscher erbracht worden: Am Steyr-Kremsgletscher, wo neben den mit HT verknüpften Rißmoränen in tieferer Lage Moränen eines jüngeren Riß auftreten (KOHL, 1962 u. 1976/78), und am Traunseegletscher, wo neben den Hauptrißmoränen jüngere rißzeitliche Formen und Sedimente (KOHL, 1976; VAN HUSEN, 1977) und jüngst auch Moränenreste und zugehörige Schüttungen eines älteren Riß festgestellt worden sind (KOHL, 1994, 1997).

3.1. Das Riß am Traunseezweig des Traungletschers

Der östlichste dem Trauntal folgende Zweig des Traungletschers hat aus der Rißzeit nördlich Gmunden

beiderseits des Traunflusses je zwei mächtige >500 m aufragende Endmoränenwalle hinterlassen, die teilweise infolge der Flyschaufragung von Ohlsdorf eine Gliederung in zwei Loben andeuten, dessen östlicher vom heutigen Trauntal zerschnitten wird. Die westliche Moränengruppe besteht aus dem inneren, sehr breiten, kaum gekrümmten nahezu W–E-streichenden Wall von Ehrendorf, der sich gegen die Traun hin gabelt und dem bis 2,5 km weiter nach N bogenförmig ausgreifenden, morphologisch stärker akzentuierten Wall von Hafendorf. VAN HUSEN ist der Ansicht, dass der Wall von Ehrendorf der ältere und damit vom Eis überfahrene sei. Für diese Auffassung spricht, dass Grundmoräne die Oberfläche der Moräne von Ehrendorf überdeckt, ferner dessen breite, unauffälligere Form und ein eigenes, von dieser inneren Moräne ausgehendes Teilfeld der HT nicht festzustellen ist. Dagegen verbindet die äußere Moräne ein deutlicher Übergangskegel mit der zugehörigen HT-Schüttung längs des Aurachtals.

Die östliche Moränengruppe umfasst die beiden relativ kurzen, breiten Höhenzüge von Baumgarten und Gschwandt, die durch eine Umfließungsrinne voneinander getrennt werden. Da auch hier der innere Wall von Baumgarten den Eindruck einer Gabelung erweckt, scheint ein Zusammenhang mit dem Wall von Ehrendorf wahrscheinlich, wenn auch bisher hier keine Grundmoränenüberdeckung nachgewiesen werden konnte. Vom äußeren Wall von Gschwandt – Altgschwandt leitet ein Übergangskegel über zur östlich der Traun nach Laakirchen führenden HT, mit der sich auch ein HT-Ansatz, des inneren Walles bei

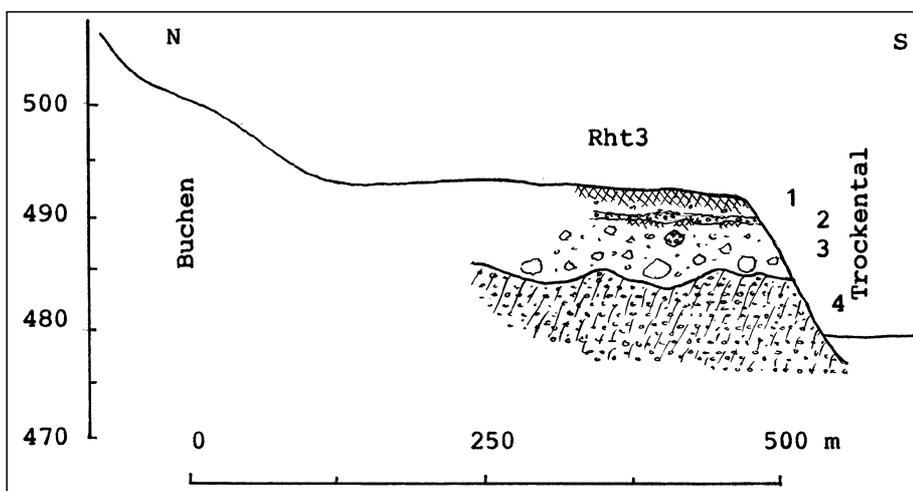


Abb. 4. Querschnitt durch die jung-(spät-)rißzeitliche Terrasse bei Buchen NE Pinsdorf. Nach: Bauaufschluss 1993.

1: 1–1,5 m Lehm mit einzelnen Flysch-Restgeröllen; 2: Bis 0,5 m z.T. konglomerierte Schotterbank; 3: Bis 4 m mächtige Lage von Moränenmaterial mit geschliffenen u. geschrammten Blöcken bis 1 m \varnothing in feinsandig-schluffiger Matrix (Rm3); 4: Nach Erosionsdiskordanz stark verfestigtes Karbonat-Konglomerat mit Flysch (Trauntalfazies).

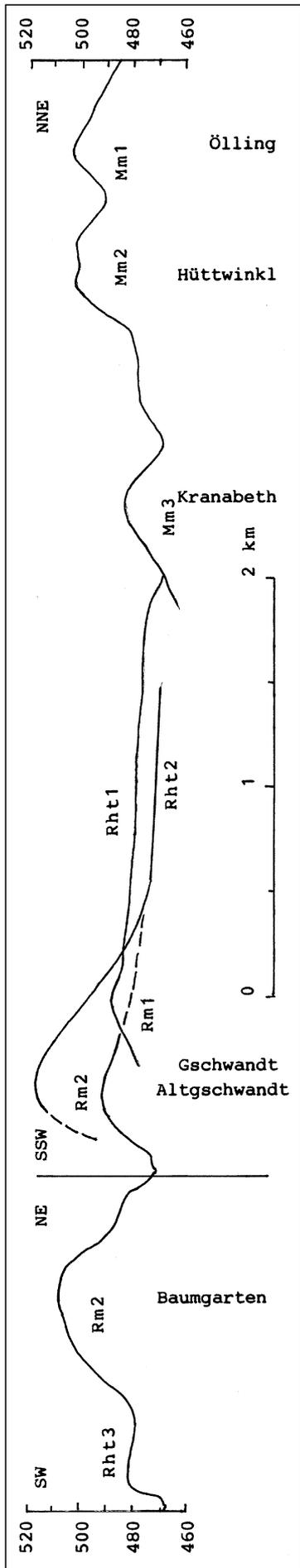


Abb. 5. Schnitt durch die östliche Moränenfolge des Traunseegletschers vom Wasserlosen Bach NE Gmunden bis Ölling, 2,5 km WNW Kirchham/Laudach. Mm1, Mm2, Mm3: Endmoränen der Mindelzeit; Rm1: Moränenkuppe der Älteren Rißzeit bei Altgschwandt; Rm2: Moränenrücken der mittleren Rißzeit (Hauptriß) von Gschwandt und Baumgarten; Rht1: glazifluviale Schotterterrasse der Älteren Rißzeit (unteres Riß); Rht2: glazifluviale Schotterterrasse der mittleren Rißzeit (Hauptriß); Rht3: Eisrandterrasse der jüngeren Rißzeit (oberes Riß).

Moosham verbinden lässt. Ein überzeugender Nachweis, welcher der beiden Wälle hier der ältere ist, war bisher nicht möglich.

