

Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär

Dirk van Husen

2 Abb., 1 Tafel

(1 quartärgeol. Karte 1 : 100.000, Profile)

Anschrift:

Dirk van Husen
Geol. Institut der Universität Wien
Universitätsstraße 7
1010 Wien

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.	18. Bd.	1967	S. 249-286	Wien, Juli 1968
-------------------------------	---------	------	------------	-----------------

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	251
Summary	251
Résumé	252
Vorwort	252
Stand der quartärgeologischen Forschung	253
I. Die Entwicklung des Ennstales im Quartär	255
Mittelpleistozän: Moränen	255
Deckenschotter	255
Alte Talböden	257
Großes Interglazial	258
Jungpleistozän: Rißmoränen	259
Hochterrassen	260
R-W Interglazial	261
Würmmoränen	261
Niederterrasse	262
Spätwürm	263
Postwürm	263
II. Beschreibung der einzelnen Tallandschaften	264
1. Das Ennstal oberhalb des Gesäuses	264
Mittelpleistozän: Deckenschotter	264
Alte Talböden	266
Gehäungebreccie	268
Jungpleistozän: Ramsau	269
Würm	271
Spätwürm	273
2. Das Ennstal unterhalb des Gesäuses	274
Mittelpleistozän: Deckenschotter	274
Alte Talböden	275
Jungpleistozän: Rißmoränen	275
Hochterrassen	276
Niederterrasse	277
3. Lassingsenke, Palten—Liesingtal	278
Mittelpleistozän: Deckenschotter	278
Alte Talböden	278
Gehäungebreccie	278
Jungpleistozän: Rißmoränen	279
Würm	279
Postwürm	279
1. Mitterndorfer Becken	280
Zitierte Literatur	282

ZUSAMMENFASSUNG

Es konnte gezeigt werden, daß wahrscheinlich in der ausgehenden Mindeleiszeit eine, über das ganze Ennstal verbreitete Deckenschotterflur aufgeschüttet wurden, zu der aber die Schotter der Ramsau nicht zu rechnen sind. Ihre Aufschüttung zeigt im Becken von St. Gallen deutliche Abhängigkeit vom Einzugsgebiet der Enns, nebenbei bewirkt sie die verschleppten Mündungen des Erb- und Spitzenbaches. Als Unterlage der jüngeren Deckenschotter des Gröbminger Mitterberges konnte der präglaziale Talboden in seiner Höhenlage festgelegt werden, in den ein altes Muldental der Enns eingelagert ist. Er konnte mit den übrigen Resten im oberen Ennstal gut parallelisiert werden; außerdem ergab sich, daß er möglicherweise ohne wesentlichen Gefällsknick mit ca. 3‰ durchs Gesäuse mit dem im unteren Ennstal zu verbinden sein wird. Am Ende der Ramsau wurde noch ein höheres Talbodenniveau gefunden, das möglicherweise in Resten bei Wörschach seine Fortsetzung findet. Bei der Zerstörung des präglazialen Talbodens im Großen Interglazial entstanden die Epigenesen der Enns bei Öblarn und der Palten bei Strehau.

Die Höhe des Reißgletschers konnte im Gesäuse mit ca. 1700 m festgelegt werden. An seinem N Ende in der Umgebung von Weyer wurde festgestellt, daß der Reißgletscher mit zwei annähernd gleich großen Vorstößen dieses Gebiet erreichte, wobei der zweite wahrscheinlich wesentlich kürzer gedauert hat. Die knapp über dem Niveau der Niederterrasse liegenden Terrassenreste wurden im Gegensatz zu G. SPAUN 1964 in die ausgehende Rißeiszeit eingestuft und stellen ein zweites Hochterrassenniveau dar. Durch die genaue Kartierung der Moränen und Erratika gelang es die Höhe des Würmgletschers genauer festzulegen. Einige Moränenvorkommen wurden neu gefunden; durch die Geschiebeanalyse in den Grundmoränen konnte etwas Einblick in die Bewegungsdetails des Eises gewonnen werden. Als erwiesen kann gelten, daß der Gletscher des Paltentales während der gesamten Würmeiszeit den Schoberpaß nicht überwand und das Tal E Wald durch den Sander des Liesinggletschers erfüllt wurde.

Ebenso konnte der Zusammenhang zwischen der Gletscherzunge der Buchau und der Niederterrasse des Billbaches über die gesamte Dauer ihrer Bildung gezeigt werden. Der Eiszerfall des Ennstaleises hinterließ E Schladming zwei Marken eines längeren Stillstandes.

Im Mitterndorfer Becken war zu erkennen, daß die Verbindung Enns-Traungletscher unmittelbar nach dem Hochwürm abbricht. Die Endmoränen des Ennsgletschers N Paß Stein konnten erst nach dem Zerfall des Lokaleises abgelagert werden. Die großflächige Terrasse bei Kainisch wurde als Kamesterasse eines schlernzeitlichen Gletschers vom „Am Stein“, die Endmoräne des Ödensees als die des gschnitzeitlichen erkannt.

Summary

This report presents the results of a geological mapping of the quarternary deposits of the Enns valley with the adjoining valleys between Schladming and Großraming. The treatment and the stratigraphic classification was

carried out according to geological points of view. It could be shown that, probably during the Mindel Glacial stage a gravel plain was deposited all over the Enns valley on the preglacial valley floor. Furthermore it was possible to ascertain three advances of unequal intensity in the Riß Glacial stage in the north of the Gesäuse. Some data gained new allowed the attempt of a reconstruction of the Würm glacier.

