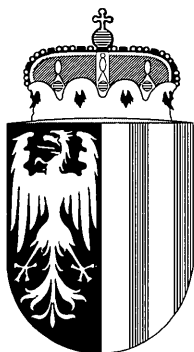


JAHRBUCH
DES
OÖ. MUSEALVEREINES
GESELLSCHAFT
FÜR
LANDESKUNDE

143. Band

1. Abhandlungen



Linz 1998

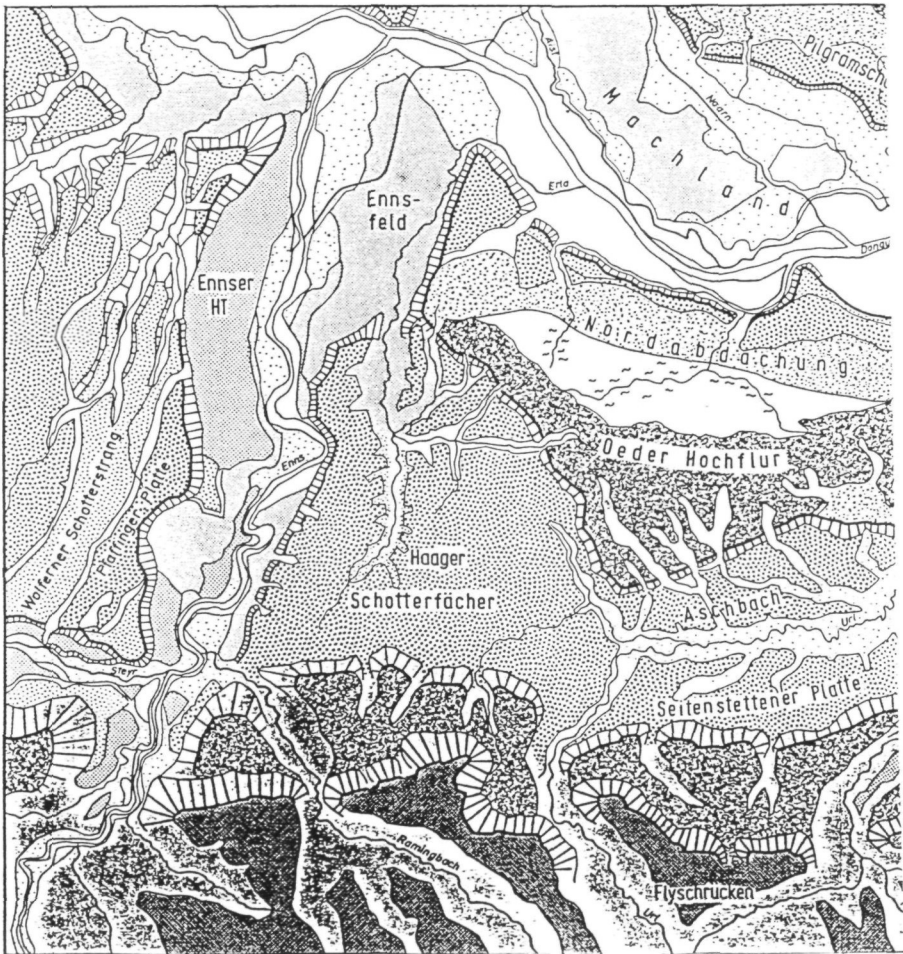
Inhaltsverzeichnis

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

Hier soll nur der sich etwa 11 km nach Norden und > 13 km nach Osten erstreckende Haager Schotterfächer in die nähere Betrachtung einbezogen werden (Abb. 75), der in seiner Gesamtanlage das typische Bild eines Schwemmfächers zeigt, dessen Wurzel unmittelbar am Alpenrand bei Steyr in etwa 385 m liegt und der nach Osten bis St. Peter auf etwa 350 m abfällt, was das relativ große Gefälle von 3,3 ‰ ergibt. Die Schottermächtigkeit nimmt entsprechend von etwa 20 m gegen die Ränder hin auf 10–15 m ab, woraus sich für die Schlierunterlage ein geringeres Gefälle ergibt. Im Aufbau fällt mit der Entfernung von der Schüttungswurzel eine Zunahme des Quarz- und Kristallinanteils von 10–20 % bis auf > 50 % auf, die wohl ähnlich wie weiter im Westen durch Aufnahme umgelagerter Schotter aus dem Vorland zu erklären ist. Am Flyschrand erwähnt H. FISCHER (I/1979 145ff) auch die Verzahnung mit durch kaltzeitliche Solifluktion zugeführtem Flyschschutt. Auch bis in 8 m Tiefe reichende krypturbate Störungen, wobei ungestörte Zwischenlagen auf eine syngenetische Entstehung (gleichzeitig mit der Schotterablagerung) hindeuten, bestätigen die kaltzeitliche Schüttung (S. 149). In einer Anzahl von Aufschlüssen werden die Schotter mit ihrer sich wandelnden Zusammensetzung beschrieben wie auch auf ihre tiefgründige Verwitterung zu „Pechschottern“ bis > 8 m mit Resten eines rötlichen Paläobodens und im südlichen Bereich auch auf dolinenartige Bildungen hingewiesen wird (S. 147ff).

Die radiale Zertalung, aus der schließlich das größere nach Norden gerichtete Tal der Erla hervorgeht, macht auch die Umschwenkung der Schüttungsrichtung von Osten nach Norden deutlich. Typisch für den ÄDS ist das Einsetzen der Zertalung an der Wurzel in Form flacher wasserloser Dellen, die mit fortschreitender Eintiefung in periglazial beeinflusste asymmetrische Täler bis zu Kasten- und Sohlentälern übergehen, wobei die bereits in den Schliersockel eingesenkten Abschnitte durch den flachen Hangfuß ein charakteristisches Querprofil annehmen (S. 151f und Teil III, Periglazialgebiet). Die Löß- bzw. Löß-Lehmbedeckung über den ÄDS schwankt stark und reicht von wenigen Metern bis etwa 10 m. D. v. HUSEN erwähnt östlich Dorf, > 7 km NNO vom Stadtzentrum Steyr, 10 m Löß mit zwei Verwitterungszonen über rotbraunen verlehnten Schottern (I/1971 512).

Überreste **vorgünzeitlicher** Schüttungen werden von H. FISCHER (I/1979) im Bereich des Strengberger Tertiärriedellandes beschrieben, wo er über den ÄDS drei Höhen terrassen unterscheidet und sie dem ältesten Quartär zuordnet (dazu Teil III, Donautal). Den plateauartigen Abschluß dieser Anlage bildet in etwa 400 m die 20 km lange, schotterbedeckte „Oeder Hochflur“ in der FISCHER den Rest einer oberpliozänen Fläche sieht, die nördlich der Donau vom Rand des Kristallingebietes des unteren Mühlviertels und südlich des Urtales als Piedmontflächen den Flyschalpenrand bilden



Quartäres Akkumulationsrelief:

- rezent Talauen
- Niederterrassen: tiefere/höhere
- Hochterrassen
- Jüngere Decken
- Ältere Decken

- Reste von Höhenterrassen
- terrasierte Schlieriedel (ohne Schotterdecken)

Tertiäres Erosionsrelief:

- I. Oeder Hochflur im Vorland und entspr. Fußflächen am Massiv- u. Alpenrand

Abb. 75: Ausschnitt aus H. FISCHER 1979, Tafel 2: Geomorphologische Gliederung Alpenvorland-Kristallinmassiv-Alpenrand im westlichen NÖ.

(Abb. 75). Diese weite Einebnung wird als Ausgangsfläche für die Eintiefung der Täler im Quartär betrachtet (S. 11–116 und 194, dazu ebenfalls Teil III).

Auf der in der Literatur als Enzengarn bezeichneten Anhöhe in 400–420 m nordwestlich Steyr hatte schon J. ROHRHOFER (I/1938 Kartenbeilage) Schotter verzeichnet. H. FISCHER stuft diese in die Gruppe der „Höhenterrassen“ ein, was nach dem Abstand von 20 m über dem ÄDS möglich erscheint.

Auf der Suche nach diesen Schottern anlässlich eigener Begehungen (vor allem 1974) konnten vergleichbare Schotter nicht gefunden werden. Dagegen zeigte ein Aufschluß anlässlich eines Wasserleitungsbaues in etwa 400 m bis 1,5 m kräftig marmorierten Pseudogley, darunter bis zur Aufschlußsohle in 3 m gelbbraunen tonreichen Lehm mit vereinzelt Schotterstücken von Quarz und stark angeätzten Quarziten bis 15 cm Durchmesser und vor allem stark angewittertem relativ grobem Flyschschutt. Diese Beobachtung erweckt den Eindruck, daß es sich hier kaum um fluviatile Schotter, sondern eher um Lokalmaterial aus den Flyschalpen handelt, dem vereinzelte Quarze und Quarzite durch Umlagerungen aus dem Vorland beigemischt sind. So könnten diese Sedimente mit den von H. Fischer östlich der Enns beschriebenen Piedmontflächen zu tun haben. Weder für die „Höhenschotter“ H. Fischers noch für die Schotter der Oeder Hochflur gibt es Hinweise auf Beziehungen zu alpinen Vergletscherungen.

