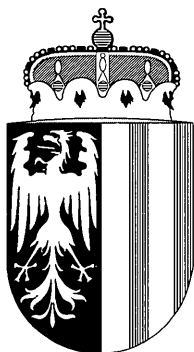


JAHRBUCH
DES
OÖ. MUSEALVEREINES
GESELLSCHAFT
FÜR
LANDESKUNDE

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

Die nach Vereinigung der beiden Haupteisströme nördlich von Salzburg radial auseinanderströmenden *Zweigbecken* kennzeichnen, obwohl im Süden noch innerhalb der hier stark aufgegliederten Flyschalpen gelegen, den breit ausladenden Fächer des Vorlandgletschers. Auch die Zweigbecken sind unterschiedlich übertieft; soweit bekannt, dürfte das Zweigbecken des Oichtentales mit 248,8m die größte Mächtigkeit quartärer Sedimente aufweisen (WEINBERGER I/1955 11). Weinberger weist auch hier auf die Wahrscheinlichkeit einer Beeinflussung durch präquartäre Tektonik hin. Daß die Haupteismassen zunächst den Zweigbecken gefolgt sind und nach deren Auffüllung über die sie trennenden Rücken hinweg sich zum geschlossenen Vorlandeis vereinigt hatten, geht schon aus den girlandenförmigen Ausstülpungen der Jungendmoränen an den äußeren Enden dieser Becken hervor. Das vorströmende Eis hatte die Flyschaufragungen zum Teil überflossen, zum Teil überragten diese in der Würmeiszeit auch als Nunataker inselartig die Eisoberfläche, was bei den höheren Erhebungen wie Haunsberg (833m), Buchberg (801m), auch beim Heuberg (899m) der Fall war. Zur Zeit der größeren Gletscher älterer Eiszeiten waren auch diese Höhen mit Eis überdeckt. Der am Eisrand gelegene 785m hohe Tannberg hatte eine weitere Ausdehnung der Gletscher verhindert und so eine größere Einstülpung des Endmoränenkranzes verursacht.

Auf Österreich übergreifende refraktionsseismische Untersuchungen durch das Bayerische Geologische Landesamt (BGL I/1981) haben ergänzt durch Bohrungen einen besseren Einblick in die Untergrundverhältnisse der dem Salzachlauf folgenden Becken ergeben. Demnach liegen an der unteren Saalach im Becken von Piding ca. 100m Quartär, das nach der Schwelle im Flysch des Höglberges im Raum Freilassing gegen die Salzachmündung hin weiter zunimmt. Hier konnten an den rascheren Laufzeiten im Liegendbereich deutlich durch Eis vorbelastete und damit als wahrscheinlich präwürmzeitliche (wohl rißzeitliche) Seesedimente erkannt werden. Das ist auch im südlichsten Tittmoninger Becken gegen Laufen hin der Fall. Im Bereich des 60–80m tiefen Tittmoninger Beckens konnte eine tiefe nur mit spätglazialen Sedimenten erfüllte Rinne in der tertiären Molasse erkannt werden, die nicht auf Flußerosion zurückgeführt werden kann. Es wird daher an eine subglaziale Rinnenerosion gedacht, wie sie WEINBERGER (I/1952 und I/1957 a) im Bereich der großen Moorbecken von Ibm und dem Bürmoos angenommen hat. Auch das tiefe Oichtental dürfte nur mit spätglazialen Sedimenten aufgefüllt sein. Aus all diesen vorliegenden Unterlagen geht hervor, daß die Quartärsedimente der Salzachgletscher in ein sehr differenziertes Relief eingelagert sind, das im wesentlichen seine Ausgestaltung der Glazialerosion einschließlich subglazialer Schmelzwassertätigkeit verdankt. Nicht überall ist allerdings der quartäre Beckengrund nur von der letzten, der Würmeiszeit gestaltet worden, wie liegende, verdichtete Seesedimente und auch an den

älteren Untergrund angelagerte Quartärsedimente (Deltaschüttungen) aus den jeweiligen Spätphasen der älteren Eiszeiten beweisen. Auf eine sehr differenzierte Glazialerosion weisen auch die zwischen den oft tiefen Zweigbecken liegenden Platten hin, in denen Kerne von stark verfestigten Quartärsedimenten älterer Eiszeiten erhalten sind und unter anderem auch das palynologisch nachgewiesene Riß-Würm-Interglazial von Zeifen östlich des Waginger Sees (JUNG, BEUG & DEHM I/1972, siehe Teil III), sowie auch Reste von Interglazialböden. Ein entsprechend differenziertes Relief des Quartäruntergrundes bestätigen die von der Salzach angeschnittenen Schwellen im Tertiär wie bei Laufen und im Durchbruch durch die Endmoränen, im Flysch bei Muntigl und am Kalkalpenrand bei Salzburg.

Die hier gebotene Darstellung der ehemaligen Vorlandvergletscherung folgt auf österreichischer Seite im wesentlichen der bis heute anerkannten Gliederung WEINBERGERS (I/1950, I/1955) und dessen vielseitigen auch auf andere Autoren gestützten Untersuchungen seit BRÜCKNER (I/1986), GÖTZINGER (Aufnahmeber. zu den Blättern Mattighofen, Tittmoning und Salzburg, GBA I/1928, I/1929, I/1955), DEL NEGRO (I/1966) und anderen, die schließlich in der 1966 von Del Negro bearbeiteten Karte 1:100 000 zusammengefaßt worden sind (Abb. 16). Ergänzungen kamen ferner unter anderem von S. PREY mit der geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg (GBA I/1969) und den Erläuterungen dazu (I/1980), von TH. PIPPAN (I/1967, I/1969, I/1972, 1979) sowie den jüngsten Kartierungen D. v. HUSENS auf Blatt 64 Straßwalchen (Ber. I/1982–1994).

Ähnlich wie Weinberger auf österreichischer lieferte auf bayerischer Seite E. EBERS die seit 1931 erarbeiteten Grundlagen für die Karte DEL NEGROS. Unter den jüngeren Arbeiten sind vor allem jene von J. H. ZIEGLER (I/1977, I/1978, I/1983 a, b, c) für das würmeiszeitliche Zungenbecken und von H. EICHLER & P. SINN (I/1974) sowie von W. D. GRIMM (I/1979) und dessen Mitarbeitern für das Altmoränengebiet maßgebend (Abb. 17). Die Kartiertätigkeit des Bayerischen Geologischen Landesamtes ist erst jüngst durch die Herren H. Jerz und G. Doppler wieder aufgenommen worden, worüber auf der Exkursion anlässlich der Arbeitstagung der von Prof. K. A. Habbe, Erlangen, geleiteten AG Alpenvorland-Quartär 1998 in Laufen an der Salzach berichtet wurde.