Resumée

La publication présentée concerne les résultats dressés sur une carte géologique quartaire de la vallée de l'Enns et de ses vallées voisines entre Schladming et Großraming. Le traitement et la classification stratigraphique venaient arrangés selon les points de vue géologiques. L'auteur pouvait montrer que, probablement au temps de Mindel, une plaine empierrée a été versée sur le fond de la vallée praeglaciale pardessus toute la vallée de l'Enns. En suite, on pouvait rechercher trois avancements d'une puissance différente de l'époque glaciale du Riß au nord du Gesäuse. Les dates, récemment ajoutées, faisaient possible l'essai de la reconstruction du glacier du Würm.

VORWORT

Die vorliegende Arbeit gibt die Ergebnisse einer Dissertation am Geol. Institut der Universität Wien wieder, deren Themenstellung die Kartierung der Quartärablagerungen im Ennstal und der Versuch einer Rekonstruktion des Ennsgletschers war. Das in den Jahren 1964—66 kartierte Gebiet umfaßt im großen und ganzen das Tal der Enns zwischen Mandling und Großraming mit seinen angrenzenden Hängen und, soweit es für das Verständnis der Entwicklung des Ennsgletschers notwendig war, auch anschließende Tallandschaften (Mitterndorfer Becken, Paltental, Buchau, Becken von St. Gallen und Gaflenzbach). Die Kartierung erfolgte hauptsächlich auf der „Prov. Ausgabe der Österreichkarte 1:50.000“, nur stellenweise konnte auf modernere Karten zurückgegriffen werden. Die hier veröffentlichten Beobachtungen stellen nur einen Teil der in der Dissertation enthaltenen Einzelbeobachtungen dar. Die Gliederung in Mittel- und Jungpleistozän erfolgte nach P. WOLDSTEDT 1958.

An dieser Stelle möchte ich Herrn Prof. Dr. E. CLAR für dieses interessante Dissertationsthema und für sein reges Interesse an der Entwicklung der Arbeit, die er auch durch Anregungen und Hinweise stets zu fördern wußte, danken.

In gleicher Weise bin ich Herrn Prof. Dr. SPREITZER für seine im Rahmen einer Exkursion und bei vielen Aussprachen gegebenen Ratschläge, die sich sehr fruchtbringend auf die Entwicklung der Arbeit auswirkten, zu Dank verpflichtet.

Herr Dr. G. SPAUN bereicherte die Arbeit durch viele selbstlos gegebene Mitteilungen und in zahlreichen Diskussionen vermittelten Anregungen. Ihm sei an dieser Stelle nicht nur für dieses, sondern auch

für seine Hilfe bei den ersten Kontakten mit dem Dissertationsgebiet herzlich gedankt.

Der Veitscher Magnesit AG, im besondern Herrn Dr. G. LEOPOLD, möchte ich für die Bohrergebnisse im Raum Vorwald danken.

STAND DER QUARTÄRGEOLOGISCHEN FORSCHUNG

Schon früh nahmen Forscher zu Quartärserscheinungen im Ennstal Stellung. K. EHRLICH 1849, Fr. SIMONY 1850, E. v. MOROLT 1850, J. CZEJZEK 1852 und D. STUR 1853 beschreiben Moränen und Schotter aus dem Ennstal, die teilweise dem Tertiär zugerechnet wurden. E. v. MOJSISOVICS 1879 erkannte als Erster, daß der Ennsgletscher die niedrigen Pässe der Kalkalpen nach N überfloß.

Die erste, das ganze Ennstal betreffende Zusammenfassung der glazialen Bildungen entwarf A. BÖHM v. BÖHMERSHEIM 1885. Er nimmt eine Erstreckung des Gletschers bis Kleinreifling an und rekonstruierte seine Höhe an Hand der höchsten Erratika. Er sieht in der Weitung des Mitterenstaales eine glaziale Übertiefung und spricht sich vehement für die Glazialerosion aus. A. BÖHM parallelisiert die Terrassen unterhalb des Gesäuses mit dem Vorstoß des Ennsgletschers, genauso wie er in den hohen Schottern des unteren Ennstales, des Gröbminger Mitterberges und der Ramsau Reste einer einst zusammenhängenden, glazial bedingten Talzuschüttung sieht.

Die wohl umfassendste Übersicht, gestützt auf unzählige Beobachtungen gab A. PENCK 1909. Er zeigte, daß die Längserstreckung der vier großen Gletscherströme im Ennstal wesentlich mehr schwankt als an den Vorlandgletschern. Während Günz und Würm bei annähernd gleicher Erstreckung bis zum Gesäuse reichten, stieß Riß und wahrscheinlich auch Mindel bis Großraming vor. Er ordnet auch die Schotter von Hieflau und Landl den einzelnen Großvereisungen zu. So stellt er die hohen Schotter bei Hieflau, die Gorzerterrasse und die Schotter beim Spitzenbauer ins Günz, betont aber auch, daß sie wesentlich höher über den Niederterrassen liegen als im Alpenvorland. Ebenso schwierig ist die Zuordnung der Arberbergerterrasse zum Riß, da dessen Endmoränen 35 km flußabwärts liegen. Er sieht in ihnen Rückzugsschotter dieser Eiszeit. Er betont die Regelmäßigkeit der Gefällsentwicklung der Hoch- und Niederterrassen und schließt daraus, daß keine nennenswerten tektonischen Verstellungen seit ihrer Bildung aufgetreten sind.