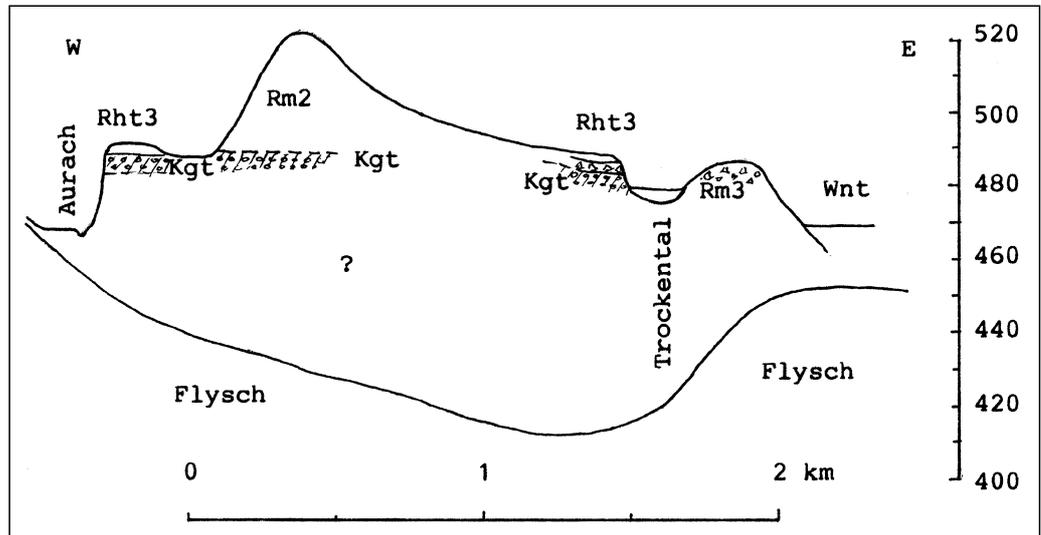
Deutlich abgesetzt von dieser dominierenden Moränengruppe liegt bei Pinsdorf an der Wasserscheide zum Aurachtal eine kleine Moränenkuppe, an die nach N hin eine Terrasse anschließt (Abb. 3), die etwa 10 m unter dem Niveau der erst weiter nördlich einsetzenden HT liegt. An der Innenseite dieser Moränenkuppe von Pinsdorf befindet sich eine heute trockengelegte, aber in den frühen Nachkriegsjahren noch stark versumpfte Hohlform, bei der es sich allem Anschein nach um eine ehemalige Toteiswanne handelt, ähnlich wie die Hohlform beim Krottensee innerhalb der Würmendmoräne. Östlich Pinsdorf ist dann bei Buchen eine Terrasse ausgebildet, die sich an die Endmoräne von Ehrendorf anschmiegt und ein Gefälle zum heutigen Trauntal hin aufweist (Abb. 4). Mit ihrer kräftigen lehmigen Bodenbildung und dem höheren Niveau hebt sie sich deutlich von den in Richtung Gmunden folgenden Teilfeldern der Niederterrasse ab, z.T. ist sie auch noch mit Resten moränenartiger Aufragungen vergesellschaftet.

Eine ähnliche Terrasse ist östlich der Traun längs des Wasserlosen Baches an der Innenseite der Moräne von Baumgarten angelagert, weist aber, von dieser deutlich abgesetzt, ein Gefälle nach N zur Traun hin auf (Rht3, Abb. 1). Beide Terrassen haben aber nichts mit den höheren Moränen zu tun; sie weisen vielmehr auf beckenwärts gelegene jüngere Gletscherstände hin und können erst nach einer entsprechenden Erosionsphase nach dem Hauptriß entstanden sein. Das setzt ein entsprechendes Zurückschmelzen des Gletschers voraus, über dessen Ausmaß allerdings hier nichts ausgesagt werden kann.

Aufschlüsse in den Terrassen von Pinsdorf (Abb. 3 u. 4) und längs des Wasserlosen Baches zeigen allerdings nicht den zu erwartenden Aufbau einer glazialen Serie mit entsprechenden Schmelzwasserschüttungen. Abb. 3 ist zu entnehmen, dass die bis ca. 485 m abfallende Terrasse nicht von der 500 m hohen Moränenkuppe, auch nicht von den Schmelzwässern des dort endenden Gletschers aufgebaut worden war, denn das nur wenig verschwemmte Moränenmaterial keilt sehr rasch in einem Übergangskegel aus. Die Terrasse selbst wird von einem bis 2 m lehmig verwitterten, insgesamt 3–4 m mächtigen Flyschotter aufgebaut, der als Periglazialschüttung aus den Aurachtal zu deuten ist. Darunter folgen diskordant ein festes Konglomerat bildende Kalk-Flyschotter in Trauntalfazies mit einzelnen Blöcken. Die zum Liegenden hin zunehmend besser geschichteten Schotter weisen an der Oberfläche deutlich Erosionsspuren auf. Es handelt sich zweifellos um moränennahes Material. Die Schotter haben aber ebenfalls nichts mit der Moränenkuppe bzw. dem Gletscherstand von Pinsdorf zu tun. Am nördlichen Terrassensporn war lange (heute nicht mehr einzusehen) ein sehr grober unsortierter Kalk-Flyschotter (bis 20 cm Ø) in Trauntalfazies mit stark sandiger Matrix aufgeschlossen, abermals moränennahes Material, das das Liegende der erwähnten Konglomeratbank bilden dürfte. Die Terrasse setzt sich noch nördlich der Unterbrechung durch die Aurach längs der Salzkammergut-Bundesstraße fort und endet noch südlich der Autobahn.

Aus Abb. 4 geht hervor, dass auch hier bei der von etwa 495 m auf 485 m bei Kleinreith abfallenden Terrasse von Buchen kaum eine größere zusammenhängende glazifluviale Schüttung vorliegt; sieht man von einer kaum zusammenhängenden geringmächtigen Schotterlage ab, über der 1,5–2 m Verwitterungslehm mit Flyschrestgeröllen liegt – eine Bodenbildung, wie sie über Würmsedimenten hier nicht vorkommt. Der Hauptanteil dieser Terrassensedimente entfällt auf wirr durcheinanderliegendes, völlig unsortiertes meist reichlich gekritztes Moränenmaterial mit z.T. auch vollkommen eckigen Blöcken bis 1 m Ø und auch auf einzelne, offenbar durch das Eis vom liegenden Konglomerat abgesprengte Trümmer. Das gleiche Material fand sich 1993 auch beim Aushub einer Senkgrube auf der inselartigen Erhebung nördlich vom Haselbauern. Das Liegende bildet auch bei dieser Terrasse ein harter, erodierter Sockel aus Kalk-Konglomerat. Es muss sich dabei wohl um das gleiche Konglomerat handeln wie in der Terrasse nördlich Pinsdorf, das auch längs der Bahn im Liegenden der Hauptrißmoränen, z.T. eine Härteleiste bildend, von 490 bis unter 480 m bei Preinsdorf und Rittenham ansteht. Nördlich Rittenham ist es nicht mehr nachzuweisen. Bei dieser Konglomeratbank handelt es sich demnach um die Reste einer einst zusammenhängenden, 8–10 m mächtigen stark erodierten Lage, die weder mit dem jüngeren Rißstand noch mit

Abb. 6.
 Querschnitt durch die parallel zum Aurachtal verlaufende Abflussrinne aus dem Traunseebecken.
 Kgt: Stark verfestigtes Karbonat-Konglomerat mit Flysch (Trauntalfazies); Rm2: Hauptriß (mittleres Riß); Endmoräne v. Ehrendorf, westliches Ende; Rm3: Jung-(oberes) Riß; Endmoräne; Rht3: Jung-(oberes)Riß; Eisrandterrasse bzw. Periglazialterrasse des Aurachtals.



den Hauptrißmoränen von Ehrendorf und Hafendorf zu tun hat. Sie muss einen älteren Erosionsrest darstellen.