Die Neugliederung des im Norden 5 bis 8 km breiten Saumes der **Altmoränen** durch L. WEINBERGER (I/1950) hat erstmals am Rande der nordöstlichen Alpen zur Ausscheidung einer G ü n z - E n d m o r ä n e geführt. Er hat die seit E. BRÜCKNER (I/1886) der Mindeleiszeit zugeordnete Endmoräne des Siedelberges (470–490m) als günzzeitlich erkannt und ihre Verknüpfung mit dem ÄDS von Uttendorf und Mauerkirchen mit den tiefen geologischen Orgeln (GÖTZINGER I/1936 Taf. 10b und 11a) nachweisen können. Somit liegt auf dem Siedelberg die bis dahin älteste erkannte glaziale Serie im Sinne A. Penks vor, die sich mit einem ca. 20m höheren Tertiärsockel und einer

ebensoviel höheren Schotteroberfläche von den JDS und deren zugehörigen Mindelmoränen unterscheidet.

Das klare Konzept der Altmoränengliederung Weinbergers läßt an dieser Einstufung kaum mehr Zweifel aufkommen, obwohl bis dahin weiter westlich an keinem der großen Vorlandgletscher Günzendoränen, sondern jene der Mindel- bzw. auch der Rißeiszeit die größte Gletscherausdehnung anzeigen. Weinberger meinte, daß ein weiter östlich des heutigen Salzachtales liegendes Tal, dem der damalige Gletscher gefolgt war, die Erhaltung dieser Günz-moräne ermöglicht hatte.

Im Handenberger Durchbruchstal durch die Mindelmoräne des Adenberg-Sperledt-Höhenzuges hat Weinberger eine durch Lehmreste getrennte Liegendmoräne feststellen können, die er somit ebenfalls der Günzzeit zugeordnet hat. Desgleichen konnte W. D. GRIMM (I/1979 107) auch am Nordabfall des Adenberges in einem bis dahin nicht erwähnten Aufschluß zwischen den liegenden tertiären Quarzschottern und den hangenden JDS mit den Mindelmoränen etwa 10m mächtige Reste von Günzmoränenmaterial erkennen. Als weitere Begründung für das Alter dieser ältesten Moränen wird neben der stratigraphischen Position auch die starke Verwitterung und die periglaziale Überformung angeführt (WEINBERGER I/1955 14).

Der etwa 5 km beckeneinwärts entlang ziehende, nach außen hin dominierende Höhenrücken des Adenberges (531m) und Sperledt (500→570m) taucht an seinem Süden am Engelbach unter die Jungendmoräne ab. Mit seinem immer noch hohen Tertiärsockel und der Verknüpfung mit den JDS ist er wohl mit L. WEINBERGER im Gegensatz zu früheren Auffassungen, die den Sperledtrücken in die Rißeiszeit gestellt hatten, (unter anderem GÖTZINGER auf Geol. Karte GBA I/1928) in seiner Gesamterstreckung der *M i n d e l e i s z e i t* zuzuordnen. An dieses mindelzeitliche Zungenbecken erinnert oberhalb des Handenberger Durchbruchtales durch die Endmoräne noch ein Rest einer alten Grundmoränenplatte. Endmoränen der Mindeleiszeit umsäumen auch den Tannberg im Süden und schmiegen sich östlich Neumarkt an den Irrsberg an. Aus den erhaltenen Resten der Mindelmoränen geht deutlich hervor, daß auch schon der mindelzeitliche Moränenkranz, ähnlich wie die Jungmoränen am Ende der Zweigbecken, hier des Ibmer Mooses und des Wallersee-Beckens, deutlich girlandenförmig ausgestülpt war, ein Hinweis auf die alte Anlage der Zweigbecken.

Die *R i ß e i s z e i t* ist durch die nordwestlich von Gundertshausen unter den Jungmoränen hervortretende Altmoräne vertreten, die sich bei Gilgenberg in zwei Äste aufspaltet und nach einer Unterbrechung im unteren Weilhart durch die würmeiszeitlichen Schmelzwasserschüttungen in einem nördlichen zum Salzachtal bei Ach führenden Ast und einem südlichen von Hochburg fortsetzt, der unter die Jungendmoränen des oberen Weilhart untertaucht. Nach Osten hin setzen sich die Riß-Endmoränen unter den Jungmoränen im

Raume Gundertshausen-Aschau-Feldkirchen fort, was bereits BRÜCKNER (I/1886 63) zitiert bei PENCK & BRÜCKNER I/1909 155f) an mehreren nicht mehr einzu-
sehenden Aufschlüssen festgestellt hatte. Unter frischer Jungmoräne war dort
angewitterte Altmoräne mit Lehm- bzw. teilweise Lößdecke einzusehen. Von
diesen überdeckten Moränen sind wohl auch die HT-Stränge nördlich Gun-
dertshausen zum Handenberger Durchbruch des Fillmannsbaches und östlich
davon längs des Engelbaches abzuleiten. Aus den beiden Riß-Wällen gehen
HT-Teilfelder hervor, die sich rasch zu gut erhaltenen Hochterrassen vereinen
und schließlich in das breite lößbedeckte HT-Feld von Schwand übergehen.
Aus der Rißeiszeit findet sich auch außerhalb der Jungmoränen des Wallersee-
beckens noch eine erhaltene Endmoräne bei Steindorf, an die bei
Straßwalchen die HT-Schüttung des Mattigtales anschließt. Ein nach außen
abspaltender Zweig deutet auf eine Vereinigung mit dem benachbarten Irrsee-
zweig des österreichischen Traungletschers hin. Eine HT führt auch längs des
Engelbach-Enknachtales nach Norden, die unter der Jungmoräne hervortritt
und somit auf eine entsprechende Einstülpung des rißzeitlichen Endmoränen-
kranzes in der Fortsetzung des Haunsbergrückens hinweist.

Eine Untergliederung der Rißsedimente war auf österreichischer Seite
bisher nicht möglich. In diesem Zusammenhang sei noch auf die von WEIN-
BERGER (I/1955 18) erwähnte Zwischenterrasse am Rande der Schwander HT
hingewiesen, in der er eine frühwürmzeitliche Schüttung für möglich hält, die
aber ebenso gut von einer spätrißzeitlichen Schüttung stammen kann, wenn
sie nicht nur eine Erosionsform in der Hauptrißschüttung (HT) darstellt. Aus
einem Riß-Moränenansatz östlich des Heuberges schließt v. HUSEN an dieser
Stelle auf eine etwa 40–50 m höhere Eisoberfläche als zur Würmeiszeit (Ber.
Bl. 64 Straßwalchen I/1993).