9 DIE EISZEITLICHE VERGLETSCHERUNG DES BÖHMERWALDES

Wie schon im Teil I angeführt, ist aus dem auf die höchsten Bereiche (über 1200–1300 m) des Böhmerwaldes beschränkten typischen glazialen Formenschatz wie Kare mit Seen, versteilte Talhänge, blockreiche Moränenwälle u.dgl., der im Gegensatz zu den sonst vorherrschenden Altflächen steht, schon lange auf eine eiszeitliche Vergletscherung geschlossen worden. Es betrifft dies die höchsten Teile des bayerisch-böhmischen Grenzgebirges um den Gr. Arber (1456 m), den gesamten Bereich zwischen Falkenstein (1312 m), Rachel (1453 m) und Lusen (1373 m), ferner das oberste Moldaugebiet in Böhmen, dort auch den Kubany (1362 m) und schließlich davon abgesetzt die Dreiseselberg-Plöckensteingruppe im Dreiländerbereich Böhmen, Bayern und Oberösterreich.

Die Auffassungen über die Ausdehnung dieser Vergletscherung war starken Schwankungen unterworfen, weil G. PREHÄUSSER (I/1955 u. a.) über den typischen glazialen Formenschatz hinaus auch das Areal der Verbreitung der von ihm „Firmeisschutt“ genannten Sedimentdecke in die ehemalige Vergletscherung einbezogen hatte. Schließlich konnte P. J. ERGENZINGER (1965 und I/1967) seine Vorstellung über diese Vergletscherung auch kartogra-

phisch festhalten, woraus sich eine zwar nicht zusammenhängende, aber doch jeweils über die hohen Gipfelbereiche hinwegziehende Verfirnung ergab, aus der auch eine Reihe von Talgletschern hervorging, die den glazialen Formenschatz hinterlassen haben (Abb. 76). Für die tschechischen Gebiete, die damals nicht begehbar waren, wird nur eine extrapolierte Verbreitung angegeben (ERGENZINGER I/1967).

Der Autor konnte drei würmzeitliche Stände feststellen, für die er Schneegrenzen um 1060 m für die tiefstgelegenen Moränen, um 1140 m für die „Blockmoränen“ und 1230 m für die „Karmoränen“ berechnete. Über diese Würmvergletscherung hinaus gibt es auch tiefer herabreichende Spuren einer oder mehrerer älterer Vereisungen. Der längste würmeiszeitliche Gletscher erreichte 7 km, meist werden aber 3–4 km nicht überschritten.

Der östlichste Vergletscherungsbereich reicht nach ERGENZINGER (I/1967) vom Dreisesselberg (1332 m) über den Plöckenstein (1378 m) zum Hochficht (1338 m) und endet an dessen Abfall zum Sattel der Schöneben. Die auffal-

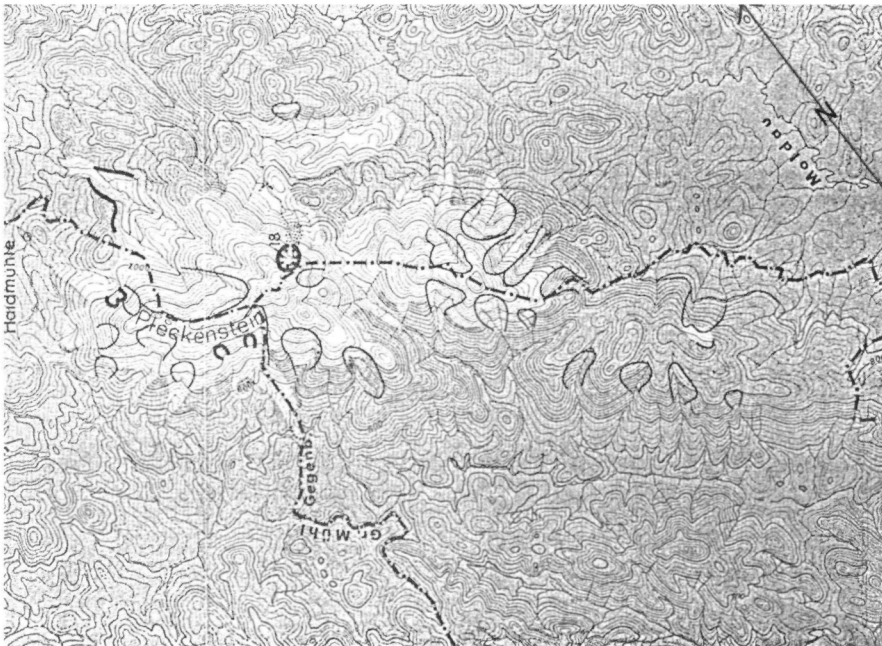


Abb. 76: Ausschnitt aus der Karte: Die maximale Ausdehnung der würmzeitlichen Vergletscherung des Böhmerwaldes von P. ERGENZINGER 1967. Die Plöckensteingruppe im Dreiländerbereich Bayern, Böhmen und Oberösterreich. Mit Nr. 18 ist das Plöckensteiner Seekar bezeichnet.

lendste Erscheinung ist das nach Norden gerichtete und damit auf der böhmischen Seite gelegene Kar mit dem Plöckensteiner See der von einer mächtigen Blockmoräne abgedämmt wird. Die Würmvergletscherung muß aber hier talauswärts noch Spuren von zwei weiteren Gletscherständen hinterlassen haben. Längere Talgletscher folgten auch an der Grenze Oberösterreichs zu Bayern dem Gegenbach, wo Moränen in knapp 700 m verzeichnet sind, wie auch auf bayerischer Seite Richtung Haidmühle. Auch am Hochficht wird beiderseits der Staatsgrenze eine Vergletscherung angenommen, die eine Reihe karoidartig überformter Quelltrichter hinterlassen hat. Dem „Firneisgrundschutt“ vergleichbare dicht gepreßte plattige Schuttmassen konnten beim Bau des Parkplatzes unterhalb des Dreisesselberges, allerdings in einem Bereich beobachtet werden, der auf der Karte Ergenzingers als vergletschert angegeben ist, so daß es sich hier auch um Grundmoräne handeln könnte (Kohl unveröff. Beobachtung).

Hat lange die Dreisesselberg-Plöckensteingruppe als der östlichste vergletscherte Teil des Böhmerwaldes gegolten, so konnte H. NAGL (I/1982) gewisse geomorphologische Nachweise erbringen, die auch noch eine Vergletscherung des Sternsteins, 1125 m, wahrscheinlich machen. Dieser schon etwas isolierte Ausläufer des Böhmerwaldes weist auf seiner Ostseite einen Steilabfall auf (Ski-Abfahrtspiste) an dem eine zungenbeckenähnliche Wanne, das Quellgebiet der Gr. Rodl, anschließt, die nach NAGL (S. 224) von zwei 500–600 m auseinanderliegenden Moränenwällen abgeschlossen wird. Daraus schließt der Autor auf eine entsprechende Verfirnung der Bergkuppe von der neben einem nach Osten abfließenden Gletscher auch ein kleinerer nach Norden gegen die Ortschaft Dürnau abfloß (Abb. 77), wo er ebenfalls Moränen zweier Gletscherstände anführt. Aus den inneren Moränen leitet NAGL eine würmzeitliche, aus den äußeren eine rißeiszeitliche Vergletscherung ab. Für die würmzeitliche Vergletscherung kommt er auf eine für diese Eiszeit sehr tiefe Schneegrenze von nur 950–960 m, während ERGENZINGER im Hauptvergletscherungsgebiet des Böhmerwaldes für die maximale Ausdehnung mit 1030–1100 m rechnet. Wenn überhaupt, dann käme nur ein Vergleich mit Ergenzingers Maximalstadium in Frage. Nun sind Schwankungen der Schneegrenzlagen auf Grund verschiedener Faktoren (Relief, Niederschlag u. a.) immer wieder nachzuweisen; im Falle des Sternsteins bereitet die Annahme einer so tiefen Schneegrenze für die Würmeiszeit insofern gewisse Schwierigkeiten, als die isolierte Lage zwar nach gegenwärtigen Verhältnissen gerade noch um 1000 mm Niederschlag zuläßt, aber gleich östlich davon bereits der Einfluß kontinentaler Klimaverhältnisse aus Südböhmen und auch vom Waldviertel her spürbar ist. Es wäre gerade hier von Bedeutung, wenn ein Nachweis für die Einstufung der inneren Moränen in die Würmeiszeit auch noch durch andere Argumente möglich wäre.