Leider ist die Füllung der aus dem Traunseebecken westlich Gmunden nach N parallel zum Aurachtal führenden, mindestens prärißzeitlichen, an der Schwelle östlich Pinsdorf >70 m tiefen Rinne noch unbekannt (Abb. 6). Jedenfalls steht über der Rinnenschwelle in 420 m das Konglomerat an der Terrassenstufe südlich Buchen in 485–490 m noch an. Ein prärißzeitliches Alter wäre für dieses Konglomerat schwer mit den Erfahrungen aus der Traun-Enns-Platte im Einklang zu bringen, wonach die stärkste Tiefenerosion nach der Mindeleiszeit anzunehmen ist. Nachdem die Verfestigung vor den Eisvorstößen im Hauptriß erfolgt sein muss, könnte es sich hier um eine glazifluviale Schüttung aus dem älteren Riß handeln.

Die Terrasse bei Buchen zeigt an der Oberfläche nur geringe Ansätze einer jungrißzeitlichen glazifluvialen Schüttung, obwohl zur Traun abfließende Schmelzwässer an einem oszillierenden Eisrand anzunehmen sind.

Die Entwicklung der Entwässerung aus dem Traunseebecken kann etwa folgendermaßen rekonstruiert werden: Die Aurachrinne (Abb. 6) weist auf einen prärißzeitlichen Abfluss parallel zum heutigen Aurachtal hin. Demnach musste die Auffüllung während der Rißbeiszeit, sehr wahrscheinlich im Altriß, erfolgt sein. Die an der Oberfläche erodierte Konglomeratbank in Trauntalfazies kann nicht als Vorstoßschotter aus dem Hauptriß betrachtet werden, sie muss also älter, wohl altrißzeitlich sein.

Als Rest einer Altriß-Terrassenschüttung (RH1) kann auch die etwa 5 m über die Hauptriß-Terrasse (RH2) aufragende Terrasseninsel südlich Deutenham (Blatt 48 Vöcklabruck [KOHLE, 1994]) gedeutet werden (Abb. 1). Die Ränder sind hier infolge der Lößbedeckung stark verwischt. Jedenfalls hat im Raum Pinsdorf die nachfolgende Erosion eine vor dem Hauptriß einzustufende Konglomeratbank wohl an der Oberfläche erodiert, aber nicht mehr zerschnitten. Der Hauptabfluss dürfte sich schon damals zum heutigen Trauntal hin verlagert haben. Immerhin haben dann aber Schmelzwässer während des Hauptvorstoßes von Hafendorf und Ehrendorf die an die äußere Endmoräne anschließende Hochterrasse gestaltet. Wieviel davon noch auf eine Altrißschüttung zurückzuführen ist, kann nicht eingesehen werden. Im Jungriß ist keine glazifluviale Schüttung mehr aus dem Traunseebecken ins untere Aurachtal nachzuweisen, wohl aber eine periglaziale aus dem Aurachtal. Die bei Pinsdorf einsetzende Terrasse von Buchen zeigt, dass zur Jungrißzeit die Schmelzwässer bereits zum heutigen Trauntal hin abgeflossen sind.

Östlich der Traun war in einem schlechten Aufschluss am Rande der Terrasse längs des Wasserlosen Baches 1993 unter einer mächtigen lehmigen Verwitterungsdecke blockreicher Kalk-Flyschschutt in sehr sandig-schluffiger Matrix einzusehen, der wohl auch hier als Moränensediment oder zumindest als sehr moränennahes Sediment zu deuten ist.

Seit der Untersuchung eines damals gut aufgeschlossenen Profils am Abhang von Ohlsdorf zur Traun hat S. PREY (1949) daran festgehalten, dass es östlich der Traun einen rißzeitlichen Gletscherstand nördlich der Wälle von Baumgarten und Gschwandt geben müsse und, da sich morphologisch nur der beherrschende, nach heutiger Kenntnis nur als mindelzeitlich einstuftbare Wall von Laakirchen – Eisengattern – Rabersberg anbot, glaubte er, dass dieser, ohne dort näher kartiert zu haben, dem von ihm zu fordernden Rißstand entsprechen müsse. Schließlich hatte A. PENCK eine ähnliche Auffassung vertreten (1909).

Nun haben erst die Kartierungen für das geologische Kartenblatt 67 Grünau (KOHLE, 1997) Ergebnisse gebracht, die dieses Missverhältnis aufklären dürften (vgl. Abschnitt 2). Nachdem die Abgrenzung zwischen Mindel- und Rißsedimenten geklärt war, hat sich zwischen dieser Grenze und der Endmoräne von Gschwandt mit der davon abgeleiteten Ht2 längs des Trauntals ein Abschnitt ergeben, dessen Sedimente zwar dem Riß zugeordnet werden müssen, die jedoch nicht mit den Hauptrißständen von Baumgarten und Gschwandt in Verbindung gebracht werden können. Es handelt sich dabei um Moränenreste, am Außensaum der Gschwandter Endmoräne, die z.T. wie beim Bahnhof Gschwandt oder im N von Altgschwandt völlig von der Gschwandter Moräne getrennt auftreten oder dazwischen davon abgeschnürte Fortsätze bilden.

diese schließt ein nach N ziehender Schotterstrang an, der die von der Gschwandter Moräne ausgehende Ht2 bis 5 m überragt. Ferner ist längs der Straße Gschwandt – Laakirchen etwa 1 km östlich Oberweis im Bereich der Hauptriß-HT eine inselartige Erhebung mit einer plateauartigen Oberfläche erhalten, die ebenfalls als Erosionsrest diesem einst höheren HT-Niveau (RH1) zuzuordnen ist. Diese auffallende Form besteht aus moränennahen, noch wenig sortierten groben Schottern mit zahlreichen Blöcken. Der Niveauunterschied lässt auch hier auf eine größere Erosionsphase zwischen den beiden HT-Schüttungen schließen und damit auf eine entsprechende Abschmelzphase des Gletschers, die nicht allein als annä-