A. PENCK beschreibt den praeglazialen Talboden unterhalb des Gesäuses ca. 150 m über der Felssohle des heutigen Flußlaufes und verfolgte ihn auch flußaufwärts bis in die Gegend von Schladming. Er hat ein Durchschnittsgefälle von 4⁰/100 und, da er unter dem Pyhrnpaß und der Buchau liegt, ist das obere Ennstal vor den Eiszeiten durchs Gesäuse entwässert worden.

A. PENCK beschreibt auch, daß der Ennsgletscher zur Würmeiszeit über zwei Pässe Eis nach N zum Traun- und Steyrgletscher entsandte. Nach SE

entsandte er einen Arm ins Paltental, der bei Furth Endmoränen hinterließ, den Schoberpaß aber nicht überschritt. In Teilen der Ramsau, und da speziell in ihrem schmalen östlichen Ende, sah A. PENCK die Endmoränen des Bühlstadiums im Ennstal.

1910 beschreibt V. ZAILER neben den Moor- und Torflagen des Ennstales auch die Kohle der Ramsau und stellt sie ins Große Interglazial. E. BRÜCKNER 1913 befaßt sich mit der glazialen Übertiefung im Ennstal oberhalb des Gesäuses und kommt auf eine Tiefenerosion von 350 m während der Eiszeiten, von der 50% vom Eis geleistet wurden.

Im Zeitraum 1920—1935 nimmt O. AMPFERER mehrere Male Stellung zu den Quartärbildungen. Er zeigte, daß der Reißgletscher den Sattel von Oberland und den Saurüssel erreichte oder sogar überschritt. Die Terrasse am Kirchbichel konnte er als Hochterrasse einstufen, die die bis dahin bestehende Verbindung zwischen Ybbs und Ennstal verschüttet. In Übereinstimmung mit A. PENCK sieht er in den Endmoränen der Buchau die des Ennsgletschers zur Würmeiszeit. Dieser konnte aber nicht ins Gesäuse eindringen, da die Lokalglletscher zu mächtig waren. Da er es nicht für wahrscheinlich hielt, daß Lokalglletscher mächtig sind, während Ferngletscher abschmelzen, stuft er die Endmoränen der Lokalglletscher, die bis zu 250 m tiefer liegen als die Buchau, in seine Schlußeiszeit ein, in deren Gefolge er drei Rückzugsstadien feststellen konnte. O. AMPFERER glaubt, daß zu schön erhaltenen Endmoränen keine Schotterfelder gehören und Schotterfelder nur auf Kosten der Moränenbildung entstehen können. Er sieht zwischen den mächtigen Terrassen des unteren Ennstales und den Endmoränen des Würmgletschers keinen Zusammenhang und glaubt, daß jene jünger sind als diese. Die Ursache ihrer Bildung sieht er ebenso wie I. STINY 1923 in isostatischen Ausgleichsbewegungen des Untergrundes nach dem Abschmelzen des Eises.

H. P. CORNELIUS 1939 und 1944 hält die Schotter des Gröbminger Mitterberges für fluviatile Schotter der Eiszeit und verbindet sie mit denen der Ramsau und bei Lassing. Die mächtige Gehängebreccie am Südfuß des Grimings parallelisiert er mit der Höttinger Breccie. E. EBERS 1942 deutet die kristallinführenden Moränen S Mitterndorf als Seitenmoränen des würmzeitlichen Ennsgletschers. Den weitgespannten Schwemmkegel der Salza und des Zauchenbaches bei Mitterndorf konnte sie ins R-W Interglazial einordnen. Die große Terrasse bei Randler verdankt ihrer Meinung auch ihre Entstehung der Traun, die nach dem Eiszerfall des Würmgletschers anfänglich in einen höher stehenden Ödensee mündete und weiter nach E und „Durch den Stein“ zur Enns hin abfloß.

K. BISTRITSCHAN 1952 und 1956 konnte im Zuge der Projektierung des Grundwasserspeichers Mitterennstal drei Schluffhorizonte feststellen, die ihre Bildung drei Seen verdanken, die durch Bergstürze am Gesäuseeingang bis in den Raum Wörschach aufgestaut wurden.

W. SENARCLENS-GRANCY 1962 konnte am S-Abfall des Dachsteins die Gletscherhöhe mit 1850—1900 m H angeben und genauer festlegen. Die Schotter der Ramsau hält er für interglaziale oder -stadiale fluviatile Schotter unbestimmten Alters.

E. FISCHER und G. SPAUN 1962 ordnen die beiden Terrassen der Waghochfläche zwei Hochständen des Würms zu. Die höhere zeigt schon Verkarstungserscheinungen.