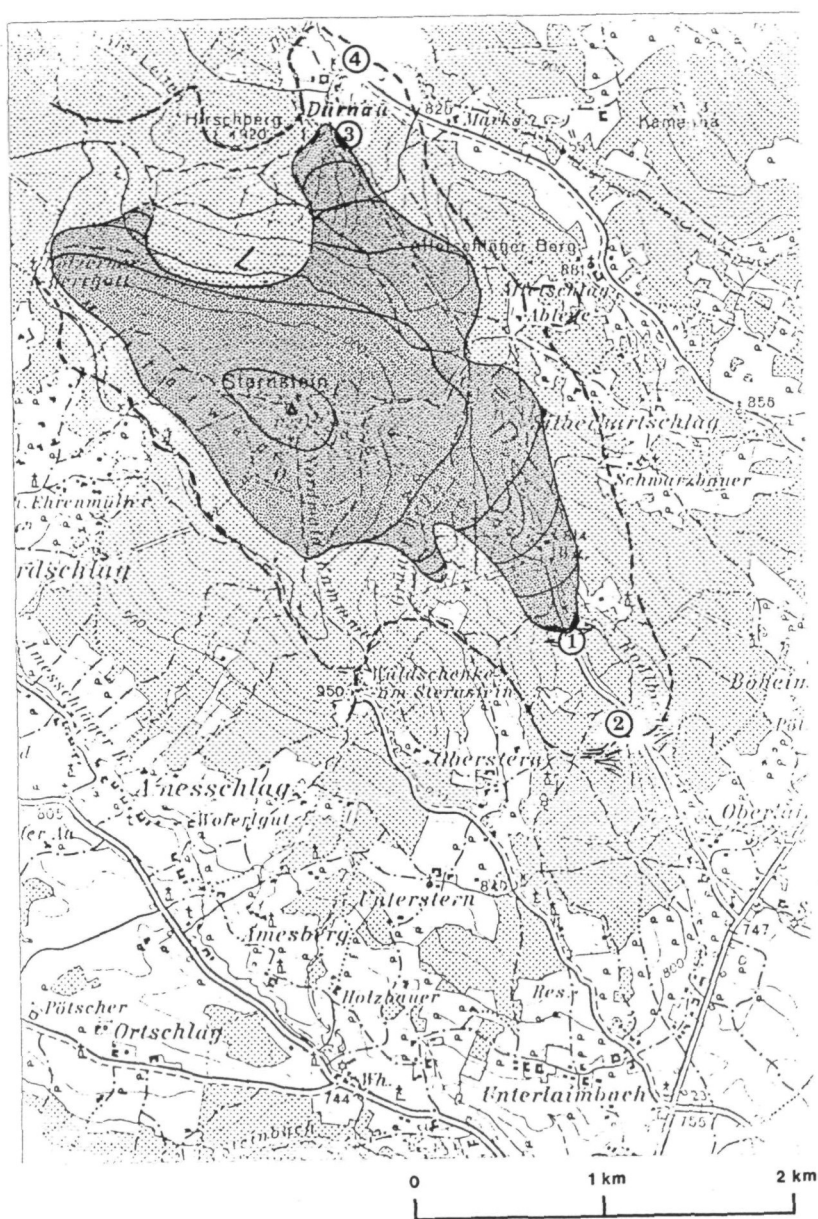


Abb. 77: Rekonstruktionsversuch der eiseitlichen Vergletscherung des Sternsteins nach H. NAGL 1982. 1 und 3 vermutete Ausdehnung der würmzeitlichen, 2 und 4 der rißzeitlichen Vergletscherung.

10 DER RÄUMLICHE UND ZEITLICHE ABLAUF DER EISZEITLICHEN VERGLETSCHERUNG IN OBERÖSTERREICH

Der gesicherte Nachweis einer bis ins Alpenvorland reichenden Großvergletscherung ist in Oberösterreich ab der Günzeiszeit durch Moränen und mit ihnen verknüpften Schmelzwasserschüttungen, den ÄDS, gegeben. Die ein Stockwerk höher liegenden, in ihrer Zusammensetzung den ÄDS ähnlichen Schotter von Reuharting-Schnelling im Traun- und Almgebiet dürften ebenfalls als Rest einer glazifluvialen Schüttung zu deuten sein, obwohl zugehörige Moränen bisher nicht nachzuweisen waren. Sie sind als prägünzeitlich einzustufen und könnten mit der Donau eiszeit EBERS (1930) zu tun haben, der L. WEINBERGER im Inngebiet die Eichwaldschotter zugeordnet hat (1/1955). Für die noch höheren und älteren völlig fossilisierten Restschotter des Innviertels wie die Geiersberg-, Trittfeld-Federnbergschotter läßt sich kaum eine glazifluviale Schüttung nachweisen; das gilt auch für die Forstholzsotter bei St. Florian südlich Linz, wobei wenigstens zum Teil ältestpleistozäne periglaziale Schotterumlagerungen nicht auszuschließen sind.

Die letzte gesicherte Zeitmarke stellen die Deckschotter bzw. die Kohlenserie des Kobernaußerwald-Hausruckrückens dar, die bis in die pontische Stufe (= oberstes Miozän vor > 5 Mio. Jahren) reichen. Dann wird die Sedimentation aus den Alpen heraus unterbrochen und von einer stufenweisen Erosion abgelöst, die eine entsprechende Umlagerung der älteren Schotter zur Folge hatte. Wie weit diese Schotter dem Pliozän oder dem ältesten Pleistozän zuzurechnen sind, muß zunächst offen bleiben (vgl. Dazu Teil III).

Es stellt sich somit die Frage, wo hier die im schwäbischen Alpenvorland der Bibereiszeitgruppe zugeordneten höchsten Schotter bleiben. Möglicherweise waren damals die östlichen Ostalpen für eine Großvergletscherung noch zu niedrig, so daß es nur zu periglazialen Schüttungen aus Lokalmaterial der Hausruckschotter kam.

Von dem nach heutiger Ansicht etwa 2,4 Mio. Jahre dauernden pleistozänen Eiszeitalter entfallen nur etwas mehr als 700.000 Jahre auf die Zeit der bekannten alpinen Großvergletscherungen. Für den mehr als doppelt so langen vorausgehenden Zeitabschnitt gibt es aber in Oberösterreich keinen Nachweis einer zumindest den Alpenrand erreichenden Vergletscherung. Daraus folgt, daß für die Großvergletscherungen nur < 1/3 der Gesamtdauer des Eiszeitalters bleibt und diese auf das Mittel- und Jungpleistozän beschränkt sind. Die 1,7 Mio. Jahre des Ältest- und Altpleistozäns weisen somit sehr große Sedimentationslücken auf, während der es bei gleichzeitigen großräumigen tektonischen Verbiegungen auch zu einer gewaltigen Ausräumung im öö. Zentralraum, vor allem im Bereich der Traun-Enns-Platte gekommen sein muß. Erst dadurch ist die dort deckenartige Ablagerung der ÄDS möglich geworden. Diese Ausräumung muß bereits vor Ablagerung der

Schotter von Reuharting-Schnelling stattgefunden und sich zwischen diesen und den ÄDS fortgesetzt haben. Allein das Mengenverhältnis der in relativ geringen Resten erhaltenen Schotter von Reuharting-Schnelling und deren Äquivalenten zu den ÄDS läßt darauf schließen, daß in der Zwischenzeit im öö. Zentralraum ungeheure Mengen an Schottern umgelagert und zusammen mit Molassesedimenten ausgeräumt worden sind, was die Annahme entsprechend langer Zeiträume ohne nennenswerte Vergletscherung voraussetzt.

Versuche, die Günzsedimente paläomagnetisch zu datieren, haben bisher nur unsichere Anhaltspunkte ergeben. Wiederholte Probenreihen aus den Deckschichten der ÄDS in Linz (Froschberg) haben nur positive Werte geliefert (KOHL I/1976 37–41 und 1978 13–18). Das gilt auch für Einzelproben aus den Günzmoränen am Salzachgletscher, wo leider diese Sedimente nicht die Entnahme größerer geschlossener Probenreihen erlaubten (FINK 1980). Dagegen sind am Rheingletscher auch negative Werte ermittelt worden (HABBE 1995 58, DOPPLER G. & H. JERZ 1995 46). Wenn auch nicht unbedingt gesichert ist, ob es sich in beiden Fällen um Sedimente der gleichen Eiszeit handelt, so wird man die Günzzeit dennoch im Grenzbereich der Magnetumkehr (Brunhes/Matuyama), also um 780.000 v.h. (vgl. Tab. 1 Teil I) annehmen dürfen.

Im öö. Raum nimmt die Vergletscherung sehr rasch von Westen nach Osten hin ab; in der Würmeiszeit von dem in seinen Ausmaßen noch beträchtlichen Salzach-Vorlandgletscher zu den durch ein Eisstromnetz verbundenen, am Alpenrand endenden Zweigen des Traungletschers bis zu den weiter östlich immer tiefer innerhalb der Alpen endenden Talgletschern des Enns- und Ybb-stales; gegen den Alpenostrand hin erfolgt schließlich die völlige Auflösung in Lokal- und Kargletscher. Dagegen erreichten in den älteren Eiszeiten mit Ausnahme der Gletscher des Ennstales auch noch jene östlich der Salzach das Alpenvorland. Liegen die Reißendmoränen am Traungletscher noch relativ nahe außerhalb der Würmendmoränen, so beträgt der Abstand zwischen diesen beiden Gletscherständen am Steyr-Krems- und am Ennsgletscher bereits etwa 40 km. Der Grund für diese Entwicklung ist neben der zunehmenden Klimakontinentalität vor allem in den nach Osten hin abnehmenden Gebirgshöhen zu suchen, wo schon geringe Schneegrenzschwankungen das Vergletscherungsareal beträchtlich vergrößern oder verkleinern können. Auf diese Tatsache weisen bereits PENCK (P. & B. 1909 256) und auch spätere Autoren hin (NAGL 1972 145f, u.a.).