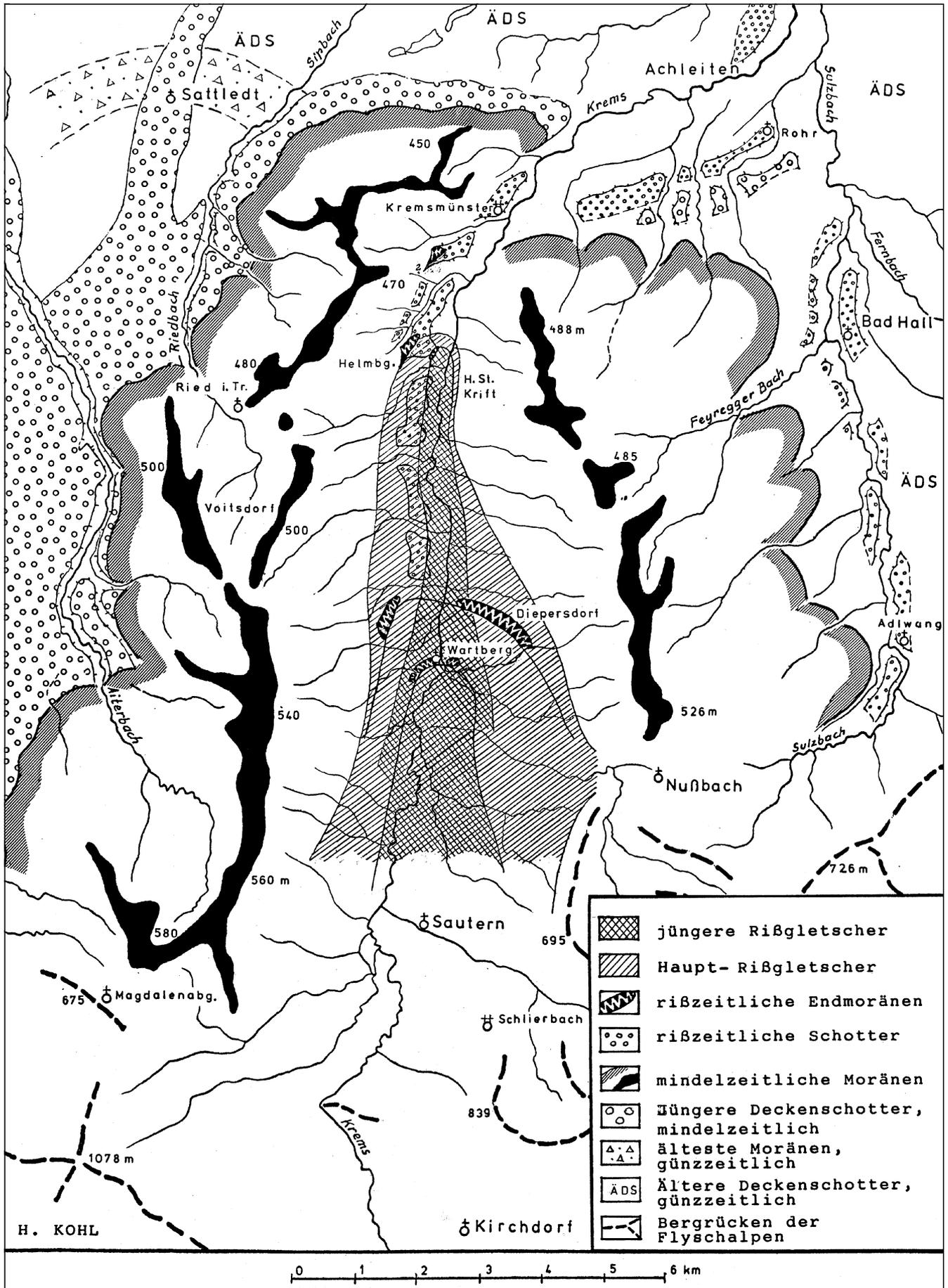


Abb. 7.
Die mindel- und rißzeitlichen Gletscherbecken des Kremstales.

hernd zeitgleiche Oszillation mit den Moränen der Hauptrißvergletscherung erklärt werden kann. Diese Anordnung spricht also dafür, dass hier auch noch ein älteres Riß vorliegen dürfte; auch wenn hier bisher noch kein palynologischer Nachweis für eine Wärmeschwankung vorliegt und auch Unterschiede in der Verwitterung (Bodenbildung) erst näher untersucht werden müssten.

Es handelt sich nun um die Frage, wie diese Ergebnisse mit den Beobachtungen von S. PREY bei Ohlsdorf und dessen Schlussfolgerungen in Einklang zu bringen sind. Da ich Prof. PREY persönlich und auch wegen seiner fachlichen Qualitäten sehr schätze, zweifle ich auch nicht an der Genauigkeit seiner Beobachtungen bei Ohlsdorf, das jedenfalls eine gewisse Schlüsselstelle für die Frage der Rißgliederung einnimmt. Wie PREY selbst berichtet (1984), hatte er 1947 östlich Ohlsdorf besonders günstige Aufschlussverhältnisse vorgefunden, die es später nie mehr gab. Immerhin konnte ich einen Teil seiner Beobachtungen 1975 bestätigen, nicht mehr aber den entscheidenden Grenzbereich zwischen den Moränenhorizonten einsehen. Die entscheidende Frage ist aber die Unterscheidung von Mindel- und Rißmoräne geblieben. S. PREY konnte eine, von der Bodenbildung abgesehen unverwitterte Hangendmoräne von einer durch eine Lehmzwischenlage getrennte tiefgründig verwitterte Liegendmoräne unterscheiden, wobei er die hangende der Riß-, die liegende der Mindelleiszeit zugeordnet hatte. Obwohl unmittelbar südlich davon von der Flyschkuppe 555 m bei Ohlsdorf eine Flyschrippe zur Traun herunterzieht, muss diese ein Rißgletscher noch überwunden haben. Es wäre vorstellbar, dass es sich dabei um einen altrißzeitlichen Gletscherstand handelt, dem östlich der Traun die Moränenreste am Außensaum der Gschwandter Endmoräne entsprechen, von denen auch eine Schmelzwasserschüttung ausgegangen ist. Ob sich diese Rißmoräne von Ohlsdorf auch noch weiter nach N fortsetzt, wie dies PREY vor allem für den die Beobachtungsstelle

überragenden hohen Rücken von Ohlsdorf annahm, ist nicht anzunehmen. Dieser korrespondiert vielmehr mit dem hohen mindelzeitlichen Moränenwall von Laakirchen – Eisengattern.

3.2. Das Riß des Steyr-Kremsgletschers

Wie bereits im Abschnitt 2 ausgeführt, sind in diesem Bereich die Rißmoränen erst nach dem 2. Weltkrieg richtig erkannt worden (LOTZE, 1945; BRAUMÜLLER, 1959; KOHL, 1962 ff.). Demnach gibt es hier eine höhere rißzeitliche Moränengruppe im Raum Wartberg/Kr. in 430 m (Diepersdorf und Penzendorf) sowie 3–4 km weiter nördlich oberhalb der Fabrik Greiner in 415 m in Helmburg und eine zweite Gruppe in tieferer Lage in 385 m in Krift sowie in 390 m in Wartberg/Kr. Schon die höhere Gruppe ist in das hohe mindelzeitliche Zungenbecken deutlich eingetieft, wie die diskordante Ablagerung mit Lehmzwischenlage der Helmburgmoräne längs der südlich anschließenden Umfließungsrinne des Tiefenbaches an die horizontal gelagerten Liegendsedimente der Mindelmoräne beweist. Die Zwischenlage eines lehmigen Bodensedimentes setzt auch eine entsprechende warmzeitliche Bodenbildung voraus. Die zweite Gruppe ist deutlich weiter eingetieft; es muss also vor ihrer Ablagerung abermals eine entsprechende Tiefenerosion in Verbindung mit einer Abschmelzperiode des Gletschers gegeben haben. Dem Stand von Krift entsprechend sind die unteren Hangteile östlich der Krems weithin mit Grundmoräne ausgekleidet, die diskordant an das Tertiär im Liegenden der Mindelmoräne angelagert ist (Abb. 8). Diese Position war beim Schotterabbau für die Anlage des RAG-Tanklagers in Krift und auch beim Bau der Sammel- und Verladestation gut aufgeschlossen. Schließlich haben Brunnenbauten und der Bau der neuen Schule in Wartberg/Kr. ergeben, dass der das Tal querende Rücken über einer flachen Molasse-Flysch?-Schwelle aus mehr als 10 m Moräne besteht,