G. SPAUN 1962 beschreibt im Bereich Hieflau-Altenmarkt einen zweiten Reißvorstoß, dessen Moränen weit außerhalb der Würmmoränen, aber innerhalb der Reißmoränen und an zwei Stellen sogar auf diesen liegen. Im Gegensatz zu diesen enthalten sie kein Kristallingschiebe. Daher ist dieser Vorstoß nur auf das Gesäuse beschränkt geblieben. Die zweigeteilte Niederterrasse konnte er bis in den Raum Kleinreifling verfolgen. G. SPAUN konnte feststellen, daß das heutige Bett der Enns auf große Strecken in epigenetischen Durchbruchstätern verläuft, ebenso wie die Salza an ihrer Mündung in die Enns.

I. DIE ENTWICKLUNG DES ENNSTALES IM QUARTÄR

Mittelpleistozän

Moränen

Als Moräne aus dem Mittelpleistozän ist nur die beim Kupferbauer zwischen Weißenbach und der Laussa mit größerer Sicherheit anzusprechen. Sie liegt im engeren Kontakt mit Deckenschottern und zeigt auch einen gänzlich anderen Erhaltungszustand als die Reißmoränen der weiteren Umgebung. Da sich nach A. PENCK 1909 der Günzgletscher wahrscheinlich im Rahmen des Würmgletschers hielt, muß diese Moräne der Mindeleiszeit zuzuordnen sein, die eine ähnliche Ausdehnung wie die Reißzeit hat.

Deckenschotter

Neben dieser Moräne sind in der Hauptsache aus dem Mittelpleistozän nur die Hohen Schotter und Konglomerate vom Spitzenbauer, Kupferbauer, St. Gallen, Mooslandl, Lassing und Gröbminger Mitterberg erhalten geblieben. A. PENCK 1909 sieht in diesen unterhalb des Gesäuses Schotter, die im Gletschervorfeld des Günzgletschers abgelagert wurden, der bis ins Gesäuse und in die Buchau gereicht haben mag. Die Schotter im oberen Ennstal erwähnt er nicht. Vor ihm verbindet A. BÖHM v. BÖHMERSHEIM 1885 und nach ihm O. AMPFERER 1935 und H. P. CORNELIUS 1939 diese Schotter unterhalb des Gesäuses mit denen am Gröbminger Mitterberg, bei Lassing und in der Ramsau. Bis auf die Schotter der Ramsau haben alle diese Schottervorkommen ihre isolierte Lage auf relativ ebenem Felsuntergrund hoch über den heutigen Flußläufen gemein. Demnach müssen sie vor der raschen Tieferlegung der Flußläufe, die, soweit bekannt ist, im Großen Interglazial stattfand, abgelagert worden sein. Wenn die Schotter im Sinne der Auffassung A. PENCK's als ältere Deckenschotter anzusehen sind, da soweit innerhalb der Mindelmoränen keine jüngeren Deckenschotter zu erwarten wären, dürfte der Mindelgletscher, wie dies G. SPAUN 1964 andeutet, im Raum Landl nicht höher gereicht haben, da sonst auf der Gorzerterrasse Moränen erhalten geblieben sein müßten.

Ebenso verhält es sich mit dem Reißgletscher. Da aber wahrscheinlich auch im Ennstal der Mindelgletscher mindestens die Ausdehnung des Reißgletschers erreichte, wie dies am Traun- und Salzachgletscher zu beobachten ist, und auch schon A. PENCK 1909 beschreibt, wird er sicher auch dessen Mächtigkeit erreicht haben. Nach einem Moränenvorkommen auf der S Seite des Admonter Reichensteines erreichte der Reißgletscher am Gesäuseeingang eine Höhe von mindestens 1650 m. Da nicht anzunehmen ist, daß er auf der Strecke durchs Gesäuse und bis Landl gut 900 m Eismächtigkeit einbüßte, muß er hoch über die Gorzerterrasse gereicht haben. Demnach sind die Schottervorkommen wohl besser als Rückzugsschotter des Mindelgletschers aufzufassen. Dafür spricht auch die Erhaltung von Kritzung und Schrammen (A. PENCK 1909, S. 227) an den Geröllen, die bei einem Wassertransport aus dem Gesäuse schon abgeschliffen worden wären. Als weiterer Hinweis auf diese Bildungsmöglichkeit mag noch die Zusammensetzung der Hohen Schotter im St. Gallener Becken und ihre Verschiedenheit im Vergleich zur Niederterrasse anzusehen sein. Wenn die Deckenschotter von einem Gletscher annähernd gleicher Größe abgelagert wurden wie die Niederterrasse, so müßten sie mit großer Wahrscheinlichkeit eine ähnliche Geröllzusammensetzung aufweisen wie diese. Die Niederterrasse führt neben den Gesteinen der näheren Umgebung und der nördlichen Gesäuseberge nur einige Prozent Kristallingerölle, die der kurzen Gletscherzunge der Buchau entstammen. Im Gegensatz dazu stellen die Kristallingerölle in den Deckenschottern im Durchschnitt ca. 30% aller Gemengteile dar und erreichen nicht selten Größen von $\frac{1}{2}$ m und darüber. Ihre Größe und Anzahl weisen sie — auch wenn man eine relative Anreicherung durch raschere Verwitterung in Betracht zieht — als fluvio-glaziale Schotter eines wesentlich größeren und mächtigeren Gletscherarmes aus dem Ennstal über die Buchau aus, als dies der Würm- oder der annähernd gleich große Günzgletscher waren. Demnach müssen sie wohl von dem sich ins Ennstal zurückziehenden Mindelgletscher abgelagert worden sein.