Zu den auffallenden Erscheinungen in Oberösterreich zählt auch, daß von Westen kommend erstmals am Salzachgletscher Endmoränen der Günzeiszeit vor jenen der nachfolgenden jüngeren Vereisungsperioden erhalten sind, was bei den östlich folgenden großen Talgletschern noch deutlicher hervortritt. Das mag z. T. durch Änderungen in der Vorstoßrichtung begünstigt worden sein, setzt aber nach Osten hin gegenüber der jüngeren Vergletscherung auch

eine zunehmend größer werdende Günzvergletscherung voraus. Eine Erklärung dafür ist insofern schwierig, als sie kaum in einer damals größeren Hebung der östlichen Ostalpen gesucht werden kann. Man wird primär eher an eine Verschiebung der Klimaschwelle zwischen dem feuchteren atlantisch beeinflussten und dem trockeneren kontinentalen östlichen Bereich denken müssen. Die Tatsache, daß in Oberösterreich die Günzeiszeit durch volle glaziale Serien im Sinne A. PENCKS (P. & B. 1909 16) nachweisbar ist, ließe auch die Festlegung einer Typlokalität in diesem Raum zweckmäßig erscheinen, wofür das Gebiet des Traunseegletschers nördlich Gmunden oder auch des Steyr-Kremsgletschers um Sattledt in Frage käme.

Die Zuordnung der erhaltenen Endmoränen zu den klassischen alpinen Eiszeiten Pencks dürfte in OÖ weitgehend geklärt sein, auch wenn es bei der Unterscheidung der Mindel- und Rißmoränen lange noch Unklarheiten gegeben hatte. Entscheidende Kriterien sind dabei nicht nur die Verknüpfung der Moränen mit den jeweils altersgleichen Terrassenschottern. Auf den Moränen bieten auch die bedeutenden Verwitterungsunterschiede, die in verschieden tief eingreifenden Reliktböden zum Ausdruck kommen, ein gutes Unterscheidungsmerkmal; auf den Terrassen, die durch Paläoböden gegliederten Löß- und Lehmdecken, wofür in OÖ. sehr gute Voraussetzungen gegeben sind (siehe Teil III). Weiters kann, muß aber nicht immer, periglaziale Überformung die Unterscheidung untermauern.

Bei der Unterscheidung zwischen Mindel- und Rißsedimenten spielt auch die zwischen diesen beiden Eiszeiten erfolgte besonders ausgeprägte interglaziale Tiefenerosion eine wesentliche Rolle. So liegen die Mindelsedimente grundsätzlich auf einem wesentlich höheren, meist noch mit Resten älterer Quartärsedimente (Günz und WNF) bedeckten Tertiärsockel als die Rißsedimente.

Beim Vergleich der Günz- mit den Mindelmoränen fällt auf, daß die Günzmoränen relativ flach sind und unauffällig in die anschließenden, im Wurzelbereich sehr mächtigen Schwemmfächer der ÄDS übergehen (besonders ausgeprägt in der Traun-Enns-Platte), während die oft bis 80 m mächtigen Mindelmoränen beherrschende Rücken (Ardenberg, Wälle von Ohlsdorf und Eisengattern sowie beiderseits des oberen öö. Kremstales) bilden und im Vergleich dazu die anschließenden Fluren der JDS relativ bescheiden ausfallen. Es ist also in diesem Fall jeweils ein größerer Teil des anfallenden Materials in den Moränen liegen geblieben.

Eine weitere Frage ist, wie weit Moränen und glazifluviale Schüttungen eine Untergliederung der bekannten Eiszeiten zulassen, wobei mehrere Moränenwälle oft nur auf zeitlich nahe beieinander liegende Oszillationen der Gletscher zurückgehen und Terrassenstufen der glazifluvialen Schüttungen nicht unbedingt als Folge einer Klimaschwankung angesehen werden können.

Während die günzzeitlichen Endmoränen am Salzachgletscher kaum eine weitere Gliederung erkennen lassen, verweist G. DOPPLER (1980 20ff) auf eine im Alzgebiet durch Seesedimente gegliederte Grundmoräne, die aller Wahrscheinlichkeit nach der Günzeiszeit zuzuordnen ist und somit eine größere Schwankung dieser Gletscher voraussetzt. Der Günzmoränenkomplex der Traungletscher zwischen Lindach und Vorchdorf besteht neben dem beherrschenden Höhenzug von Berg auch aus einigen bis über die Autobahn nach Norden vorgelagerten Kuppen und einem im Süden bei Matzing entwickelten etwas niedrigeren Wallrest. Östlich der Laudach schließen die Günzmoränen dieses Gletschers in Form eines Doppelwalles an die Flyschalpen an (Abb. 30). Doppelwälle hinterließ auch der bis Vorchdorf reichende Almgletscher beiderseits des Almflusses. Eine undeutliche Wellung ist auch an dem sonst geomorphologisch wenig auffallenden Günzmoränen des Steyr-Krems-Gletschers bei Sattledt zu erkennen. Auf eine Gliederung der Günzsedimente könnte ein Aufschluß im Donautal am Nordende der Traun-Enns-Platte hinweisen (dazu Teil III).

Eine besondere Stellung nimmt die Weiße Nagelfluh (WNF) ein, deren sicherer Nachweis auf den Bereich zwischen Alm- und dem oö. Kremstal beschränkt ist (Kap. 6.2 und 7.2). Ob es sich dabei um eine glazifluviale Schüttung handelt, ist nicht völlig geklärt. Tatsache ist, daß sie eine eher kalt- als nur kühlzeitliche Schüttung darstellt und daher auch auf eine Vergletscherung der anschließenden Alpen zurückgeführt werden könnte, bei der ein Vergleich mit den großen alpinen Vergletscherungen insofern schwer fällt, weil ihre Schüttung kaum über die günzzeitlichen Zungenbecken hinaus reicht und auch in den anschließenden Gebieten nicht nachgewiesen ist – vielleicht deshalb, weil sie dort lithologisch nicht auffällt. Für die Stratigraphie des mittleren Pleistozäns ist jedoch die WNF von großer Bedeutung, teilt sie doch als kaltzeitliches Sediment das sog. Günz-Mindel-Interglazial in zwei sehr ausgeprägte, zeitlich nahe beieinander liegende Warmzeiten, deren Bodenbildungen sich überall dort, wo dieses Sediment fehlt, (weit verbreitet in der Traun-Enns-Platte) sowohl in ihrer Intensität (rötliche Färbung) und auch in deren Tiefenwirkung (Löchrigkeit) summieren. Dieses Doppelinterglazial übertrifft somit auch in seinem Zeitausmaß weit das Mindel-Riß-Interglazial, das von A. PENCK (P. & B. 1909 1161f) als längstes Interglazial betrachtet wurde und als „Großes Interglazial“ immer wieder in der Eiszeittliteratur zu finden ist. Penck ging von der großen, alle anderen damals bekannten Interglaziale übertreffenden Tiefenerosion aus, die aber als Folge tektonischer Vorgänge nichts über die Intensität und zuwenig über die Dauer dieser Warmzeit aussagt. Es wäre daher zweckmäßig, den Begriff des „Großen Interglazials“ fallen zu lassen.

Der ebenfalls auf A. PENCK (P. & B. 1909 116ff) zurückgehende Begriff der „präglazialen Landoberfläche“ erscheint insofern überholt, als Penck diese

zeitlich unmittelbar vor Einsetzen der Günzeiszeit annahm. Inzwischen sind aber auch noch ältere Vergletscherungen bekannt geworden; außerdem setzt nach heutigen Kenntnissen das pleistozäne Eiszeitalter schon viel früher ein als zu Pencks Zeiten angenommen.

Stratigraphisch wäre es naheliegend, die WNF mit der Haslacheiszeit des Rheingletschers (SCHREINER & EBERL 1981) zu vergleichen, was jedoch Probleme bezüglich des Ausmaßes der Gletscherausdehnung hervorruft. Möglicherweise liegt der Grund darin, daß damals die Ostalpen für eine mit dem Rheingletscher vergleichbare Eisausbreitung noch zu niedrig waren.

Während aus der Anordnung der Mindelmoränen im Salzachgletschergebiet kaum eine Gliederung herausgelesen werden kann, was auch, von undeutlichen Ansätzen abgesehen, für die westlichen Zweige des Traungletschers gilt, spaltet sich der dominierende Mindelwall des Traunseegletscherzweiges (Kap. 5.2) von Eisengattern an bis nach Laakirchen sehr deutlich in zwei, z. T. girlandenförmig verlaufende Wälle auf, denen beckenwärts und auch höhenmäßig etwas abgesetzt auch noch weniger prägnante Moränenreste eines innersten Gletscherstandes folgen. Diesen drei Gletscherständen entsprechen auch drei Stufen des von Ohlsdorf nach Norden verlaufenden Moränenzuges.