Der Stand der **Altmoränenforschung** auf der **bayerischen Seite** des
Salzach-Vorlandgletschers hat nach den 1966 zusammengefaßten Arbeiten
von E. EBERS (DEL NEGRO, EBERS, WEINBERGER I/1966) wesentliche Ergänzungen
durch die Untersuchungen von H. EICHLER & P. SINN (I/1974) sowie von W.-D.
GRIMM und Mitarbeitern (I/1979) erfahren.

Anders als auf der österreichischen Seite kennzeichnet hier im Norden der
die Alz entlang streichende, in drei Teile aufgelöste, beherrschende Höhen-
zug des **Margarethenberges** (530–520 m), **Eschelberges** (502 m) und
Hechenberges (> 500 m) PENCKs „Hohe Altmoränen“ (PENCK & BRÜCKNER
I/1909). Diese sind beckenwärts durch eine unauffälligere, breiter werdende
Zone rißzeitlicher Sedimente von den Jungmoränen getrennt. Während die
älteren Autoren einschließlich E. EBERS (I/1966) in dem nördlichen Höhenzug
längs der Alz unterhalb Garching die Mindelmoränen des Salzach-Vorland-
gletschers in Verbindung mit Deckenschottern sehen, wobei E. EBERS bereits
auf gewisse Komplikationen hinweist, ist es SINN & EICHER vor allem mit Hilfe
lithologischer Unterschiede in engem Zusammenhang mit Verwitterungser-

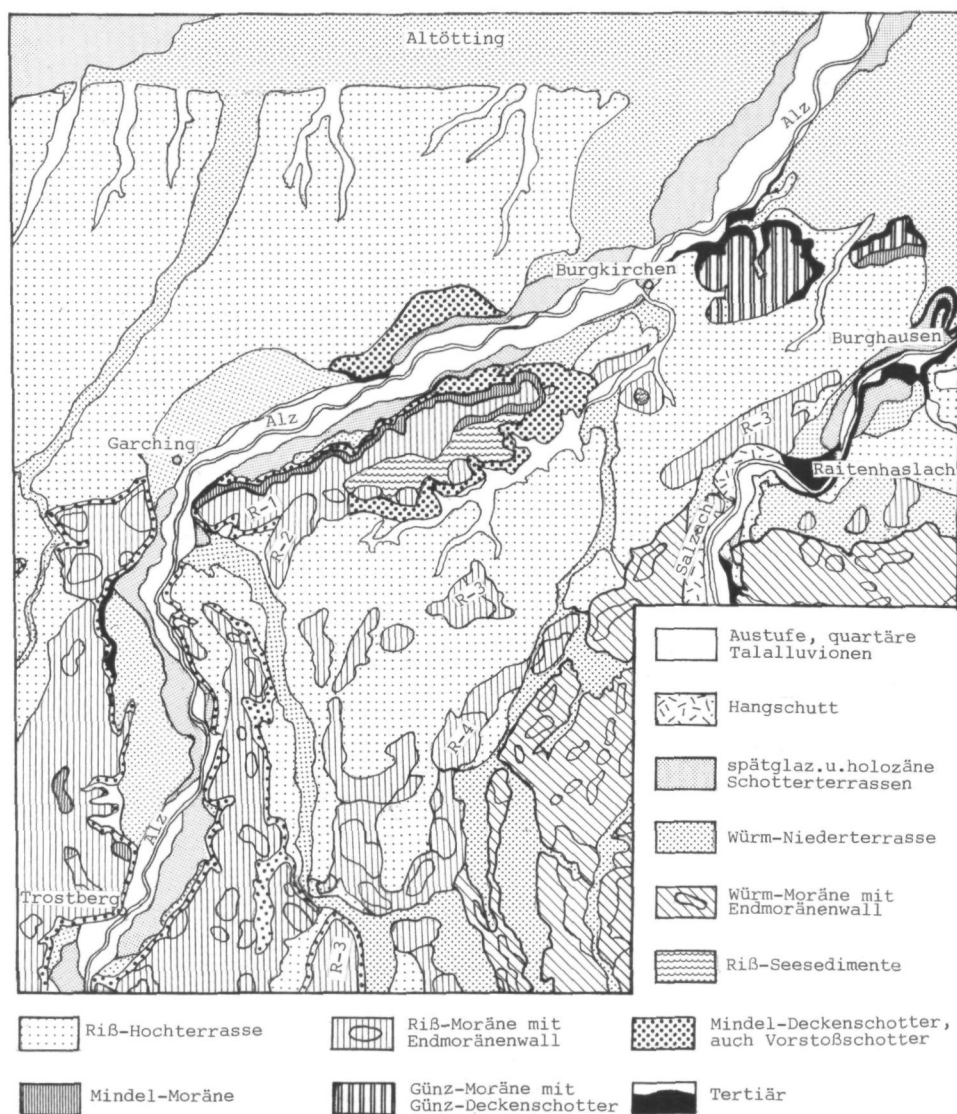


Abb. 17: Endmoränenbereich im NW des Salzachgletschers. Nach GRIMM et al. 1979, vereinfacht und umgezeichnet von H. Kohl.

scheinungen sowie auch GRIMM et al. gelungen, die Sedimente dieser Auftragungen weiter zu differenzieren (Abb. 17). Demnach werden Hechenberg und Eschlberg mit ihrem hohen Tertiärsockel und der Verzahnung der aufliegenden Moräne mit ÄDS nicht zuletzt wegen der außerordentlich tiefen Geologischen Orgeln und des hohen Quarzanteiles als Fortsetzung der Siedelbergmoräne Weinbergers betrachtet und der Günzzeit zugeordnet. Während im hohen Teil des Hechenberges noch eine Überlagerung durch Mindmoräne angenommen wird, wird der Eschelberg einschließlich Deckenschotter zur Gänze als günzzeitlich betrachtet. Der lange Zug des Margarethenberges wird von Mindmoräne und von JDS aufgebaut, der als Vorstoßschotter zwischen dem Brunntal und der Alz weit nach Süden bis zur untersten bayerischen Traun reicht und über dem auch im Margarethenberg noch eine Decke von Reißmoränen liegt. Nur an seinem Westende konnte am Ausgang des Brunntales im Liegenden der JDS auch hier noch Günz-Grundmoräne festgestellt werden (GRIMM et al. I/1979 107).