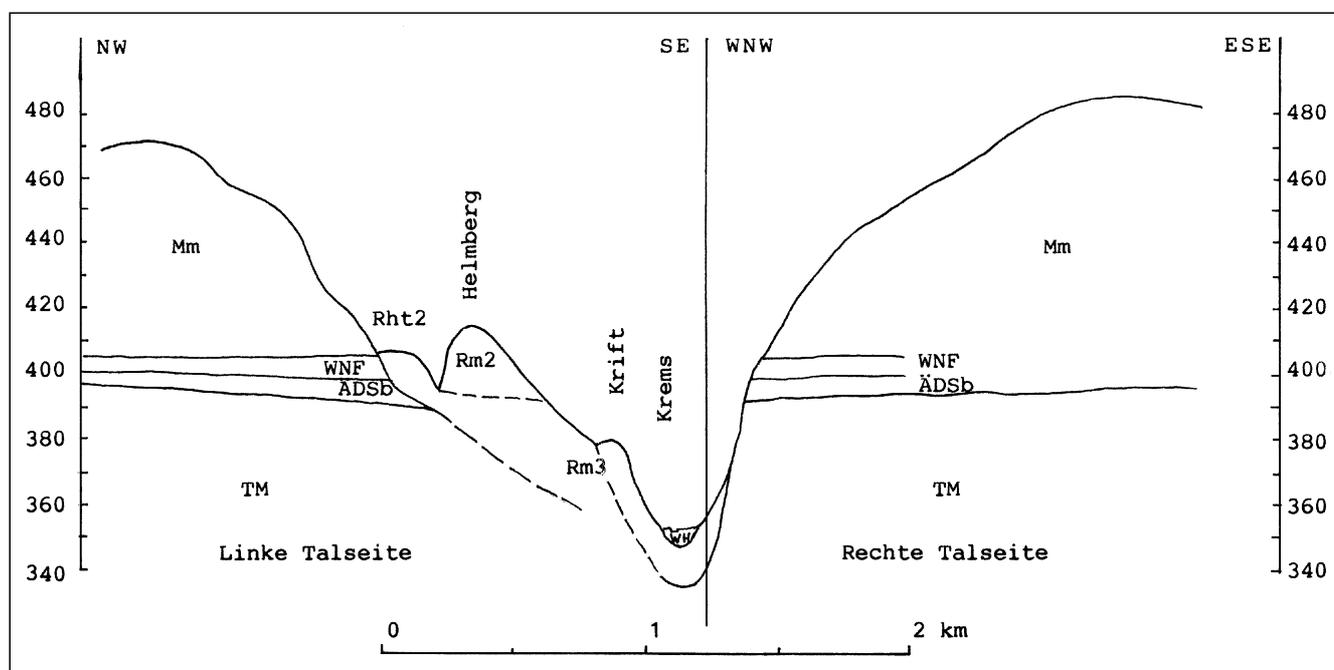


Abb. 8. Querschnitt durch das ö. Kremstal bei Helmburg-Krift, 2,75 km südlich Kremsmünster. TM: Tertiäre Molasse; Mm: Mindelmoräne des Steyr-Kremsgletschers; ÄDSb: Basislagen des Älteren Deckenschotter; WNF: Weiße Nagelfluh; Rm2: Hauptriß; Endmoräne von Helmburg mit Vorstoßschotter im Liegenden; Rht2: Hauptriß; Eisrand-glazifluviale Terrasse; Rm3: (jung-[oberes]) Riß; Endmoräne von Krift einschließlich Grundmoränenauskleidung des Kremstales; WH: periglaziale Talfüllung der Würmeiszeit mit holozäner Überdeckung.

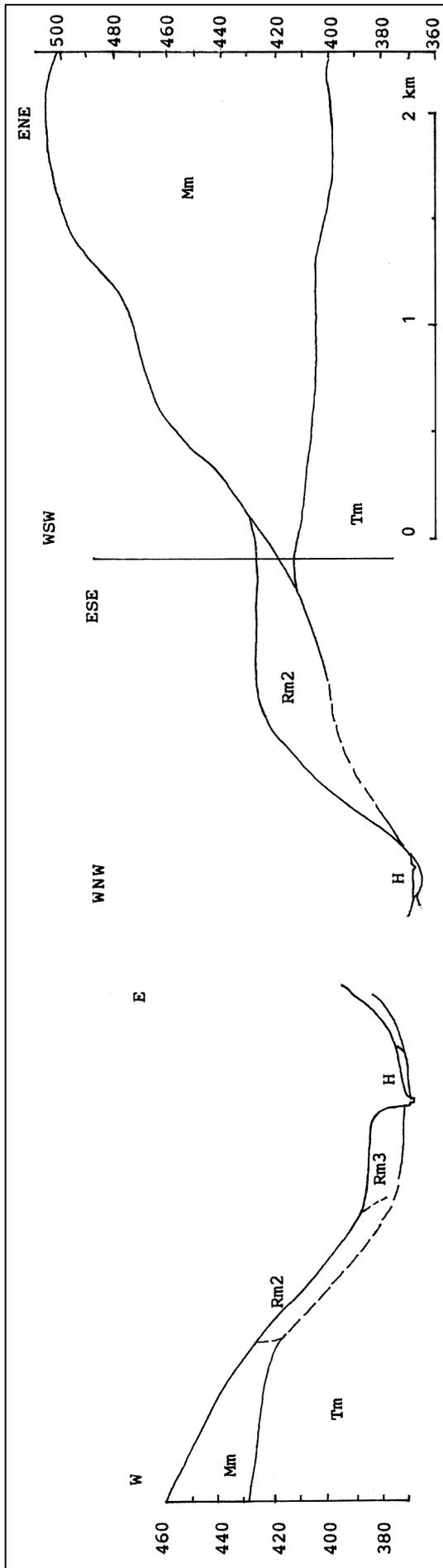


Abb. 9. Querschnitt durch das Kremstal bei Wartberg-Diepersdorf. Tm: Tertiäre Molasse; Mm: Mündelmoräne des Steyr-Kremstalgletschers; Rm2: Haupt- (mittleres) Riß; Endmoränenreste; Rm3: Jung- (oberes) Riß; Endmoräne von Wartberg/Kr.; H: Holozäne Talfüllung; Baumstämme an der Basis.

die auf Grund der Bodenbildung nur in das Riß, nicht aber ins Würm eingestuft werden kann (Abb. 9).