Mit dem Abnehmen der Zufuhr erratischen Materials aus dem Ennstal nahm der Einfluß der lokalen Bäche rasch zu. In den hangendsten Partien, als die Verbindung über die Buchau gänzlich verloren gegangen war, bestehen die Deckenschotter nur noch aus dem schlecht gerundeten Schottern der allernächsten Umgebung. Auf diese Aufschüttung in der ausgehenden Mindeleiszeit sind auch über weite Strecken die verschleppten Mündungen des Erb- und Spitzenbaches zurückzuführen. Die wahrscheinlich primär in Eisumfließungsrinnen angedeutete Abflußrichtung der beiden Bäche wurde durch den seitlichen Druck des Sanders beibehalten und verstärkt, die rasche Tieferlegung und Anlage der engen Durchbruchstäler erfolgte im Großen Interglazial, als beide Bäche der Tieferlegung der Enns und des Billbaches folgten.

Der Vergleich der Deckenschotter unterhalb des Gesäuses mit denen bei Lassing und am Gröbmingner Mitterberg ist durch die große räumliche Trennung erschwert. Da aber beide Vorkommen auf deutlich ausgebildeten Resten eines alten Talbodens hoch über der heutigen Talsohle des Enns-

laufes liegen, der höchstwahrscheinlich im Großen Interglazial zerstört wurde, ist wohl mit Sicherheit zu sagen, daß auch diese Schotter zu den jüngeren Deckenschottern gerechnet werden können und mit denen unterhalb des Gesäuses eine über das ganze Ennstal verbreitete Schotterflur am Ausgang der Mindeleiszeit gebildet haben.

Der Vergleich der Schotter der Ramsau mit den jüngeren Deckenschottern ennsabwärts, wie dies A. BÖHM 1885, O. AMPFERER 1935 und H. P. CORNELIUS 1939 taten, wird nicht nur durch den großen Unterschied in der Sedimentmächtigkeit erschwert. Die Schotter lagern auf einem pulfförmig steil zur Enns hin abfallenden Felsuntergrund, außerdem dürfte die Unterkante der Schotter nicht ca. 100 m unter dem Niveau des vom Gröbminger Mitterberg mit 5—6‰ nach W verlängerten Talbodens liegen.

Alte Talböden

Im Verlauf der Enns, unterhalb des Gesäuses, konnten immer wieder Reste eines alten Talbodens gefunden werden, der von N nach S mit annähernd 3‰ ansteigt. Das Niveau dieses Talbodens liegt im Durchschnitt 150 m über der heutigen Felssohle der Enns und läßt sich daher gut mit der PENCK'schen Annahme eines präglazialen Talbodens ca. 150 m über dem heutigen parallelisierten, wie dies G. SPAUN 1964 für den Raum Altenmarkt—Hieflau getan hat. In dieses Niveau gehören auch die Auflageflächen der Deckenschotter bei Hieflau und Landl (A. PENCK 1909 und G. SPAUN 1964). Bei einer Verlängerung des alten Talbodens durchs Gesäuse und weiter ennsaufwärts bis in den Raum Gröbming, bei annähernd gleichbleibendem Gefälle, ergibt sich eine gute Übereinstimmung mit dem alten Talboden am Gröbminger Mitterberg und im Sölketal. Diese Übereinstimmung wird noch durch das Höhenverhältnis zur heutigen Felssohle des Ennstales und die Schotterauflage bekräftigt. Auf Grund dieser dürfte der höchstwahrscheinlich präglaziale Talboden, in dem sich die gut ausgebildete 700 m Terrasse an der Gulling und am Donnersbach einfügt und mit dem auch der alte Talboden bei Lassing und im Paltental gut parallelisierbar ist, ohne wesentlichen Gefällsknick durch das Gesäuse mit dem im unteren Ennstal zu verbinden sein. Demnach dürfte das Gesäuse in dem weitgehend ausgeglichenen Gefällsverlauf der Enns keine derartige Unterbrechung dargestellt haben wie heute. Das Gewässernetz erfuhr, heute nur an zwei Stellen nachweisbar, vor oder am Beginn der Zerstörung dieses Talbodens eine Änderung. Floß die Enns, als der präglaziale Talboden im Raum Gröbming noch voll in Aktion war, in einem breiten Muldental, das bis heute, durch die Schotterauflage am Gröbminger Mitterberg vor Zerstörung geschützt, gut erhalten ist, so fand sie nach der Akkumulation der jüngeren Deckenschotter bei rascher Tieferlegung des Flußbettes im Großen Interglazial ihr altes Bett nicht wieder und legte den epigenetischen Durchbruch zwischen Stein und Niederöblarn an.

Ebenso eine Flußlaufverlegung, die im Zuge der starken, linearen Tiefenerosion des Großen Interglazials entstanden ist, stellt der Durchbruch des Paltentales zwischen Strechau und Selztal dar. Der präglaziale

Talboden ist heute noch schön als Unterlage der jüngeren Deckenschotter bei Lassing über die volle Breite des Tales erhalten geblieben. Der Paltenbach biegt bei Strechau aus der ESE-WNW Richtung, deren natürliche Fortsetzung die Lassingsenke wäre, scharf nach N ab und bricht in einem V-förmigen, engen Tal zur Enns durch. Ob das auslösende Moment für diesen Durchbruch, der am Beginn der Erosion des Großen Interglazials angelegt worden war, in der Aufschotterung, die einen flachen Sattel zwischen Mitterberg und Dürenschöberl überschritt, oder in einer Flankenanzapfung zu suchen ist, kann heute nicht gesagt werden, obwohl die erste, die eine Epigenese darstellt, die wahrscheinlichere ist. Die Frage, ob die rasche, lineare Tiefenerosion gleich zu Beginn des Großen Interglazials einsetzte, oder ob ihr eine Periode verstärkter Lateralerosion vorausging, für die die Anlage der Terrassenkörper an der Gulling spräche, muß unbeantwortet bleiben.