Verfolgt man die Schmelzwasserabflüsse der Mindelvergletscherung, so zeigt sich deutlich eine etappenweise Verlegung des jeweiligen Hauptabflusses vom Almtal, wohin auch noch der günzzeitliche Traunseegletscher ausgerichtet war, bis zum heutigen Trauntal. Während die zum Almtal gerichtete Schüttung von JDS im äußeren Wall wurzelt, läßt sich die über Lindach zum Wimbachtal gerichtete Schüttung, wie deutlich zwei Taldurchbrüche durch den äußeren Wall zeigen, vom inneren Wall ableiten. Erst durch eine weitere Verlegung des Hauptabflusses nach Westen in den Bereich des heutigen Trauntales ist die Terrasse von Viecht entstanden, die in erster Linie eine mindelzeitliche Erosionsform über ÄDS sein dürfte. Möglicherweise entspricht die in drei Etappen erfolgte Verlegung des Abflusses den drei durch Moränen gekennzeichneten Gletscherständen, was aber ohne Annahme größerer Gletscherschwankungen schwer vorstellbar ist (vgl. dazu die Lößgliederung Teil III).

Glazifluviale Schüttungen in verschiedene Richtungen sind während der älteren Vergletscherungen auch im Almtalbereich wiederholt vorgekommen. Sie können, müssen aber ohne Verbindung mit entsprechenden Moränenresten nicht unbedingt als Nachweis einer größeren Gletscherschwankung betrachtet werden. So gibt es ausgehend vom Alpenrand, wo das Ende des mindelzeitlichen Almgletschers anzunehmen ist, eine Schüttung zum Aiterbachtal und eine zweite dem heutigen Almtal folgend (Abb. 49). Die Eintiefung in die prämindelzeitlichen Sedimente und die doch beträchtlichen Mächtigkeiten dieser JDS setzen eine angemessene Erosion voraus, die eher nachein-

ander als gleichzeitig erfolgt sein dürfte und einen Wechsel von Erosion und Aufschüttung voraussetzt. So kann auch hier die Mindeleiszeit kaum als einheitliche Kaltzeit betrachtet werden.

Eine ähnliche Dreigliederung wie am Traunseegletscher läßt sich auch am Steyr-Kremsgletscher nachweisen, wo auf der Westseite weit vorspringende Moränensporne kaum eine andere Erklärung zulassen als die einer im Zuge größerer Oszillationen des Gletschers von Westen in Richtung Aiterbach, über einen Stand zum obersten Riedbach und schließlich zum heutigen Kremstal bei Kremsmünster erfolgten Verlegung des Gletscherendes. Diese drei Vorstoßrichtungen entsprechen auch glazifluvialen Schüttungen zum Aiterbach-, zum Riedbach- und beiderseits des Kremstales, wobei letztere bescheidener ausfiel als die beiden ersteren, die einen Großteil des günzzeitleichen Zungenbeckens von Sattledt auffüllen (Kap. 7).

Die Rißvergletscherung weist zwar eine reiche, aber nach den einzelnen Gletscherbereichen unterschiedliche Entfaltung der zugehörigen Moränen auf, die bezüglich einer Gliederung der Rißeiszeit zu verschiedenen Auffassungen geführt hat. Am Salzachgletscher ist auf österreichischer Seite zwar nur der nach herkömmlicher Auffassung die Rißeiszeit repräsentierende Doppelwall – heute vielfach als Hauptriß bezeichnet – nachzuweisen, auf bayerischer Seite läßt der sehr breite von Rißendmoränen eingenommene Raum eine Unterscheidung bis zu vier Gletscherständen zu (GRIMM I/1979), zu denen auf Grund einer tieferen Terrasse noch ein fünfter, wohl spätglazialer Stand kommt. Hatte zwar EBERS (DEL NEGRO I/1966) auch an einen Altrißvorstoß geglaubt, so ergibt sich eher eine größere Zäsur zwischen dem dritten und dem vierten Stand. Neu war vor allem der Nachweis eines bis auf den Margarethenberg reichenden Maximalstandes. Hinweise auf größere klimabedingte Unterbrechungen fanden sich jedoch nicht (Kap. 4.1).

Auch am Atterseezweig des Traungletschers konnte eine stärkere Gliederung der Rißmoränen und ein flacher Vorstoß zu einem Maximalstand nachgewiesen werden (GBA 1989). Erst am Traunseezweig dieses Gletschersystems gelang der Nachweis eines älteren Rißabschnittes, der sich vom herkömmlichen Doppelwallriß mit anschließender HT bei Gschwandt durch weiter vorgeschobene Moränenreste und eine daraus hervorgehende höhere Schotterflur unterscheidet. Die dazwischen liegende Erosion ist nicht ohne die Annahme einer größeren Abschmelzphase erklärbar. In welchem Verhältnis dieses ältere Riß zu dem weiter westlich festgestellten Maximalstand steht, ist noch unklar.

Ebenfalls durch eine Erosionsphase von den herkömmlichen Rißendmoränen getrennt, finden sich noch Moränen- und Terrassenreste auf der Innenseite, die ebenfalls eher als ein stärker abgesetztes Jungriß als bloß als spätzeitlicher Abschmelzstand zu deuten sind (Kap. 5.2).

Noch deutlicher ergibt sich eine Gliederung der Rißsedimente im Bereich

des öö. Kremstales, wo zwei hochgelegene, offenbar dem Doppelwallsystem entsprechende durch Moränen markierte Gletscherstände (Penzendorf und Helmberg), von zwei 30 bis 40 m tieferen (Krift und Wartberg a.d. Kr.) eines jedenfalls jungrißzeitlichen Gletschers begleitet werden. Der innere (Penzendorf) der höheren Wälle dürfte wie die überformte anschließende Schotterterrasse zeigt, vom nachfolgenden bis Helmberg reichenden Vorstoß überfahren worden sein, wobei noch ein kurzer Maximalvorstoß darüber hinaus gereicht haben muß. Das könnte ein Anhaltspunkt für die Einstufung des Maximalvorstoßes in das Hauptriß sein. Die tiefe Erosionsphase zwischen der höheren und der tieferen Moränengruppe erfordert auch hier einen größeren Abschmelzprozeß, der über eine bloße Oszillation des Gletschers hinausgeht. Sehr wahrscheinlich steht diese Erosionsphase mit dem auf der Wasserscheide von Schön gefundenen Doppelinterstadial in Verbindung (Teil III).

Ein kaum 2 km nördlich Wartberg beobachteter Aufschluß (KOHL 1967 unveröff.) zeigte unter 3 bis 4 m gut verfestigtem, horizontal geschichtetem Schotter des Gletscherstandes von Penzendorf, durch eine scharfe Diskordanz getrennt, einen stark gestörten, meist sehr groben bis blockreichen Liegendschotter mit lehmig-mergeligen Lagen längs der Störungen (Abb. 54). Dieser Liegendschotter muß auf Grund seiner Lage ein Rißsediment darstellen und könnte ein Hinweis auf ein Altriß sein.

Auch im Norden des Sengengebirges (Kap. 7, Abb. 56) sowie im Enns (Kap. 8.1) und im Ybbstal sind spät- bzw. jungrißzeitliche Gletscherstände nachgewiesen.

Zusammenfassend ergeben sich deutliche Hinweise auf eine Dreigliederung der Rißeiszeit wie sie besonders von SCHREINER (1989) im östlichen Rheingletschergebiet und inzwischen auch von anderen Autoren erkannt worden ist, u.a. auch auf Grund der Lößgliederung E. BIBUS & M. KÖSEL (1996). Dabei ist eher mit klimabedingten Schwankungen im Ausmaß von Interstadialen als von Interglazialen zu rechnen.

Der Würm-Moränenkomplex besteht am Salzach- und an den Zweigen des Traungletschers (Kap. 4.1; 5.1 und 5.2) weitgehend übereinstimmend (Tab. 1 und 2) aus einem Maximalstand und drei weiteren Ständen, von denen der äußere von v. HUSEN als Hochstand bezeichnet wird (I/1977). Am Salzachgletscher ist außerdem ein das Spätglazial einleitender Laufenz- bzw. Oberndorfer Stand vertreten, dem am Traunsee ein Eisseeniveau entsprechen könnte (KOHL I/1976a). Diese differenzierte Gliederung ist weiter östlich kaum mehr möglich. Am Teichl-Steyrgletscher zeichnen sich im Windischgarstener Becken zwei deutlich von einander abgesetzte Gletscherstände ab, von denen der innere von H. EICHER (I/1979 und I/1980) im Sinne von H. SPREITZER (1961) als „Neuer Hochstand“ bezeichnet wird. Auch der Ennsgletscher hinterließ im Bereich des Buchauer Sattels zwei Gruppen von Endmoränen (AMPFERER I/1924).

Alle diese würmeiszeitlichen Gletscherstände stammen aus der Zeit der Hauptwürmvergletscherung um 20.000 bis 18.000 v. h., was der Stufe 2 der Tiefsee-Sauerstoff-Isotopenkurve (Teil I Abb. 2) entspricht. Wie aus ^{14}C -datierten palynologischen Untersuchungen im Tiroler Inntal hervorgeht, hat dieser Höhepunkt der würmeiszeitlichen Vergletscherung mit Vorstoß und Abschmelzphase kaum 10.000 Jahre gedauert (F. FLIRI 1976 202 und PATZELT G. & W. RESCH 1986), wofür im öö. Traungletschergebiet auch das Datum 15.400 v.h. aus dem Mitterndorfer Becken spricht (I. DRAXLER 1977).