Aus diesen Ergebnissen geht hervor, daß westlich der Salzach die präwürmzeitlichen Vergletscherungen annähernd die gleiche maximale Ausdehnung erreicht hatten, womit erwiesen ist, daß die erhaltene Siedelbergmoräne nicht allein einer Verschiebung der Eisvorstoßrichtung ihre Erhaltung verdankt, sondern tatsächlich eine von Westen kommend, erstmals am Salzachgletscher nachzuweisende größte pleistozäne Eisausdehnung aus der Günzzeit vorliegt, die noch deutlicher in Oberösterreich in der Traun-Enns-Platte hervortritt.

Im Raum Trostberg hat G. DOPPLER (I/1980, auch GRIMM I/1979) weit verbreitet Günz-Grundmoräne unter mindelzeitlichen Vorstoßschottern kartieren können, die an der bayerischen Traun und an der Alz ausbeissen. Östlich der Alz konnte diese Moräne in einer in den Molasseuntergrund eingesenkten Mulde durch Seesedimente in eine liegende Günz-I- und eine hangende Günz-II-Moräne gegliedert werden, nachdem es keine Anhaltspunkte dafür gibt, daß die liegende Grundmoräne einer noch älteren Kaltzeit angehören könnte.

Die zwischen dem Höhenzug mit den älteren Altmoränen im Norden und den Jungendmoränen gelegene Zone wird vor allem von reißzeitlichen Sedimenten eingenommen, wobei E. EBERS nachdrücklich auf die großen Formenunterschiede zu den Jungmoränen hinweist (I/1966 54). Sie unterscheidet zwei Hauptreißstände, die sie als R-I und R-II bezeichnet, wobei sie R-II in zwei Phasen unterteilt. Sie weist auch auf die starke Zertalung dieser Moränenkränze durch die sie durchbrechenden Hochterrassen- und auch Niederterrassenschüttungen hin. Der äußere Reißwall (R-I) mit der Stauchmoräne von Kirchweidach wird von HT-Schüttungen umgeben, die von den inneren Wällen ausgehen. Vom R-I-Wall ist hingegen keine eigene Schüttung festzustellen. Der innere Doppelwall R-II a und R-II b wird als zeitlich eng zusammenhängend betrachtet. Die beiden Wälle beginnen an der

bayerischen Traun bei Traunwalchen und ziehen zunächst, von den Jungendmoränen durch NT-Schüttungen getrennt, nach Norden, wo dann nördlich Tyrlaching nur noch ein Wall folgt, der nördlich Schnitzing unter die Jungmoränen untertaucht. Ein weiterer Moränenzug ist dann wieder ab dem Salzachknie knapp unterhalb des Durchbruches durch die Jungmoränen bis Marienberg feststellbar, der seine Fortsetzung in Oberösterreich wohl im äußeren Reißwall bei Ach an der Salzach findet.

Grundmoräne auf dem Pallinger Rücken veranlaßte EBERS (1/196 53) an einen Altriß-Vorstoß zu denken. Andererseits verweist sie auf eine bis 20m tiefere HT-Stufe im Brunntal, die auf einen spätrißzeitlichen Gletscherstand zurückgeführt werden könnte (EBERS Rißphase III 74). Im Brunntal und bei Palling sind unter NT-Schottern fossile, stark verlehnte Interglazialböden auf HT-Schottern festgestellt worden.

Bei den komplizierten Verhältnissen innerhalb der Zone mit den Rißsedi-

Tab. 1: Alt- u. Jungmoränengliederung der eiszeitlichen Salzachgletscher

B a y e r n	Stratigraphische Zuordnung	Oberösterreich
Hechenberg-Eschlberg-Stand ^{4) 5)}	Günz-Komplex	Siedlberg-Stand ^{1) 3)}
Margarethenberg-Stand ^{1) 4) 5)}	Mindel-Komplex (Hohe Altmoränen)	Adenberg-Sperledt-Stand ^{1) 3)}
Rachertinger Stand - ¹⁾ R-1 ⁵⁾	Riß-Komplex (Niedere Altmoränen)	–
Schmidtstadter Stand - R-2		–
Kirchweidacher Stand R-I R-3		Gilgenberg-Stand ^{1) 3)}
Tyrlachinger Stand R-II R-4		Hochburg-Stand ^{1) 3)}
(nur Terrassen) R-III R-5		(eventuell Zwischen- terrasse Weinbergers)
„Kay-Tenglinger Stadium“? ¹⁾	Überfahrenes Altwürm? oder überfahr. Riß ⁶⁾	„Moosdorfer Rücken“? event. Zwischenterr.? ³⁾
Unterweißkirchner Phase (Stand) ¹⁾	Würm-Maximal- vorstoß ³⁾	Weilharter Vorwall ³⁾
Nunreuter Phase (Stand) ¹⁾	> 22.000 bis < 18.000	Aschauer Wall ³⁾
Radegunder Phase (Stand) ¹⁾		Eggelsberger Wall ³⁾
Lanzinger Phase (Stand) ¹⁾		Vormooser Wall ³⁾
Laufener Stand (Ammersee-Stand Trolls)	spätglazial um 17.000	Oberndorfer Stand ³⁾

1) Ebers & Del Negro 1966, 2) Del Negro 1966, 3) Weinberger 1950, 1955, 1957, 4) Eicher & Sinn 1974, 5) Grimm et al. 1979, 6) Ziegler 1983.

menten konnten W. D. GRIMM et al. vier durch Endmoränen belegte Reißphasen unterscheiden (Tab. 1), eine fünfte wird auf Grund der Terrassengliederung im Brunntal angenommen (I/1979 108ff). Als äußerste Phase wird die vom Reiß-maximalstand stammende Decklage auf dem Margarethenberg angesehen. Knapp dahinter liegt ein nur schwach ausgeprägter Endmoränenwall, der vor sich einen an limnischen Sedimenten erkennbaren Eisrandsee aufgestaut hatte. Noch vor Erreichen des Alztales biegt dieser Wall entlang des Brunntales nach Süden um, wo er sich bald mit den Moränen des Chiemseegletschers trifft. Der Chiemseegletscher ist erst seit der Reißzeit nachweisbar. Damals hatte er das heutige Alztal überschritten und den Salzachgletscher zurückgedrängt, der allem Anschein nach noch in der Mindeleiszeit westlich der heutigen Alz Moränen hinterlassen hat (DOPPLER I/1980, GRIMM et al. I/1979). Dem dritten Reißstand (EBERS R-I) werden die Wälle von Marienberg und Kirchweihdach zugerechnet, letzterer biegt ebenfalls am Brunntal nach Süden um und führt weiter zum Pallinger Rücken. Dem vierten Reißstand (EBERS R-II) gehören die auffallendsten unter den Reißmoränen an. Er wird mit der inneren Reißmoräne von Hochburg, die im oberen Weilhart untertaucht, in Verbindung gebracht, kommt westlich der Salzach unweit Asten wieder unter den Jungmoränen hervor und zieht dann über Tyrlaching, Freutmoos nach Süden. Die Moränen des Chiemseegletschers überschreiten die Alz und die untere Traun während dieser Phase nur mehr im Bereich Trostberg. Somit ist das Alztal in seinem heutigen Verlauf erst nach der Reißzeit entstanden. Auf eine jüngste Phase 5 (EBERS Reiß-III) wird auf Grund einer untersten Reißterrasse im Brunntal geschlossen, die in die R-4-Terrasse etwa 20 bis 25m eingeschnitten ist (DOPPLER I/1980); eine zugehörige Moräne wird unter den Würmmoränen vermutet. Eine größere, allerdings schwer beweisbare Oszillation wird zwischen der dritten und vierten Reißphase angenommen (GRIMM et al. I/1979 111), wofür unter anderem eine starke Ausräumung vor der anschließenden Schmelzwasserschüttung der vierten Phase verantwortlich gemacht wird.