Deutlich über dem Niveau des präglazialen Talbodens finden sich am E-Ende der Ramsau bei den Gehöften Stimetzer und Burgstaller deutliche Verebnungsflächen, die Reste eines alten Talbodens darstellen, der aber älter als der unmittelbare präglaziale ist. Mit diesem Niveau könnte man unter Umständen die verschiedenen Hangverflachungen und Talbodenreste in der Umgebung von Stainach und Liezen in ungefähr 800 m H verbinden.

Großes Interglazial

Daß auch im Ennstal die starke, lineare Tiefenerosion, die den präglazialen Talboden zerstörte, wie allgemein im Großen Interglazial stattfand, konnte G. SPAUN 1964 zeigen. Da die Deckenschotter niemals zur nächst tieferen Terrasse herabreichen, die Grundmoränen der Rißeiszeit aber tiefer unterhalb deren Niveau liegen, muß die Erosion zwischen den Eiszeiten Mindel und Riß im Großen Interglazial stattgefunden haben. Daß diese Erosion überwiegend fluviatiler Natur war, schließt G. SPAUN 1964 aus der Häufigkeit der isolierten Aufragungen und Engen im Talprofil, die bei regelmäßiger, mehr in die Breite wirkender Gletschererosion nicht erhalten geblieben wären. In dieses Bild paßt auch gut der Talquerschnitt am Gröbminger Mitterberg zwischen Stein und Niederöblarn. Zum allgemeinen Bild des Großen Interglazials (O. AMPFERER 1927 und R. KLEBELSBERG 1949) gehört neben der Zerstörung der Deckenschotter und des präglazialen Talbodens auch die Bedeckung der Talhänge mit Gehängebreccie. Diese Bildung muß an den Hängen der Gesäuseberge, an der S-Seite des Grimmings und Kammspitzzuges und des Dachsteins sehr mächtig gewesen sein und wurde von O. AMPFERER 1935, H. P. CORNELIUS 1944 und F. KÜMEL 1954 mit der Höttinger Breccie verglichen. Gleich alt ist sicher auch die in ähnlicher Position auftretende Gehängebreccie in der Flitzenschlucht, die aber aus Gesteinen der Grauwackenzone gebildet wird.

Jungpleistozän

Rißmoränen

Oberhalb des Gesäuses sind Moränen des Rißgletschers nur an drei Stellen erhalten geblieben. Am W-Ende der Kaiserau liegen zwei Moränenreste mit vielen erratischen Gneis- und Granitblöcken. Da sie 100 m über dem Niveau der obersten Würmerratika liegen, werden sie wahrscheinlich dem Rißgletscher entstammen. Der zweite Moränenrest findet sich auf dem Kamm zwischen Mödlinger Hütte und Pfarrmauer S Admonter Reichenstein. Die Moräne enthält neben sandig-lehmiger Grundmasse Geschiebe aus der Grauwackenzone, die nur durch Eistransport quer über die Flitzenschlucht oder vom S-Hang aufwärts transportiert worden sein können. Da sie auf der Gehängebreccie in 1600—1650 m liegt, ist sie als Moräne des Rißgletschers anzusprechen. Durch fast gänzlich unbearbeitete Geschiebe und ihre Lage im unteren Teil eines Hanges, in dessen weiterem Verlauf noch gleiche Erhaltungsbedingungen vorliegen, ist sie wohl als Seitenmoräne anzusehen, die wahrscheinlich gleichzeitig den höchsten Gletscherstand in ca. 1650—1700 m zur Rißzeit anzeigt.

Wie weit diese mächtige Vergletscherung das Paltental und Liesingtal erfüllte, war nicht festzustellen. Im Ennstal reichte der Gletscher bis in den Raum von Großbraming, wo A. PENCK 1909 Grundmoränen an der Mündung des Neustiftbaches fand. Dem Riß ordnet er auch den Seitenmoränenwall N Großbraming zu, da er sich ebenso wie die Grundmoräne mit der Hochterrasse verzahnt und Kristallingeschiebe führt.

Der Rißgletscher erfüllte nicht nur das Ennstal, sondern drang über Weyer mit zwei Zungen bis Oberland und zum Saurüssel vor. NW knapp unterhalb des Saurüssels bei Leitner fand sich eine Grundmoräne mit deutlicher Kristallinführung, die das Vordringen des Ferngletschers bis knapp vor den Sattel beweist. Der direkte Verband dieser Moräne zu den Hochterrassenschottern war nicht zu beobachten, sie dürfte sehr wahrscheinlich von diesen überlagert werden.