In den Westalpen wurde schon lange auch ein früherer würmzeitlicher Gletschervorstoß angenommen, der größer als die hochwürmzeitlichen gewesen sein sollte. Ein frühmittelwürmzeitlicher Vorstoß konnte schließlich im unteren Aaretal überzeugend bestätigt werden (CH. SCHLÜCHTER 1985; R. HANTKE Bd. II 394ff). Nur wurde dieser Gletschervorstoß an Ausdehnung vom hochwürmzeitlichen übertroffen. Eine ähnliche Entwicklung ist inzwischen auch in Skandinavien und in Nordamerika nachgewiesen (SCHLÜCHTER 1990). Auch die Sauerstoff-Isotopenkurve der Tiefsee zeigt am Beginn des Mittelwürms (Stufe 4) um 70.000 bis 60.000 v.h. einen bedeutenden Temperaturabfall an, der eine entsprechende Vergletscherung der Alpen erwarten ließe. In Oberösterreich gibt es bisher außer vielleicht im Grabungsprofil der Ramesch-Knochenhöhle (HILLE et al. I/1986; Teil III) keinerlei Anhaltspunkte für einen so frühen und so großen würmzeitlichen Gletschervorstoß. Auch in den Seesedimenten am Mondsee ist keine Unterbrechung durch eine Grundmoräne feststellbar. Die an der Oberfläche diese Sedimente abdeckende Grundmoräne steht mit dem hochglazialen Moränenkomplex in Verbindung. Das schließt natürlich nicht aus, daß es eine nicht so weit reichende frühere würmzeitliche Vergletscherung gegeben haben kann. Man wird bei weiteren Untersuchungen darauf achten müssen.

Es hat sich längst herausgestellt, daß die durch die Endmoränenreste jeweils feststellbaren Gletscherenden nur maximale und bestenfalls unmittelbar anschließende jüngere Gletscherstände anzeigen, woraus sich nur ein sehr lückenhaftes Bild ergeben kann. Die Erkenntnis, daß diese großen Vorstöße jeweils nur von relativ kurzer Dauer waren, drängt natürlich dazu, über diese viel längeren dazwischen liegenden Zeiträume, die nur wenig Spuren hinterlassen haben, mehr zu erfahren, was z. T. über die Lößforschung und, soweit die Voraussetzungen dafür gegeben sind, auch durch die Palynologie möglich wird (dazu Teil III).

Trotz gewisser regionaler Unterschiede ist der ab etwa 17.000 v.h. anfangs sehr rasch vor sich gegangene spätwürmzeitliche Abschmelzprozeß der Gletscher etappenweise mit überregional auftretenden Unterbrechungen erfolgt, die zu mehr oder weniger deutlichen Wiedervorstößen der Gletscher geführt haben. Diese durch Endmoränen feststellbaren Gletscherstände sind klimabedingt und werden seit A. PENCKS (P. & B. 1909) Unterscheidung eines Bühl-,

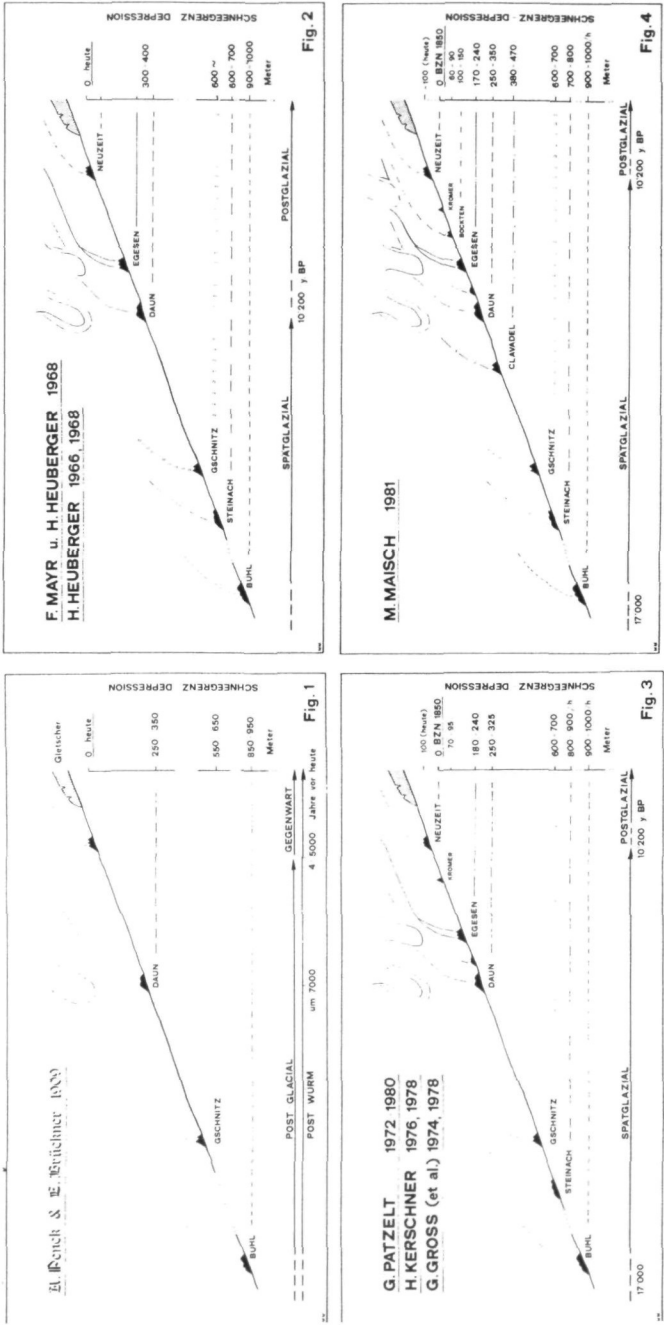


Abb. 78: Die spätglazialen Gletscherstände. Aus M. MAISCH, 1982

Gschnitz- und Daunstadiums (nach Typlokalitäten im Einzugsbereich des Tiroler Inn- und Gletschers) erweitert und auch verbessert, wobei vor allem ein Steinachstadium vor dem Gschnitz (HEUBERGER I/1968) und ein Egesenstand (H. KINZL 1929) erkannt wurden. Eine weitergehende Aufgliederung der bekannten spätglazialen Gletscherstände ist nur mehr sehr lokal möglich (H. KERSCHNER 1984 und M. MAISCH 1981 – siehe Abb. 78). Wie weit sie auf oberösterreichische Verhältnisse übertragbar ist, wäre zu überprüfen.

Das im Trauntal von D. v. HUSEN (und I. DRAXLER 1977) neu bearbeitete und palynologisch sowie mit ^{14}C -Daten untermauerte System eines Ischl- (knapp vor 16.000), Jochwand- (um 16.000), Goiserer- (um 14.000), Echern- (um 12.000) und Taubenkarstandes (10.500 v.h.) (Kap. 5.2 und Abb. 38) entspricht sehr gut den aus Tirol bekannten spätglazialen Gletscherständen. Eine entsprechende Neubearbeitung des Spätglazials wäre auch östlich des Trauntales zu begrüßen, wo zweifellos das Warscheneckgebiet entsprechende Voraussetzungen aufweist.

Im allgemeinen rückt die im Hochglazial auf die östlichen Ostalpen beschränkte Auflösung der geschlossenen Vergletscherung im Laufe des Spätglazials immer weiter nach Westen. Dabei reichen Schneegrenzberechnungen nicht immer aus, um gesicherte Einstufungen vornehmen zu können. Geht man jedoch von den verschiedenen Versuchen aus, zu den durch End- und Seitenmoränen angezeigten Gletscherständen die Höhenlage der Schneegrenze zu ermitteln, so kann damit gerechnet werden, daß das Tote Gebirge einschließlich Warscheneck sowie die Haller Mauern und die Gesäuseberge zur Zeit des Steinach- und Gschnitzstadiums noch vergletschert waren (Kap. 5.3.2; 6.1; 7.1; 8.1) und nur die höchsten Teile dieser Gebirgsgruppen wahrscheinlich auch noch im Daun einzelne Kargletscher trugen.

Bereits A. PENCK (P. & B. 1909 235f, 255f, 238f) hat für das Würmhochglazial generell eine um 1200–1300 m tiefer liegende Schneegrenze als heute angenommen, wobei er ein Ansteigen von etwa 1000 m NN vom niederschlagsreichen Alpenrand zum Alpeninnern hin und besonders gegen Osten zu feststellte, wo er im Stodertal und in den nördlichen Gesäusebergen bis etwa 1300 m und im Ennstal auf 1400 m kam. Im allgemeinen weichen die Angaben anderer Autoren nur unwesentlich davon ab. Nur A. BÖHM (I/1885 529) rechnet im Enns-Steyrgebiet mit 1400–1500 m und H. EICHER (I/1980 164) im Windischgarstener Becken ebenfalls mit 1400–1500 m, was für den Nordabfall zu hoch sein dürfte. Abgesehen von lokalen Unterschieden, die überall durch das Relief und vor allem durch die Exposition gegeben sind, besteht östlich des Dachsteins das Problem des Fehlens einer gegenwärtigen Vergletscherung. Es muß also bereits von hypothetischen Werten ausgegangen werden, um ehemalige Gletscher zeitlich einordnen zu können.