Es fällt dabei schwer, Zusammenhänge mit der heute weitgehend bestätigten Reißgliederung aus dem Rheingletschergebiet (SCHREINER & HAAG I/1982) herzustellen. Während sowohl die Phase 5 von Grimm et al. wie auch die Phase III von EBERS als jüngstes nachweisbares Reiß zählen, fehlt jedoch ein sicherer Nachweis für ein selbständiges Interstadial, wie er außerhalb des Rheingletschergebietes auch für den Raum des österreichischen Traunseegletschers bzw. bezüglich eines Jungriß auch im Bereich des Steyr-Krems-Gletschers angenommen werden darf (KOHL & SCHMIDT I/1985 und KOHL in Druckvorbereitung).

Auf einer gemeinsamen Arbeitsexkursion (Grimm, Fink, Kohl 1978) verwies Prof. Grimm auf ein reißzeitliches Grundmoränenband innerhalb der HT-Schotter längs der Straße Burghausen/Alz nach Burghausen, das auf einen kurzen maximalen Reiß-Vorstoß hindeuten dürfte. Dabei ist schwer

nachzuweisen, ob diese Moräne mit dem äußersten Reißvorstoß auf dem Margarethenberg zusammenhängt oder als unabhängiger Vorstoß zu sehen ist.

Scharf abgesetzt von der Altmoränenlandschaft folgt beckenwärts das in all seinen Einzelheiten am besten erhaltene Zungenbecken des **würm-** und damit **letzteiszeitlichen** Salzachgletschers. Für den östlichsten würmzeitlichen Vorlandgletscher der Ostalpen weist er noch beträchtliche Dimensionen auf. Seine größte Breitenerstreckung von Traunstein an der bayerischen Traun bis zu den äußersten Moränen des Wallersee-Beckens beträgt > 45 km, seine Längserstreckung von seiner trichterförmigen Erweiterung ab Salzburg bis zum Durchbruch der Salzach durch die Endmoränen > 40 km und selbst vom Nordrand der hier weitgehend aufgelösten und einst zum Teil von Eis bedeckten Flyschalpen werden 33 km auf der bayerischen und 26 km auf der österreichischen Seite erreicht.

Bezüglich der Einzelheiten kann der Wiedergabe auf der Karte 1:100.000 von DEL NEGRO (I/1966, siehe Abb. 16) gefolgt werden, wo sowohl die anerkannte Gliederung des Endmoränenkranzes wie auch die verschiedenen Bereiche des Zungenbeckens im Westen nach E. Ebers und im Osten nach L. Weinberger gut dokumentiert sind. Meinungsunterschiede haben sich wohl in der Auslegung und zeitlichen Abfolge der Ereignisse ergeben. Während Weinberger bloß von Moränenwällen spricht, werden auf bayerischer Seite verschiedene Würmphasen genannt, was bereits eine engere genetische wie auch zeitliche Zusammengehörigkeit ausdrückt. Auf beiden Seiten werden nachfolgende drei Moränensysteme (Tab. 1) unterschieden, von denen die beiden äußeren enger zusammenhängen dürften. Die äußersten Ufermoränen der „Nunreuter Phase“, nach Nunreut an der Salzach benannt, in neueren Karten als Nonnreit bezeichnet, setzen in ca. 800 m am Teisenberg ein, führen anschließend an das Hochhorn (774 m) über Surberg nach Westen an die bayerische Traun bei Traunstein heran, schwenken dann nach Norden um und ziehen – gelegentlich in mehrere Staffeln aufgegliedert – über Asten zur Salzach. Jenseits des Flusses setzen sie sich im äußeren Wall Weinbergers über den oberen Weilhart zunächst nach Osten bis nördlich von Gundertshausen und weiter über Aschau und Gstaig fort. Mann könnte auf österreichischer Seite demnach auch von einem Aschauer Stand (WEINBERGER I/1957 229) sprechen. Dann bilden die den Zweigbecken folgenden Gletscherloben des Oichtentales, sowie des Trumersee-, Wallersee- und Unzinger Beckens entsprechende Ausstülpungen, die hier auch eng mit den Auftragungen des Untergrundes zusammenhängen. Auf der Westseite des Vorlandgletschers schaltet sich in Fortsetzung des Waginger Seebeckens das über die Moränen der Nunreuter Phase hinaus vordringende Wallsystem der „Unter-Weißenkirchner Phase“ ein, die anscheinend einem kurzen, maximalen Vorstoß entspricht (ZIEGLER I/1983 159), mit dem WEINBERGER (I/1957 229) den Weilharter Vorwall vergleicht.

Annähernd parallel zum äußeren Wallsystem und allem Anschein nach mit diesem eng verbunden (EBERS I/1966 121) folgt die „Radegunder Phase“, benannt nach St. Radegund auf der Ostseite der Salzach. In Österreich entspricht der Eggelsberger Wall WEINBERGERS (I/1957 230) diesem Stand. Auch der dritte, innerste Wall der „Lanzinger Phase“, nach Lanzing westlich von Tittmoning, verläuft im allgemeinen parallel zu den beiden äußeren. In Österreich ist er, abgesehen von einem Ansatz nördlich Tarsdorf besonders deutlich um das Ibmer Moosbecken, ferner im Wall von Vormoos-Lielonberg (Vormooser Wall WEINBERGERS I/1957 230), aber auch um die östlich folgenden Zweigbecken herum entwickelt.