Bezüglich der zeitlichen Abfolge dieser Moränen ist festzuhalten, dass die geomorphologisch typische HT von Kremsmünster (Rht2) sich noch nach S in der Kalvarienberg-Terrasse fortsetzt und unmittelbar an die Endmoräne von Helmberg anschließt. Nun gibt es zwischen der Moräne von Helmberg und den höheren Rißendmoränen bei Wartberg (Diepersdorf und Penzendorf) auf der Westseite des Tales z.T. verfestigte Schotterterrassenreste mit einer auffallend unruhigen Oberfläche, die den Eindruck einer Überformung macht. Leider haben aber die schlechten Aufschlussverhältnisse bisher keine Überdeckung mit Grundmoräne erkennen lassen, so dass kein sicherer Nachweis vorliegt, dass, wie im Traungletschergebiet, die äußere Rißmoräne dem jüngeren Gletscherstand entsprechen könnte. Die auf eine Überformung der Terrasse südlich Helmberg deutende unruhige Oberfläche macht allerdings eine spätere Schüttung vom inneren Stand Diepersdorf-Penzendorf her schwer verständlich. So besteht auch hier die Wahrscheinlichkeit, dass der Gletscher zuerst die Moränen von Diepersdorf-Penzendorf abgesetzt hatte und erst dann über diese hinweg bis Helmberg vorgestoßen ist. Theoretisch könnte auch auf Grund der breiten Anlage die im tieferen Niveau liegende Welle von Wartberg als vom Eis überfahren angesehen werden und der äußere Stand von Krift als der jüngere, wofür auch die Form sprechen könnte. Terrassen sind von keiner der beiden jüngeren Moränen unmittelbar abzuleiten, wenn es auch Ansätze an der W-Seite des Tales nördlich Wartberg gibt, die aber auch als Erosionsformen gedeutet werden können. Nördlich Kremsmünster wird rechtsseitig die HT von Kremsegg-Rohr von einer niedrigen, etwa 5 m über dem Talniveau verlaufenden Terrasse begleitet, deren Aufbau aber unbekannt ist. Keinesfalls kann es sich hier um eine würmzeitliche Terrasse handeln, weil Würmsedimente hier nur als periglaziale Schüttung unter dem durch subfossile Baumstämme bezeugten Holozän der Talsohle liegen.

Somit können auch im Kremstal überzeugend neben dem durch zwei annähernd gleichalte Gletscherstände belegten Hauptriß zwei deutlich abgesetzte jüngere Gletscherstände als Spät- und Jungriß nachgewiesen werden, die von höheren und älteren Rißmoränen nicht nur durch eine vorausgehende, ein starkes Abschmelzen des Gletschers voraussetzende Tiefenerosion voneinander getrennt sind, sondern sehr wahrscheinlich mit dem doppelten Interstadial in Verbindung gebracht werden können, das palynologisch an der Wasserscheide vom Steyr- zum Kremstal bei Schön zwischen zwei Grundmoränen nachgewiesen werden konnte (KOHL & SCHMIDT, 1985). Nachdem kein Würmgletscher diese wasserscheide überschritten hatte, kann es sich wohl nur um ein Riß-Interstadial handeln.

Diese Bohrung von Schön (Abb. 10) erschließt ab 3 m Tiefe zwischen zwei Grundmoränen einen >6 m mächtigen fossilen Moorkomplex mit teilweise zu Schieferkohle gewordenem fossilem Torf und Holzresten, die durch eine Stillwasserablagerung in zwei Teile gegliedert und auch von den beiden Grundmoränen jeweils durch Reste von Feinsedimenten getrennt wird. Die Pollenanalyse durch R. SCHMIDT hat für den liegenden Abschnitt (B) ein Nieder- bis Übergangsmoor mit einem farn- und strauchreichen Fichtenwald unter Beteiligung von *Larix* und *Pinus* und nur sehr bescheidenen Anteilen eines Eichenmischwaldes (3 %) ergeben. Das darüber folgende stark minerogene Stillwassersediment (Abschnitt C) lässt Umlagerungsvorgänge erkennen bei NBP-Anteilen von 80-90 % und *Juniperus* an

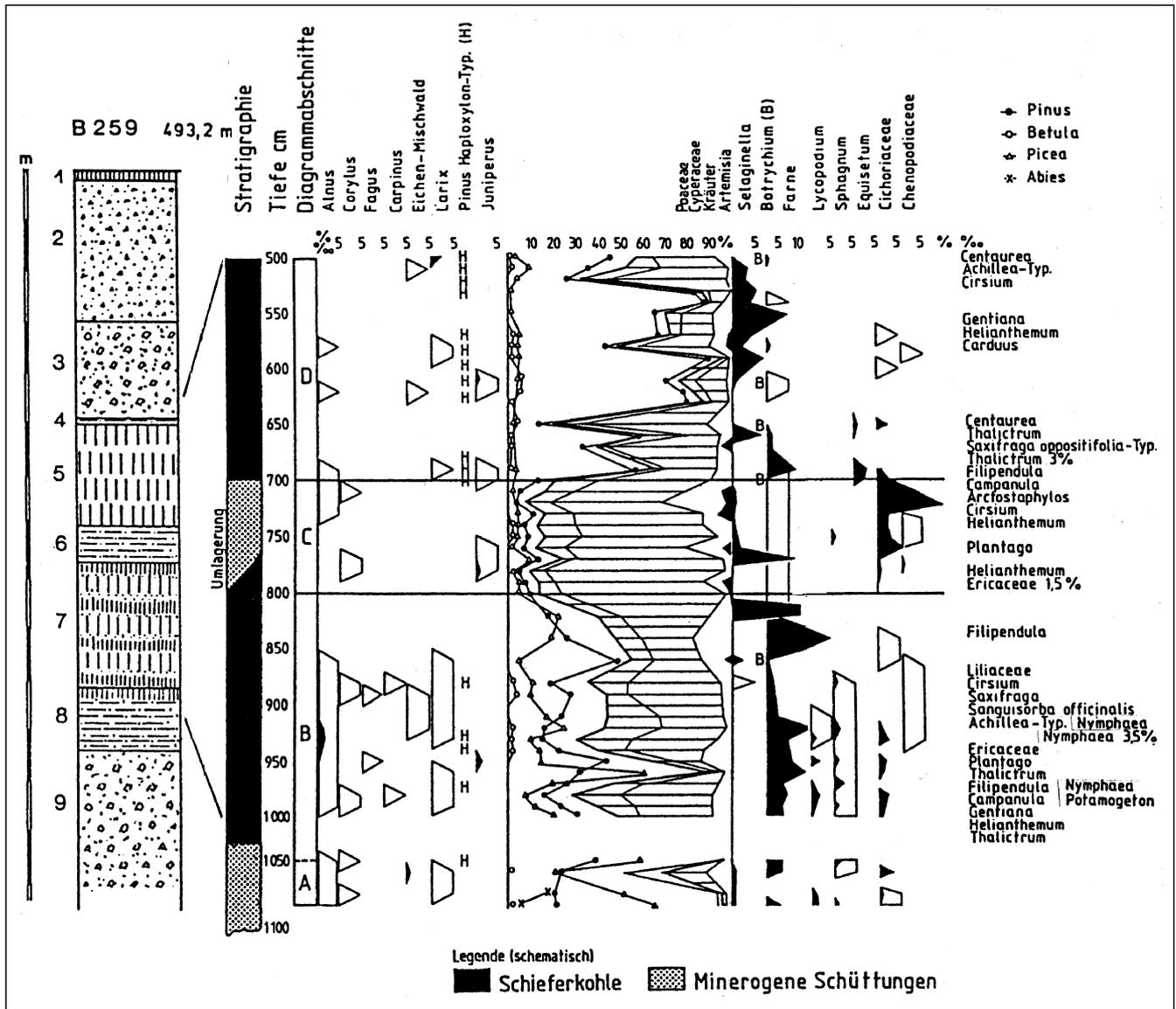


Abb. 10.
Pollenprofil zwischen zwei Grundmoränen an der Wasserscheide Steyr-Kremstal bei Schön.
Interstadial von Schön (Analyse von R. SCHMIDT aus H. KOHL & R. SCHMIDT, 1985).