Hat der Rißgletscher den Saurüssel erreicht, so wird er auch den Sattel von Oberland in annähernd gleicher Höhe erreicht haben, obwohl keinerlei Spuren erhalten sind, wie dies O. AMPFERER 1924 meint. Als Hinweis dafür darf wohl der Unterschied im Talquerprofil W nach E gewertet werden. Dieser mächtigen Vergletscherung entstammen auch die Grundmoränen mit reichlicher Kristallinführung, die G. SPAUN 1964 aus dem Bereich Hieflau—Altenmarkt beschreibt.

Einen Moränenfund vom Kirchbichel beschreibt O. AMPFERER 1924. Da das Gebiet zur Rißzeit das letzte Mal vergletschert war, dürfte sie einem späteren Vorstoß des Rißgletschers angehören, als die bei Leitner. Dieser Vorstoß kann nur von kurzer Dauer gewesen sein, da O. AMPFERER keine Kristallingeschiebe erwähnt, die auf einen zusammenhängenden Gletscher bis ins obere Ennstal schließen lassen. Dieser Vorstoß erreichte die Paßhöhe des Saurüssels und schüttete hier einen breiten Endmoränenwall auf, der ausschließlich aus den Gesteinen der nächsten Umgebung aufgebaut wird.

Diese beiden Vorstöße des Reißgletschers mit wahrscheinlich annähernd gleicher Erstreckung lassen sich möglicherweise mit der Zweiteilung der Reißmoränen der Vorlandgletscher an Salzach und Traun parallelisieren, die L. WEINBERGER 1955 beschreibt.

G. SPAUN 1964 beschreibt schmale, wenig mächtige und hangparallel streichende Moränenrücken in 550 und 630 m Höhe, S von Altenmarkt, die nur Kalkgeschiebe enthalten. Da diese Moränen auf den reichlich kristallinführenden Reißgrundmoränen tief unter deren Oberkante, weit außerhalb der Gebiete, die zur Würmeiszeit vergletschert waren, liegen, müssen sie nach G. SPAUN einem kurzen Gletschervorstoß am Ausgang der Reißzeit entstammen. Einen Hinweis auf die Existenz einer Klimaverschlechterung in der ausgehenden Reißzeit fand B. EBERL 1928 im bayerischen Alpenvorland. Dieser Vorstoß muß jünger sein als der oben beschriebene, der die Moränen am Kirchbichel und am Saurüssel abgelagert hat, da er nicht so mächtig war, diese Strecke bis nach Weyer zu überwinden. Demnach ist es sehr wahrscheinlich, daß im Raum des Ennstales nach dem Rückzug des mächtigen Reißgletschers ein neuer Vorstoß erfolgte, der aber nur so kurz dauerte, daß kein Material der Niederen Tauern bis in die Gegend von Weyer transportiert werden konnte. Nach dem Zerfall dieses Gletschers bewirkte eine rasche, kurz anhaltende Klimaverschlechterung ein Anwachsen der Lokalvergletscherung des Gesäuses, deren Zunge wahrscheinlich bis in den Raum Altenmarkt gereicht hat.

Hochterrassen

Wie schon A. PENCK 1909 erwähnt, verzahnen sich die Reißmoränen bei Großraming mit der Hochterrasse, die vom Alpenvorland bis knapp oberhalb Großraming zu verfolgen ist. Diese Terrasse ist wohl mit dem ersten Reißgletscher im Ennstal zu parallelisieren, weiter im Alpeninneren tritt noch die Arberberger Terrasse bei Mooslandl in der Position der Hochterrasse auf, die A. PENCK 1909 als wahrscheinliche Rückzugsschotter der Reißhauptvereisung deutet. G. SPAUN 1964 fand noch am Ausgang des Scheiblinggrabens und am E Fuß des Lerchkogels Terrassen, die er mit der Arberberger Terrasse parallelisiert.

Eine Hochterrasse, die zu diesem Niveau passen könnte, erfüllt das Tal zwischen Saurüssel und Weyer. Sie zeigt ein deutliches Gefälle von SE nach NW, wird nur von kalkalpinen Geröllen aufgebaut und setzt sich im Großthal SE des Saurüssels weiter fort. Da sie sich außerdem gut mit der Hochterrasse der Ybbs bei Großhollenstein und St. Georgen a. Reith in ca. 545 m (H. NAGL 1968) gut verbinden läßt, ist eine Aufschüttung aus dem Ybbstal über einen damals wesentlich tiefer liegenden Saurüssel ins Ennstal anzunehmen, wie dies O. AMPFERER 1924 tut. Die Hochterrasse wurde, wie wir gesehen haben, von einem kurzfristigen Gletschervorstoß überfahren, in dessen schwindende Eismassen dann die in ihrer Mächtigkeit rasch wechselnden, fluvioglaziellen Schotter eingelagert wurden. Diese Schotter lagern heute als Kappe auf der Hochterrasse und bedecken große Flächen auch im Tal bei Gaflenz und Breitenau. Im Raume Hieflau treten Bändertone auf (A. PENCK 1909 und G. SPAUN 1964), die möglicherweise gemeinsam mit Deltaschüttungen in den liegenden Partien der Arberberger

Terrasse einen See mit einer Spiegelhöhe von ca. 575 m anzeigen, wie dies G. SPAUN 1964 meint. In dieses Bild könnten die kleinen Schotterkörper unterhalb Scheibenbauer mit ihren steilen Einfallswinkeln passen.