Beckeneinwärts schließen bei Kay und gegen Tengling hin undeutliche von Grundmoräne bedeckte Erhebungen an, die von E. EBERS (seit I/1930) und J. KNAUER (1935) als „Tenglinger Stadium“ in Verbindung mit dem Laufenschotter einem vom Hauptwürmgletscher überfahrenen altwürmeiszeitlichen Gletscherstand zugeschrieben wurden. Östlich der Salzach glaubte WEINBERGER (I/1955 15/16) im Rücken von Moosdorf auf Grund einer Diskordanz im Moränenbereich ebenfalls eine überfahrene altwürmeiszeitliche (W-I nach damaliger Auffassung) Form zu erkennen. Ein Hinweis Weinbergers auf ein ähnliches Vorkommen bei Köstendorf im Norden des Wallersee-Beckens wird von DEL NEGRO (I/1966 Karte und 162) bestätigt.

Die späteren Untersuchungen von GRIMM et al. (I/1979 111) und J. ZIEGLER (I/1983b 161) in Bayern widerlegen die Auffassungen von E. EBERS. Die vermeintlichen Altwürmmoränen ihres „Tenglinger Stadiums“ haben sich nach Grimm als von Grundmoräne abgedeckte Schotter mit basalen Seesedimenten des Hauptwürm erwiesen. Einer von Grimm et al. angenommenen größeren Oszillation („Radegund-Lanzinger Oszillation“), während der ein erster Tittmoninger Eisrandsee entstand (siehe später), mißt J. ZIEGLER keine größere Bedeutung bei (I/1983 b 161). Bei den überprägten Formen des „Tenglinger Stadiums“ hält er durchgepauste rißzeitliche Reliefstrukturen für möglich.

Bezüglich der Laufenschotter haben sich seit E. BRÜCKNER (I/1886) über PENCK & BRÜCKNER (I/1909), PENCK (I/1922 240) bis SCHÄFER (I/1957 211ff) und E. EBERS (I/1955, I/1966) die Meinungen immer wieder geändert (Abb. 18). Es ging damals vor allem um die Frage, ob eine interglaziale oder eine interstadiale Schüttung vorläge. Dieser zwischen zwei Grundmoränen liegende bei Laufen bis 50m mächtige Schotterkomplex ist auf der Westseite des Gletscherbeckens weit verbreitet und von E. EBERS zunächst ins Altwürm gestellt worden. Bestärkt durch das von ihr wohl nicht richtig interpretierte Profil von Hörmating im Inngletschergebiet (1960), trat sie dann für eine Zerteilung der Laufenschotter ein, dessen liegenden Teil sie ins Altwürm stellte, den hangenden jedoch mit dem Hauptwürm verbunden hatte (I/1966 86 und 96ff). ZIEGLER (I/1983 b 158) betrachtete schließlich den gesamten Schotterkomplex als Vorstoßschotter des Würmhauptglazials. Auf der Arbeits-



Abb. 18: Laufenschotter-Typlokalität bei Oberndorf/Salzach. Oben von Würmgrundmoräne überdeckt. Foto: H. Kohl 1970

exkursion der AG Alpenvorland-Quartär 1998 (Prof. Habbe) wurde an Hand des Aufschlusses Osing bei Laufen die Ansicht einer Zweiteilung bestärkt, wobei auch die Möglichkeit nicht ausgeschlossen wurde, daß der Liegendteil sogar aus dem Riß stammen könnte. Obwohl zwar hier eine entsprechende Bodenbildung fehlt, sind deutliche Anzeichen vorhanden, daß es sich um zwei verschiedene Schüttungen handeln müsse.

Das Verhältnis der einzelnen Endmoränen zueinander wird auch durch die Ansätze der jeweiligen Schmelzwasserschüttungen dokumentiert (Abb. 16). Westlich der Salzach führen Schüttungen der Nunreuter Phase, weiter nördlich auch der Unter-Weißenkirchner Phase zunächst zur bayerischen Traun. Östlich Traunwalchen ist dann ein durchziehendes Randtal entwickelt, das von den Schmelzwässern bei Palling durch das Brunntal unmittelbar nach Norden zur Alz führt. Andere folgen dem Außensaum der Endmoränen als Schnitzinger Randtal bis nördlich Schnitzing, wo sie dann nach Norden durch die rißzeitlichen Moränen und HT-Schüttungen zum unteren Halsbachtal durchbrechen, über das sie bei Burgkirchen das Alztal erreichen. Östlich der Salzach zeigt sich ein anderes Bild, weil im Norden des Weilhart-Forstes ein breites NT-Feld bereits auf einen Abfluß im Bereich des heutigen Salzachtales schließen läßt, während aber die Hauptmasse der Schmelzwässer, wohl einer alten Salzachtalachse folgend, den mächtigen Sander (NT-Feld) des Unteren Weilhart nach Norden zur heutigen Salzach hin



Abb. 19: Letztinterglazialer (Riß-/Würm-)Boden, Hoißgassen im Weilhart. Foto: H. Kohl

geschüttet hat. Weiter östlich haben sich nur teilweise, den vorspringenden Eisloben folgend, kurze Randtäler entwickelt.

Vom nach innen folgenden Wall der Radegunder Phase gehen ebenfalls Schüttungen aus, die sich in kurzen peripheren Rinnen sammeln und dann in selbständigen Teilfeldern den äußeren Wall meist in Form von Trompentälchen im Sinne TROLLS (I/1926) durchbrechen, sich bald mit den NT-Feldern des Schnitzinger Randtales vereinen und ebenfalls nach Norden zur Alz abgeführt werden. Auch im Bereich des Hauptabflusses aus dem oberen Weilhart durchbrechen ausgeprägte, hier von den beiden inneren Wällen und auch noch vom anschließenden Holzösterer Becken ausgehende Schmelzwässer den äußeren Wall und vereinen sich zum Haupt-NT-Feld des Unteren Weilhart. Nur von Gundertshausen her entwickelt sich dabei vor dem inneren Wall ein Randtal, das z. T. zum Unteren Weilhart führt, zum Teil aber bereits selbständige Schüttungen zum Fillmannbach durch das Altmoränengebiet aufweist, wohin auch das zwischen den Moränen liegende Tal von Feldkirchen entwässert. Ähnlich wie bei Palling am Westrand (EBERS I/1966 36 u. 105) liegen auch hier bei Hoißgassen südlich Gilgenberg die NT-Schüttungen weitgehend über Schottern der Rißeiszeit, wie Paläoböden in Abbaugruben beweisen (Abb. 19). Weitere Abflüsse sammelt der zur Enknach führende Engelbach. Nördlich vom Tamberg führen Schüttungen bereits zum Mattigtal und schließlich aus dem Wallersee-Becken über Straßwalchen zum Schwemmbachtal, das sich bei Mattighofen mit dem Mattigtal vereinigt (GÖTZINGER I/1936 122).