Legt man die von G. GROSS et al. (1977) auf der Grundlage der Massenverhältnisse Akkumulationsgebiet zu Ablationsgebiet = 2:1 ermittelten mittleren

Werte der Gleichgewichtslinie gegenüber dem Bezugsniveau 1850 zu Grunde, die damals 100–150 m tiefer lag als die heutige Gleichgewichtslinie, so könnte am Dachstein von einer Schneegrenze um 2300–2350 m (GROSS I/1983 69 und 81) ausgegangen werden, die nach Osten hin entsprechend höher liegen mußte. F. DOLLINGER (I/1986 177f) leitet davon für das Höllengebirge eine gsnitzzeitliche Schneegrenzdepression gegenüber 1850 von 800–900 m ab, was eine Höhenlage von 1500 m NN bedeutet, wobei für das Steinachstadium eine noch um etwa 100 m tiefere Lage anzunehmen ist. Damit besteht kein Problem, die markanten Gletscherstände (Almsee I und Almsee II) westlich des Almsees zwischen 800 und 650 m diesen beiden Stadien zuzuordnen und jene des Wurzeralmbereiches in 1390–1400 m bei dort etwas angehobener Schneegrenze ebenfalls.

Ergänzendes Schriftenverzeichnis zu Teil II

- AMPFERER, O., 1935: Geologischer Führer für die Gesäuseberge. Mit geologischer Karte 1:25.000. – Geol. B.-A. Wien, 177 S.
- BAUMGARTNER, P. & W. FRIEDEL, 1990: Geologische Betreuung und Interpretation der Bohrungen P-1 und P-2 für die hydrogeologische Untersuchung Pettenbach. – Unveröff. Gutachten v. 25.07.1990, 5 S.
- BAYERISCHES GEOL. LANDESAMT, 1982: Bericht über die seismischen Messungen im Saalach-Salzachtalraum (Piding bis Tittmoning) zur Erkundung der quartären Tal-füllung. – Bayer. Geol. Ldsamt. Nr. 405–II/5 v. 16.04.1982, 7 S. und 6 Anlagen.
- BEHBEHANI, R., MÜLLER, J., SCHMIDT, R., SCHNEIDER, J., SCHRÖDER, H.-G., STRAKENBROCK, J. & M. STURM, 1986: Sediments and sedimentary history of Lake Attersee (Salzkammergut Austria). – Hydrobiologia 143, 233–246, Amsterdam.
- BIBUS E. & M. KÖSEL, 1996: Paläopedologische Klimazeugen zur Untergliederung des Rißeiszeitenkomplexes im Rheingletschergebiet. – Eiszeitalter und Gegenwart 46, 65–90, Hannover.
- BRÜCKNER, E., 1913: Das Zungenbecken des alten Ennsgletschers als Felsbecken. – Z. f. Gletscherkde. VII, 279–280, Berlin.
- CORNELIUS, H. P., 1939: Bericht über Aufnahmen in der Grauwackenzone des Ennstales (Bl. Liezen 4952 und Gröbming-St. Nikola 5052). – Verh. Geol. B.-A. Wien 1939/1–3, 35–38.
- CORNELIUS, H. P., 1941: Über die Bedingtheit der interglazialen Schuttumhüllungen der Alpen. – Ber. d. R.-A. f. Bodenforsch. 1941, 169–179, Wien.
- CRAMMER, H., 1903: Das Alter, die Entstehung und Zerstörung der Salzburger Nagelfluh. – N. Jb. f. Min. etc. XVI.
- DEL NEGRO, W., 1978: Zur Diskussion des Spätglazials im Salzburger Bereich. – In: Beiträge z. Quartär- und Landschaftsforsch. – Festschr. J. Fink, Verl. Hirt, 83–87, Wien.
- DOPPLER, G., 1980: Das Quartär im Raum Trostberg an der Alz im Vergleich mit den nordwestlichen Altmoränen des Salzachvorlandgletschers (Südostbayern). – Diss. Fak. f. Geowissensch. Univ. München, 198 S.
- DOPPLER, G. & H. JERZ, 1995: Untersuchungen im Alt- und Ältestpleistozän des bayerischen Alpenvorlandes. Geologische Grundlagen und stratigraphische Ergebnisse. – Geol. Bav. 99, 7–53, München.

- DRESCHER-SCHNEIDER, R., 1996: Die Klimaentwicklung des Eems in den nördlichen Vor-alpen an den neuen Daten der Interglazialablagerungen von Mondsee. – In: Kurzfassungen der Vorträge DEUQUA-Tagung 1996 in Gmunden, 8–12.
- EBERS, E., 1960: Drumlinkerne, ältere Würmschotter und das Würm-Interstadial-Profil von Hörmating (Obb.). – Eiszeitalter und Gegenwart 11, 64–76.
- EICHLER, H. & P. SINN, 1974: Zur Gliederung der Altmoränen im westlichen Salzachgletscher-Gebiet. – Z. Geomorph. N.F. 18/2, 133–158, Berlin-Stuttgart.
- ERGENZINGER, P. J., 1965: morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald). – Berliner Geogr. Abh. 2, 1–48.
- FINK, J., 1980: Bericht der Kommission für Quartärforschung. – Tätigkeitsber. d. Österr. Akad. d. Wiss. 1978/79, 110–116.
- FIRBAS, F., 1925: Zur Waldentwicklung im Interglazial von Schladming an der Enns. – Beih. Zentralbl. Botan. 41/2, 295–310, Wien.
- FLURI, F., 1976: Die Innalterrasse östlich von Innsbruck und der Bänderton von Baumkirchen. – Führer zur Exkursion des IGCP-Projektes 73/1/24 „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere“ vom 5. bis 13. Sept. 1976, 198–203.
- GEOL. BUNDES-ANSTALT, 1988: Geologische Karte 1:50.000 Blatt Ybbsitz. – Bearbeitet von A. Ruttner und W. Schnabel.
- GÖTZINGER, G., 1925: Zur nacheiszeitlichen Talbildung der Salzach und des Inn oberhalb Braunau. – Heimattagung in Salzburg 31.08.-02.09.1925, 27–37, Stampfl & Co., Braunau.
- GÖTZINGER, G., 1928: Ein geologisches Naturdenkmal im Stadtgebiet von Gmunden. – Bl. f. Naturkde. u. Naturschutz 15/2, 70–71.
- GÖTZINGER, G., 1935: Ein geologisches Naturdenkmal in der Mindelmoräne an der Bundesstraße bei Frankenmarkt, Oberösterreich. – Verh. Geol. B.-A. Wien 1935
- GÖTZINGER, G., 1936: Die Moränen des Atterseer- und Irrseer-Traungletschers und der Ostrand des Salzachgletschers. – Führer f. d. Quartärexkursionen in Österr. I. Teil, 111–119. Hrsg. Geol. B.-A. Wien.
- GÖTZINGER, G. & H. HASSINGER, 1938: I. Die Strecke Wien-Salzburg (9. bis 18. September 1936). – Verh. d. III. Internat. Quartärkonferenz, hgg. Geol. B.-A. Wien, 340–357.
- GROSS, G., H. KERSCHNER & G. PATZELT, 1977: Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. – Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol. 12/2, 223–251, Innsbruck.
- HABBE, K.A., 1995: Zur Diskussion über die Chronostratigraphie des Pleistozäns im Alpenvorland und zu einigen daraus resultierenden Schlußfolgerungen für die Geomorphologie. – Regensburger Geograph. Schriften 25, 49–62.
- HABBE, K.A., 1996: Über glaziale Erosion und Übertiefung. – Eiszeitalter u. Gegenwart 46, 99–119, Hannover.
- HANTKE, R., 1978, 1980, 1983: Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – 3 Bde. Ott-Verl. AG., Thun.
- HEUBERGER, H., 1972: Die Salzburger „Friedhoferrasse“ – Eine Schlernterrasse? – Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol. 8/1–2, 237–251, Innsbruck.
- HOFMANN, TH. & M. HOMAYON, 1996: Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme zum Projekt Neue Bahn mit Schwerpunkten auf umweltrelevante und rohstoffwissenschaftliche Auswertungen und die Aufschlußarbeiten in der oberösterreichischen Molassezone. – Geol. B.-A. Wien 1995, Projekt OC 09, 23 S.
- HUSEN, D.v., 1987: Zur Entwicklung des oberen Ennstales im Pleistozän. – In: Geol. B.-A. Wien, Arbeitstagung Blatt 127 Schladming, 86–93.
- HUSEN, D.v., 1990: Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein, 2.4 Quartär, 29–36.