- 1) -0,2 m stark anmooriger Schluff, kalkfrei.
- 2) -3,0 m gelblichbrauner* (10 YR 5/4), stark schluffiger, sandiger, vielfach zersetzter oder angeätzter Grus (vorwiegend Dolomit), mit verdünnter HCl kaum brausend.
- 3) -4,9 m grauer (5 Y 5/1) lehmiger his sandiger Schluff mit zahlreichen eckigen bis kantengerundeten, z.T. geschrammten Dolomitstücken, mit verdünnter HCl kaum oder nur schwach brausend; in der oberen Hälfte Beimengung von aufgearbeitetem humosem Material. An der Oberfläche wasserstauend. - Grundmoräne!
- 4) -5,0 m grauer (5 Y 5/1) sand- und geschiebefreier Schluff, mit verdünnter HCl nicht brausend. - Stillwasserablagerung!
- 5) -7,0 m schwarzer his sehr dunkelbrauner (10 YR 2/1-2/2), teilweise zu Schieferkohle gepreßter Torf, kalkfrei, unten schwach glimmerig.
- 6) -7,7 m oben stark humoser, schwach glimmeriger, sehr dunkelgrauer Schluff (Gyttja), kalkfrei, mit zahlreichen verwesenen Pflanzenresten, nach unten mehr hellgrau. - Stillwasserablagerung!; 7: -10,2 m anmooriger, stark mineralischer Schluff in Wechsellagerung mit Holzresten enthaltendem, schieferkohlenartigem Torf, kalkfrei.
- 8) -11,4 m schwarzer, stark humoser sandiger Schluff (Anmoor his Gyttia) mit hellen Schlufflagen wechselnd, deutlich geschichtet, nach unten Einsetzen von eckigen Gesteinsstücken. - Stillwasserablagerung!
- 9) -14,0 m = Endteufe, vorwiegend grauer, stark toniger, sandiger, sehr fest gelagerter Schluff mit stark zersetzten Geschiebeinschlüssen, mit verdünnter HCl deutlich brausend. - Grundmoräne!

*) Farbangaben in feuchtem Zustand nach Munsell Soil Charts, Baltimore/USA.

Stelle von *Pinus* und *Picea*, woraus auf eine Klimaver-schlechterung und Waldgrenzdepression geschlossen werden kann. Im hangenden Abschnitt (D) finden sich die Überreste eines minerogen beeinflussten Niedermoors mit *Pinus-(mugo)-*Dominanz und schwankenden NBP-Anteilen (*Selaginella* und *Botrychium*); Fichte ist nur noch unbedeutend vertreten, wärmeliebende Elemente fehlen fast gänzlich. Daraus kann auf eine Lage bereits oberhalb der Waldgrenze geschlossen werden.

Nach der quartärgeologischen Gesamtsituation des Raumes kann dieses Profil nur in die Rißeiszeit eingestuft werden, wobei die bedeutende Tiefenerosion zwischen den Hauptrißständen und jenen des Jüngeren Riß auf alle Fälle auf ein starkes Zurückschmelzen des Gletschers schließen lässt, was aber für die jeweils annähernd in gleicher Höhe liegenden beiden Gletscherenden sowohl des Hauptriß wie auch des Jungriß nicht erforderlich ist.

Das Pollenprofil von Schön untermauert somit die Annahme einer Interstadialschwankung zwischen dem Haupt-(mittleren)Riß und dem Jung-(oberen)Riß, während der das Steyrtal und damit auch die übrigen Voralpentäler weitgehend eisfrei waren. Die große Schottergrube in der Rht2 bei der Gablonzer Siedlung 1,75 km südlich Kremsmünster hat lange im obersten Teil eine etwa 1 m mächtige Lage einer Grundmoräne erkennen lassen, die auf einen über den Stand von Helmberg hinausgehenden Eisvorstoß hindeutet. Die Position ist aber so, dass daraus nicht auf ein älteres Riß geschlossen werden kann, sondern eher auf einen kurzen über den Helmbergstand hinausgehenden Maximalvorstoß, nach dem sich dann der Gletscher bei Helmberg stabilisiert hat. Es ist das eine ähnliche Erscheinung, wie sie VAN HUSEN für das Würm bei Gmunden-Eck festgestellt hat (1977).

4. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Am Traunseezweig des Traungletschers nördlich Gmunden hat es immer noch unterschiedliche Auffassungen bezüglich der Abgrenzung zwischen Mindel- und Rißmoränen gegeben, bis nach Schließung einer Kartierungslücke im Raum nordöstlich Gschwandt bei Gmunden Moränen und Schotter eines älteren Riß ausgeschieden werden konnten, wodurch sich eine klare Abgrenzung zu den wesentlich älteren Mindelmoränen ergeben hat und auch die lange schwer erklärable Sedimentabfolge bei Ohlsdorf mit rißzeitlichen Moränensedimenten nördlich der üblichen Rißendmoränen eine zufriedenstellende Erklärung gefunden hat.

Die Mindelmoränen weisen im oberösterreichischen Raum eine Reihe auffälliger gemeinsamer Züge auf, die neben anderen charakteristischen Erscheinungen wie die bedeutend intensivere und tiefer greifende Bodenbildung ihre stratigraphische Zuordnung erleichtern.

Mit der Feststellung eines älteren Riß am Traunseegletscher ergibt sich neben dem in diesem Bereich und auch im oö. Kremstal schon länger bekannten Jungriß auch in Oberösterreich eine Dreigliederung der Rißzeit 1, ähnlich wie sie in der Typusregion in Oberschwaben für das Riß durch jüngere Untersuchungen weiter gefestigt worden ist. Es kann sich hiermit dort nicht um eine allein für das Rheingletschergebiet geltende Erscheinung handeln, sondern um eine überregionale, die die Annahme entsprechender Klimaschwankungen erhärtet. Dafür sprechen auch die geomorphologischen Verhältnisse, die jeweils große Abschmelzphasen der Gletscher voraussetzen. Für die Abgrenzung eines Jung-(oberen)Riß spricht im Krems-Steyrgebiet auch ein Pollenprofil mit einem zweigliedrigen Interstadial.