Zu größeren Veränderungen der Abflußverhältnisse kam es dann während der Lanzinger Phase, als das große Ollinger Randtal alle Schmelzwässer sammelte und sie nicht mehr nach außen zur Alz, sondern erstmals zur Salzach unterhalb Tittmoning abführte, wo sie mit Deltaschüttungen in einen „ersten Eissee“ mündeten, dessen Abfluß über den Salzachdurchbruch durch die Endmoränen nach Norden erfolgte (EBERS I/1955 97, GRIMM et al. I/1979 112, ZIEGLER I/1983b 162). Kleine Abschmelzschwankungen des Gletschers führten hier zu einem „zweiten Tittmoninger Eissee“ (GRIMM et al. I/1979 112), dessen Abfluß eine weitere Eintiefung des Salzachtales zur Folge hatte. Damit war die Anlage des heutigen Salzachtales festgelegt und der alte Abfluß über den Unteren Weilhart wurde aufgegeben. Östlich davon blieb mit dem Engelbach und der Mattig die nach außen strebende Entwässerung weiter aufrecht, zum Teil begann sich aber bereits die dem Becken zustrebende (zentripetale) Entwässerung auszubilden, wie im obersten Oichtental und im Wallersee-Becken.

Mit dem raschen Zurückschmelzen von der innersten Endmoräne, der Lanzinger Phase, begann die *spätglazile Entwicklung*, deren ältestem Abschnitt das innere Vorland-Gletscherbecken seine heutige Gestaltung verdankt (Abb. 20). J. ZIEGLER (I/1977 und 1983b 161 mit Beilage 1) hat bei stets abnehmender Eismächtigkeit im Westteil sechs Eisrandlagen feststellen können



Abb. 20: Heratinger See, flache Toteiswanne im Zungenbecken des eiszeitlichen Salzachgletschers. Im Hintergrund Würm-Endmoränenkomplex. Foto: M. Eiersebner



Abb. 21: Kame-Schüttung am ehemaligen Eisrand bei Ibm. Foto: H. Kohl 1964

(Waginger, Tachinger, Weidseer, Teisendorfer, Laufener und Freilassinger Eisrandlage), die durch dem Eisrand parallele Abflußrinnen und kamesartige Deltaschüttungen in kurzlebige Randseen wie bei Teisendorf, Tittmoning oder im Westen und Süden des Waginger Sees, ferner östlich der Salzach bei Ibmer (Abb. 21) und Holzöster und im Raume des Wallersee gekennzeichnet sind. Schließlich sind bei weiterem Zurückschmelzen in den Zweigbecken und im Stammbecken auch größere Eisrandseen entstanden wie im Oichtental (GÖTZINGER I/1936 128), die meist rasch verlandet sind. Von ihnen sind teilweise Restseen zurückgeblieben wie der Waginger See, der Abtsdorfer See, die Trumer Seen und der Wallersee. Über den sandig-schluffigen bis tonigen Seesedimenten der vollkommen verlandeten Seen sind die großen Moore, Sümpfe und Feuchtbereiche entstanden wie in den Becken von Teisendorf, des Tachinger und Waginger Sees, westlich des Abtsdorfer Sees, ferner der Schönrainer Filz im Sur-Längstal, die Möser westlich Freilassing oder die Feuchtbereiche über den Seesedimenten des ehemaligen Tittmoninger Sees im Raum Fridolfing und viele kleinere Vorkommen. Östlich der Salzach sind vor allem das Ibmer- und das Bürmoos, die Moore und Sümpfe längs des Oichtentales, um die Trumer Seen, den Wallersee und im Unzinger Becken zu nennen, schließlich im Salzburger Stammbecken das Schallmoos und das große Leopoldskroner Moos im Süden Salzburgs.

Zu den Abschmelzerscheinungen zählen auch Toteisformen, wobei nicht nur in den Seebecken zurückgebliebene Eiskerne deren Zuschüttung verhindert oder verzögert hatten, auch kleine Toteislöcher (Sölle) kommen in großer Zahl vor wie z. B. die Hohlform des Weitsees südlich des Waginger Sees (EBERS I/1966 142) oder bei Ibmer, beim Holzösterer See und beim Heratinger See (Abb. 20 und WEINBERGER I/1955 17). Auch subglaziäre Schmelzwasserschüttungen in Form von langgezogenen Schotterrücken, sogenannte Oser oder Esker, durchziehen bei Hackenbuch das Ibmer Moos; ein ähnlicher Rücken begleitet das Westufer des Abtsdorfer Sees.

Schon früher als die Becken sind die höher liegenden Grundmoränenplatten mit ihren Drumlinfeldern eisfrei geworden, wobei WEINBERGER (I/1955 17) von einer „moränenbedeckten alten Platte“ aus konglomerierten Schottern spricht, bei denen er sogar prärißzeitliches Alter für möglich hält. Vorkommen von präwürmzeitlichen Sedimenten unter Grundmoräne erwähnt v. HUSEN (I/1994) in seinen Aufnahmeberichten zu Bl. 64 Straßwalchen, wo er unter anderem bei Eugendorf quarz- und kristallinreiche fluviatile Kiese angetroffen hat. Eine präwürmzeitliche Unterlage wird man auch bei dem hochgelegenen Drumlinfeld östlich des Waginger Sees annehmen dürfen.

Während des etappenweisen Abschmelzens des Vorlandgletschers kehrt sich auch die Entwässerung von einer den Moränen parallelen und dann nach außen strebenden zentrifugalen um in eine zentripetale, die beckeneinwärts zur Salzach gerichtet ist. Ein Musterbeispiel für den Wechsel von Eisrand par-

allelen und dem abschmelzenden Gletscher ins Becken folgenden Talabschnitten bietet der Zickzack-Lauf der Sur. Auch die heutigen Abflüsse des Oichtentales, des Ibmer Moores und des Wallersees sind Beispiele für diese Entwässerungsumkehr. Vielfach lassen sich an den Seen der Zweigbecken einst höhere Seestände mittels Deltaschüttungen nachweisen wie etwa am Waginger See von 460 m bis zum heutigen Spiegel in 440 m, wobei sein Abfluß, dem zurückweichenden Gletscher folgend, von Norden nach Süden zum Achenbach wechselt (ZIEGLER I/1978 45–46) oder auch am Wallersee (GÖTZINGER I/1936 117–118).