- HUSEN, D.v. & I. DRAXLER, 1978: Zur Einstufung innerwürmzeitlicher Sedimente von Ramsau/Schladming und Hohentauern (Steiermark). – Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol. 14/1, 105–114, Innsbruck.
- JANOSCHEK, W., 1964. Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee. – Jb. Geol. B.-A. Wien 107, 161–214.
- KELLER, O. & E. KRAYSS, 1987: Die hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrand-Komplex im Spätglazial. – Geogr. Helv. 2, 169–178, Zürich.
- KERSCHNER, H., 1986: Zum Senderstadium im Spätglazial der nördlichen Stubai Alpen, Tirol. – Z. f. Geomorph. N.F. Suppl. Bd. 61, 65–76.
- KINZEL, H., 1929: Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. – Z. f. Gletscherkde. 17, 66–121, Berlin.
- KNAUER, J., 1935: Die Ablagerungen der älteren Würmeiszeit (Vorrückungsphase) im süddeutschen und norddeutschen Vereisungsgebiet. – Abh. Geol. Ldsuntersuch. am bayer. Oberbergamt 21, 65 S., München.
- KOHL, H., 1973: Zeugen eiszeitlicher Vergletscherung. Straßenbau legt eiszeitlichen Gletscherschliff frei. – Apollo, Nachrichtenbl. d. Naturkd. Station d. Stadt Linz F. 33, 3–4, Linz.
- KOHL, H., 1977: Kremsmünster, eine Schlüsselstelle für die Eiszeitforschung im Nördlichen Alpenvorland. – 120. Jber. Stiftsgymn. Kremsmünster, 245–254.
- KOHL, H., 1978: Gesteine und Landformen als Marksteine aus der Erdgeschichte des Innviertels. – OÖ. Heimatbl. 32/3–4, 129–145, Linz.
- KOHL, H., 1994: Die glazifluvialen Schottermassen im Bereich der Traun-Enns-Platte. – Jb. OÖ. Mus. Ver. 139/1, 83–109, Linz.
- KOHL, H., 1997: Bericht 1996 über geologische Aufnahmen im Quartär des Alpenvorlandes auf Blatt 67 Grünau im Almtal. – Jb. Geol. B.-A. Wien 140/3, 297–298.
- KOHL, H., 19..: Zur Gliederung der Reißmoränen in Oberösterreich und deren Abgrenzung zu den Mindelmoränen. – In Druckvorbereitung.
- KOHL, H. & W. KLAUS, 1978: Das Reiß/Würm-Interglazial von Mondsee. Vorläufige geologische und palynologische Ergebnisse aus der Grabung 1975. – In: J. Fink: Exkursion durch den österr. Teil d. Nördl. Alpenvorlandes usw. Mitt. Komm. f. Quartärforsch. Österr. Akad. d. Wiss. Ergänzung zu Bd. 1, 1–6, Wien.
- KRAMER, H. & A. KRÖLL, 1979: Die Untersuchungsbohrung Vigaun U-1 bei Hallein in den Salzburger Kalkalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges. 70 (1977), 1–10, Wien.
- LOHBERGER, W. & F. WEBER, 1985: Abschlußbericht Projekt OA-8E Forsch. Ges. Joanneum: Teil I/F. Weber: Bericht über geophysikalische Untersuchungen der Quartärmächtigkeiten im oberen Kremstal zwischen Kirchdorf und Obermicheldorf. – Teil II/W. Lohberger: Untersuchungen des Grundwasservorkommens im oberen Kremstal zwischen Kirchdorf und Obermicheldorf. – Unveröff. Gutachten GZ 10/85–1, Graz.
- MACKENBACH, R., 1984: Jungtertiäre Entwässerungsrichtungen zwischen Passau und Hausruck (Oberösterreich). – Wissensch. Schriftenr. Geol. Inst. Univ. Köln 55, 155 S.
- MAISCH, M., 1982: Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. – Geogr. Helv. 37/2, 93–104, Zürich.
- MORTON, F., 1929: Hallstatt. Führer mit Bildern durch Hallstatt und Umgebung. – Verl. Marktgem. Hallstatt, 86 S.
- MOSER, R., 1970: Der Flyschblock an der Sternstraße. Ein Naturdenkmal im Stadtgebiet von Gmunden. – B. Realgymn. 56. Jber., 3–5.
- NAGL, H., 1972: Zur pleistozänen Vergletscherung Österreichs. – Österr. in Gesch. u. Literatur 16/3, 163–176, Graz.

- NILSSON, T., 1983: The Pleistocene. Geology and Life in the Quaternary Ice Age. – Enke Verl. 651 S., Stuttgart.
- PATZELT, G. & W. RESCH, 1986: Quartärgeologie des mittleren Tiroler Inntales zwischen Innsbruck und Baumkirchen. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N.F. 68, 43–66.
- PENCK, A., 1910: Die interglazialen Seen von Salzburg. – Z. f. Gletscherkde. 4/2, Berlin.
- PENCK, A., 1922: Ablagerungen und Schichtstörungen in den nördlichen Alpen. – Sitzgber. Preuß. Akad. d. Wiss., math-natwiss. Kl. 20.
- PIPPAN, TH., 1963: The late glacial terraces and remnants of interglacial sedimentation in the Salzburg basin. – Rep. of the VI-th Internat. Congr. on Quaternary, Warschau 1961, 115–128, Lodz.
- PIPPAN, TH., 1967: Die Stadtterrasse von Salzburg. – Mitt. Österr. Geogr. Ges. 109, 115–128, Wien.
- PIPPAN, TH., 1969: The present state of glaciomorphological research in the Pleistocene Salzach glacier area. – Etudes sur le Quaternaire dans le Monde VIIIe Congrès INQUA, 99–103, Paris.
- PIPPAN, TH., 1979: The present state of glacial Research in the Country of Salzburg. – IPPCCE Newsletter 2, 27–32.
- PREY, S., 1950: Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a.d. Krems (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A. Wien 94, 93–165.
- PREY, S., 1959: Zwei Tiefbohrungen in der Stiegelbrauerei Salzburg. – Verh. Geol. B.-A. Wien 1959/1–3, 216–224.
- PREY, S., 1974: Erläuterungen zum geologischen Lehrpfad Windischgarsten. – Hrsg. Kurfonds Windischgarsten 72 S.
- SCHADLER, J., 1962: Gletscherschliff bei Hallstatt. – Österr. Naturschätze. Notring-Jb. 97–98, Wien.
- SCHLÜCHTER, CH., 1985: Das Maximum der letzten Eiszeit, dargestellt anhand der Verhältnisse im nördlichen Alpenvorland der Schweiz. – Guidebook zur Exk. anläßl. d. Symp. d. Subkomm. f. Europ. Quartärstratigraphie (SEQS) in Zürich, 56–58.
- SCHLÜCHTER, CH., 1990: The last glacial cycle – what do we know from continental glacial records? – Palaeogeogr., Palaeoclimatology, Palaeoecology 82, 69–72. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam.
- SCHREINER, A., 1989: Zur Stratigraphie der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Jb. Geol. Ldsamt. Baden-Württemberg 31, 183–196, Freiburg i. Br.
- SCHREINER, A. & R. EBEL, 1981: Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Geol. Jb. Reihe A 59, 3–64, Hannover.
- SCHREINER, A. & TH. HAAG, 1982: Zur Gliederung der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Eiszeitalter u. Gegenwart 32, 137–161, Hannover.
- SEEFELDNER, E., 1935: Hausruck und Alpen. – Z. Ges. f. Erdkde., Berlin.
- SEEFELDNER, E., 1954: Entstehung und Alter der Salzburger Ebene. – Mitt. Ges. Salzbg. Ldskde.
- SENARCLENS-GRANCY, W., 1962: Beiträge zur Eingliederung der Moränen der Schladminger Tauern, der Mitterrennstaler Moore und der Ramsau- oder Ennstalterrasse bei Schladming in das alpine Jungquartär. – Jb. Geol. B.-A. Wien 105, 65–128.
- SIMONY, F., 1869: Über Urgesteinsablagerungen im obersten Trauntale. – Sitzgber. Akad. d. Wiss. Wien I, Abt. LIX 722.
- SLUPETZKY, H., 1975: Erste Radiokarbondatierungen im Pongau im Bereich des inneralpinen Salzachgletschers. – Anz. Österr. Akad. d. Wiss., math-natwiss. Kl. 1975 10, 154–160, Wien.

- SPREITZER, H., 1961: Der eiszeitliche Murgletscher in Steiermark und Kärnten. – Geogr. Jber. aus Österr. XXVIII (1959–1960) Wien, 1–50.
- STÜCKL, E., 1978: Die Schotterterrassen des Inn bei Pocking. Anmerkungen zu einer naturräumlichen Gliederung unter Berücksichtigung der Vegetation. – Hoppea Denkschr. Regensburg, Bot. Ges. 37, 381–389.
- STUMMER, E., 1941: Zum interglazialen Alter des Mönchs- und Rainberges in Salzburg. – Ber. d. Reichsstelle f. Bodenforschung, H 5 u. 6, 95–99.
- ZAILER, V., 1910: Die Entstehungsgeschichte der Moore im Flußgebiet der Enns. – Z. f. Moorkultur 8, 105–154, 171–203, Wien.
- ZIEGLER, J., 1981: Zur spätglazialen Seen- und Flußgeschichte im Gebiet des Salzach-Vorlandgletschers in Bayern. – Tagungsber. 11/81 „Die Zukunft der Salzach“ d. Akad. f. Naturschutz u. Landschaftspflege in Laufen/Salzach Nov. 1981, 7–23.
- ZIRKL, E., 1981: Das Hieflauer Konglomerat vom Praunseisbruch bei Hieflau, Steiermark. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergbau, Ldsmus. Joanneum 42, Graz.