Literatur

- ABEL, O., 1905–1910: Aufnahmeberichte über Blatt Wels-Kremsmünster. – Verh. Geol. R.-A., **1905**, S. 353 ff.; **1907**, S. 19 f.; **1908**, S. 20 ff.; **1909**, S. 18 f.; **1910**, S. 19.; Wien.
- ABEL, O. & TILL, A.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000 Blatt Wels-Kremsmünster. – Wien (Geol. R.-A.) 1913.
- BLUDAU, W., 1991 : Pollenanalytische Untersuchungen des Interglazialvorkommens von Ottmannhofen bei Leutkirch (Baden-Württemberg). – Jh. Geol. Ldsamt. Baden-Württemberg, **33**, 119–132.
- BRAUMÜLLER, E., 1959: Der Südrand der Molassezone im Raume von Bad Hall. – Erdoel-Z., **5**, 122–130, Wien – Hamburg.

- CHALINE, J. & JERZ, H., 1984: Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie. – Stratotypen des Würmglazials (Berichte der SEQS 6) – Eiszeitalter und Gegenwart, **34**, 185–206, Hannover.
- DEL NEGRO, W., EBERS, E. & WEINBERGER, L., 1966: Der pleistozäne Salzachvorlandgletscher. – Veröff. Ges. Bayer. Ldeskde., **19–20**, 217 S., mit Karte 1 : 100.000, München.
- DEL NEGRO, W., 1969: Bemerkungen zu den Kartierungen L. Weinbergers im Traungletschergebiet (Atter- und Traunseebereich). – Verh. Geol. B.-A. Wien, **1969/1**, 12–15.
- EBERL, B., 1930: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. – 427 S., Augsburg (B. Fischer Verl.).
- EBERS, E., 1966: Der westliche, bayerische Flügel des Salzachvorlandgletschers. – In: EBERS, DEL NEGRO & WEINBERGER: Der pleistozäne Salzachvorlandgletscher. – Veröff. Ges. f. Bayer. Ldeskde., **19–22**, 7–152, München.
- GÖTZINGER, G: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000 Blatt Matighofen. – Wien (Geol. B.-A.) 1928.
- GRAUL, H., 1952: Zur Gliederung der mittelpleistozänen Ablagerungen in Oberschwaben. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **2**, 133–146, Öhringen.
- GRAUL, H., 1962: Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. – Peterm. Geogr. Mitt., **1962/4**, 253–271, Gotha.
- GRAUL, H., 1968: Führer zur zweitägigen Exkursion im nördlichen Rheingletschergebiet, August 1968. – Heidelberger Geogr. Arb., **20**, 31–75.
- GRIMM, W.-D. et al., 1979: Quartärgeologische Untersuchungen im Nordwestteil des Salzach-Vorlandgletschers (Oberbayern). – In: SCHÜCHTER, Ch: Moraines and Vaves. – Proceedings INQUA-Symposium Zürich 1978, 101–114, Rotterdam (Balkeema).
- HABBE, K.-A., 1992: Protokoll der Arge für Alpenvorland-Quartär-Arbeitstagung in Riedlingen und Pestenacker, 3.-5. April 1992.
- HABBE, K.-A., 1995: Protokoll der Arge für Alpenvorland-Quartär-Arbeitstagung in Ochsenhausen, 29. April-1. Mai 1995.
- KOHL, H., 1962: Zur Eiszeitgeologie der Traun-Enns-Platte. Neue Aufnahmen im Raum des Kremstales. – OÖ. Heimatbl., **16**, 1–12, Linz.
- KOHL, H., 1976/78: Exkursionsbeschreibungen in Oberösterreich 1976 aus Anlaß der 2. Tagung der IGCP-Projektgruppe Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, 1978 der DEUQUA-Tagung in Wien. – In: J. FINK: Exkursion durch den österr. Teil des Nördl. Alpenvorlandes u.... – Komm. f. Quartärforschung Öst. Akad. d. Wiss. I, **1976**, 9–13 u. 24–48, Ergänzung **1978**, 1–5, 7–18, Wien.
- KOHL, H., 1994: Bericht 1993 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 48 Vöcklabruck. – Jb. Geol. B.-A., **137/3**, 444–446, Wien.
- KOHL, H., 1997: Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. B.-A., **140/3**, 297–298, Wien.
- KOHL, H. & SCHMIDT, R., 1985: Ein quartärgeologisch interessantes Bohrprofil im Wasserscheidenbereich zwischen den Flüssen Krems und Steyr (Oberösterreich). – Jb. OÖ. Mus. Ver., **130**, 149–160, Linz.
- LOTZE, F., 1945: Geologische Kartenaufnahme von Kremsmünster und Umgebung 1 : 25.000. – Unveröff. Manuskriptkarte, hinterlegt in Geol. B.-A., Wien.
- MIARA, St., ZÖLLNER, L., RÖGNER, K. & ROUSSEAU, D.-D., 1996: Quartäraufschlüsse bei Baltringen/Riß und Gliederung des Riß-Komplexes – neue stratigraphische, pedologische und geochronologische Aspekte. – Z. Geomorph. NF., **40/2**, 209–226, Berlin – Stuttgart.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E., 1909: Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. I: Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. – Verl. Tauchnitz, Leipzig.

- PENCK, A. & RICHTER, E., 1903: Glazialexkursion in die Ostalpen XII. – Führer anlässlich des 9. internat. Geologenkongresses in Wien 1909. – Die Traun-Enns-Platte, 26–33, mit geolog. Übersichtskärtchen der Traun-Enns-Platte.
- PREY, S., 1949: Zur Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen im Traental östlich Ohlsdorf (Oberösterreich). – Verh. Geol. B.-A. Wien, **1947/7–9**, 152–161.
- PREY, S., 1955: Die Exkursion zwischen Vöcklabruck und Lambach. – In: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österr, Verh. Geol. B.-A., Sonderh. D, 35–39, Wien.
- PREY, S., 1984: Das Helvetikum von Ohlsdorf-Oberweis an der Traun nördlich Gmunden (Ob.). – Jb. Geol. B.-A., **126/4**, 497–511, Wien.
- ROHRHOFER, J., 1938: Die eiszeitlichen Ablagerungen im Alpenvorland zwischen Traun und Enns. – Mitt. f. Erdkde., **5**, 6, 50–68; **9**, **10**, 97–122, Linz.
- SCHREINER, A. & HAAG, Th., 1982: Zur Gliederung der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Eiszeitalter u. Gegenwart, **32**, 137–161, Hannover.
- SCHREINER, A., 1989: Zur Stratigraphie der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Jh. geol. Ldsamt. Baden-Württemberg, **31**, 183–196, Freiburg i. Br.
- VAN HUSEN, D., 1977: Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Traental. Mit Karte 1 : 50.000 sowie Schnitten und Diagrammen. – Jb. Geol. B.-A., **120/1**, 130 S., Wien.
- WEIDENBACH, F., 1937: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte Württemberg Blatt Biberach Nr. 157. – 1–91, Stuttgart.
- WEINBERGER, L., 1950: Gliederung der Altmoränen des Salzachgletschers östlich der Salzach. – Z. Gletscherkde. u. Glazialgeol., **1**, 176–186, Innsbruck.
- WEINBERGER, L., 1955: Exkursion durch das österr. Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel der Irrsee- und Atterseezweige des Traungletschers. – Verh. Geol. B.-A., **1955**, Sonderh. D, Beiträge zur Pleistozänforschung in Österr., 7–34, Wien.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. September 1997