Im Bereich des heutigen Salzachtales entwickelte sich der Tittmoninger Eisrandsee vom „ersten Vorsee“ in einer Seehöhe von 465 m bzw. 460 m (vgl. oben Ollinger Eisrandtal und Salzachdurchbruch), der sich mit dem Zurückweichen des Eisrandes längs der Salzach bis nördlich Laufen und Kirchanschöring längs des Achenbaches vergrößert. Bei gleichzeitiger Absenkung des Seespiegels auf 440 m und schließlich bis 420 m hatte er seine größte Ausdehnung vor seiner bald folgenden Verlandung erreicht (EBERS I/1966 143f; ZIEGLER I/1983b 168). Für die weitere Entwicklung ist die Laufener Eisrandlage wesentlich, von der an beim folgenden Abschmelzprozeß der Salzburger Eisrandsee und mit ihm auch ab etwa 420 m der epigenetische Durchbruch durch die Laufener Enge entstanden ist. Im Gegensatz zu EBERS (I/1955 97ff), die den Tittmoninger und den Salzburger See zuerst als einen zusammenhängenden See annimmt, weist ZIEGLER (I/1977 119) nach, daß es sich um zwei getrennte Seen handelt, wobei der Tittmoninger See bei Hinterlassung ausgedehnter Seetonflächen in 400 m und 410 m im Raum Fridolfing sehr rasch verlandet ist. Die Laufener Eisrandlage ZIEGLERS (I/1983 161ff) wurde, nach Moränen von Maria Bühel bei Oberndorf östlich der Salzach (WEINBERGER in DEL NEGRO I/1966 164), ferner im Raume Teisendorf (EBERS I/1966 122) und besonders an der Fischach bei Eugendorf (WEINBERGER I/1955 17) zu schließen, wegen ihrer Lage zwischen Stamm- und Zweigbecken mit dem später angezweiferten (EBERS I/1966 121f) „Ammersee-Stadium“ K. TROLLS (I/1925) verglichen.

Auch der Salzburger See wurde bei fortschreitender Tieferlegung der Erosionsbasis in den Salzachdurchbrüchen von Raitenhaslach und Laufen immer weiter abgesenkt, bis er auch noch im Spätglazial vollständig verlandet ist. Während der Höglberg (827 m) südwestlich Freilassing schon die vorrückenden Saalach- und Salzachgletscher getrennt hatte, die sich dann bei zunehmender Eismächtigkeit über den Berg hinweg vereinigen konnten, drängte der stärkere Salzachgletscher die Saalach-Eismassen immer nach Westen. Ähnlich wirkte auch beim Abschmelzen der Höglberg wieder als Teiler der beiden Gletscherströme, bis schließlich nach Zurückweichen des Saalacheises ins Reichenhaller Becken die Saalach den Durchbruch bei Piding und somit den Abfluß östlich des Höglberges Richtung Freilassing zur Salzach anlegen konnte. Über den zum Teil erodierten Seetonen des Stammbeckens

hat E. SEEFELDNER (1954) die im Raum Salzburg weit verbreiteten Schotterterrassen in eine schlernzeitliche Friedhof- (S 204) und eine gschnitzzeitliche Hammerauterrasse (S 207) gegliedert. Diese Vorstellung wurde auch von TH. PIPPAN (u.a. 1963, 1967) sowie von DEL NEGRO (Karte I/1966) und von S. PREY (GBA I/1969) auf der geologischen Karte der Umgebung von Salzburg übernommen und von Del Negro auch auf Terrassen flußabwärts von Salzburg bis über Burghausen hinaus übertragen, bis H. HEUBERGER (I/1972) nachweisen konnte, daß diese Terrassen in keinem Zusammenhang mit spätglazialen Endmoränen stünden (vgl. auch DEL NEGRO 1978). Ein spätglaziales Alter der Friedhofterrasse scheint aber auf Grund von Kryoturbationen dennoch gegeben zu sein (PIPPAN I/1969 101).

ZIEGLER (I/1983b) konnte beweisen, daß weder die Friedhof- noch die Hammerauterrasse bis Tittmoning und weiter verfolgbar wären und noch weniger höhere Terrassen, weil die Terrassierungen mit den jeweiligen Seespiegelniveaus und der Höhenlage an den Durchbrüchen zusammenhängt. Dem zurückweichenden Eisrand entsprechend, liegen die ältesten Terrassen im Norden am Durchbruch durch die Endmoränen des Würmhochstandes. Hier hatte bis zur Mündung der Salzach in den Inn bereits GÖTZINGER (I/1925 30) eine Terrassengliederung versucht, die die NT-Teilfelder und auch den Abfluß aus der Zeit der Lanzinger Phase erfaßte. Diese Terrassen lassen sich beckeneinwärts nicht weiter verfolgen. Ihnen entsprechen bei ZIEGLER (I/1983b Beilage 2) die „Nieder-, Klosterholz- und Sportplatzterrasse“. Darunter folgen eine auf den Tittmoninger Seestand von 410 m zurückgehende Klosterterrasse. Weitere nicht durchlaufende Terrassen gehen vom Durchbruch bei Laufen in 420 m, 414 m, 404 m und 391 m und dem anschließenden Salzburger Seenniveaus aus. Nur eine „Basisterrasse“ läuft von hier aus flußabwärts durch und eine subrezente Alluvialterrasse (Hochwasserbett vor der Salzachregulierung) setzt bereits oberhalb Salzburg ein, während Friedhof- und Hammerauterrasse wohl kaum über den Bereich des Salzburger Sees hinaus verfolgt werden können.

Zur zeitlichen Abfolge der spätglazialen Entwicklung liegen ^{14}C -Datierungen und auch eine Anzahl palynologischer Ergebnisse aus den Moorgebieten vor. Das Würm-Hochglazial ist durch ein Datum aus Hannover mit 21.650 ± 250 vor 1950 aus dem Löß von Duttendorf (OÖ) nordöstlich von Burghausen gut erfaßt (TRAUB & JERZ I/1976). Der Löß liegt über einer Terrasse des Rißschotter mit Resten des Riß/Würm-Interglazialbodens und zeigt eine Abfolge, die auch anderen Lößprofilen auf rißzeitlichen HT entspricht, mit der Ausnahme, daß die oberste Lage durch einen > 4 m mächtigen NT-Schotter ersetzt ist, der von den Verfassern der Radegunder Phase des würmzeitlichen Salzachgletschers zugeschrieben wird. Jedenfalls kann das Datum auf die hochglazialen Gletscherstände bezogen werden, was den allgemeinen Erfahrungen der Gletscherhochstände um 20.000 bis 18.000 v. h. entspricht.