E. FISCHER und G. SPAUN 1962 beschreiben einen Terrassenrest ca. 20 m über dem Niveau der breiten Niederterrasse der Waghochfläche und ordnen ihn dem Würmgletscher zu, während das untere Niveau dem darauffolgenden entsprechen würde. Das verschiedene Alter beider Terrassen zeigt sich auch in einer stärkeren Konglomerierung und in Verkarstungserscheinungen (geol. Orgeln) in der oberen. G. SPAUN 1964 konnte diese Terrassenstufe bis in den Raum Altenmarkt verfolgen.

Reste dieses Terrassenniveaus fanden sich auch im Becken von St. Gallen, die oberhalb Weißenbach mit denen des Ennstales zusammenhängen. Von Altenmarkt abwärts war dieses Niveau noch bis in den Raum Kleinreifling zu verfolgen. Im Becken von St. Gallen zeigte sich noch ein Unterschied der beiden Terrassenstufen. Die höhere Terrasse enthält im Gegensatz zur tieferen keine Kristallingerölle und zeigt damit an, daß zur Zeit ihrer Bildung kein Zusammenhang mit dem Ennstal über die Buchau bestand, wie es zur Bildungszeit der tieferen Terrasse gegeben war. Demnach wird die höhere wohl eher auf einen nur lokal auf das Gesäuse beschränkten Gletschervorstoß zurückzuführen sein, wie er in der ausgehenden Rißeiszeit stattgefunden hat und daher eher als Hochterrasse zu bezeichnen sein. Als weiterer Hinweis für die Zuordnung als Rückzugschotter des oben beschriebenen Spätrißvorstoßes mögen noch das etwas größere Gefälle der Terrasse gegenüber der Niederterrasse und die starke Ausräumung zwischen beiden Niveaus gelten.

R-W Interglazial

Als einzige Bildung des R-W Interglazials ist der Schwemmkegel der Salza, des Zauchenbaches und Krungelbaches bei Mitterndorf erhalten geblieben. Er wird von Vorstoßschottern und Moränen der Lokalgletscher im N und von Moränen des Ennsgletschers im S bedeckt und ist daher sicher in diese Interglazialzeit einzuordnen.

Würmmoränen.

Der Würmgletscher erfüllte das Ennstal bis zum Gesäuse. S des Dachsteins erreichte er wahrscheinlich eine Eishöhe von etwa 2000 m, wie W. SENARCLENS-GRANCY 1962 vermutet. Nach E abfließend gab der Gletscher durch den breiten Sattel zwischen Kammspitz und Grimming Eis ins Mitterndorfer Becken und ins Einzugsgebiet des Traungletschers ab. Die Eishöhe im Becken betrug nach A. PENCK 1909 1700 bis 1880 m, einen Wert, den der Ennsgletscher auch erreicht haben mußte, um in einem mächtigen Arm Eis zum Traungletscher abzugeben, dessen Geschiebe bis in die Endmoränen bei Gmunden gelangten (G. GÖTZINGER 1936).

Im weiteren Verlauf nach E nahm die Mächtigkeit des Gletschers rasch ab, was nicht nur in der Eisabgabe nach N, sondern auch in der Abnahme des Verhältnisses von Nähr- zu Zehrgebiet begründet zu sein scheint. Auf diesen Umstand wies S. MORAWETZ 1952 hin. Im Raum Liezen teilte sich der Ennsgletscher, der hier noch eine Höhe von 1400 m hatte, in drei

Arme. Der nördliche floß über den Pyhrnpaß ins Becken von Windischgarsten, der mittlere folgte weiter dem Ennstal, der südliche überschritt die Lassingsenke und erfüllte das Paltental bis Furth, erreichte die Paßhöhe bei Wald aber nicht mehr.

Der mittlere Arm durchfloß das Admonter Becken, überschritt mit einer kurzen Zunge den Sattel oberhalb Weng und hinterließ in der Buchau seine reich gegliederten und morphologisch gut erhaltenen Endmoränen.

O. AMPFERER 1935 meinte im Gegensatz zu A. PENCK 1909, der die Würmendmoränen beim Hartelsgraben vermutete, daß die Eigenvergletscherung der Gesäuseberge so mächtig war, daß sie dem Ferngletscher den Eintritt ins Gesäuse verwehrte. Eine Grundmoräne am Fuß der Haller Mauern zeigt durch ihre Zusammensetzung aus 100% Werfener Schiefen, daß die Lokalgletscher, während der Würmhauptvereisung nicht die Kraft hatten, den Ennsgletscher zu verdrängen. G. SPAUN 1964 beschreibt die Würmendmoränen an der Gesäusenordseite in Höhen von 760—1000 m. Es ist somit doch wahrscheinlicher, daß der Ennsgletscher, der am Gesäuseeingang noch ca. 850—900 m H erreichte, den Widerstand der lokalen Gletscher überwinden konnte und bis zum Hartelsgraben, knapp vor dem Beginn der Niederterrasse vorstoßen konnte.

Daß der Gesäuseeingang eine große stauende Wirkung auf den Gletscher ausübte, die bewirkte, daß auch Eis aus den südlichen Teilen des Admonter Beckens in die Buchau gelangte, ist dort durch das Auftreten größerer Blöcke von Quarzkonglomerat von Dürenschöberl und Bichlerhalt erwiesen. (Abb. 1)

Niederterrasse

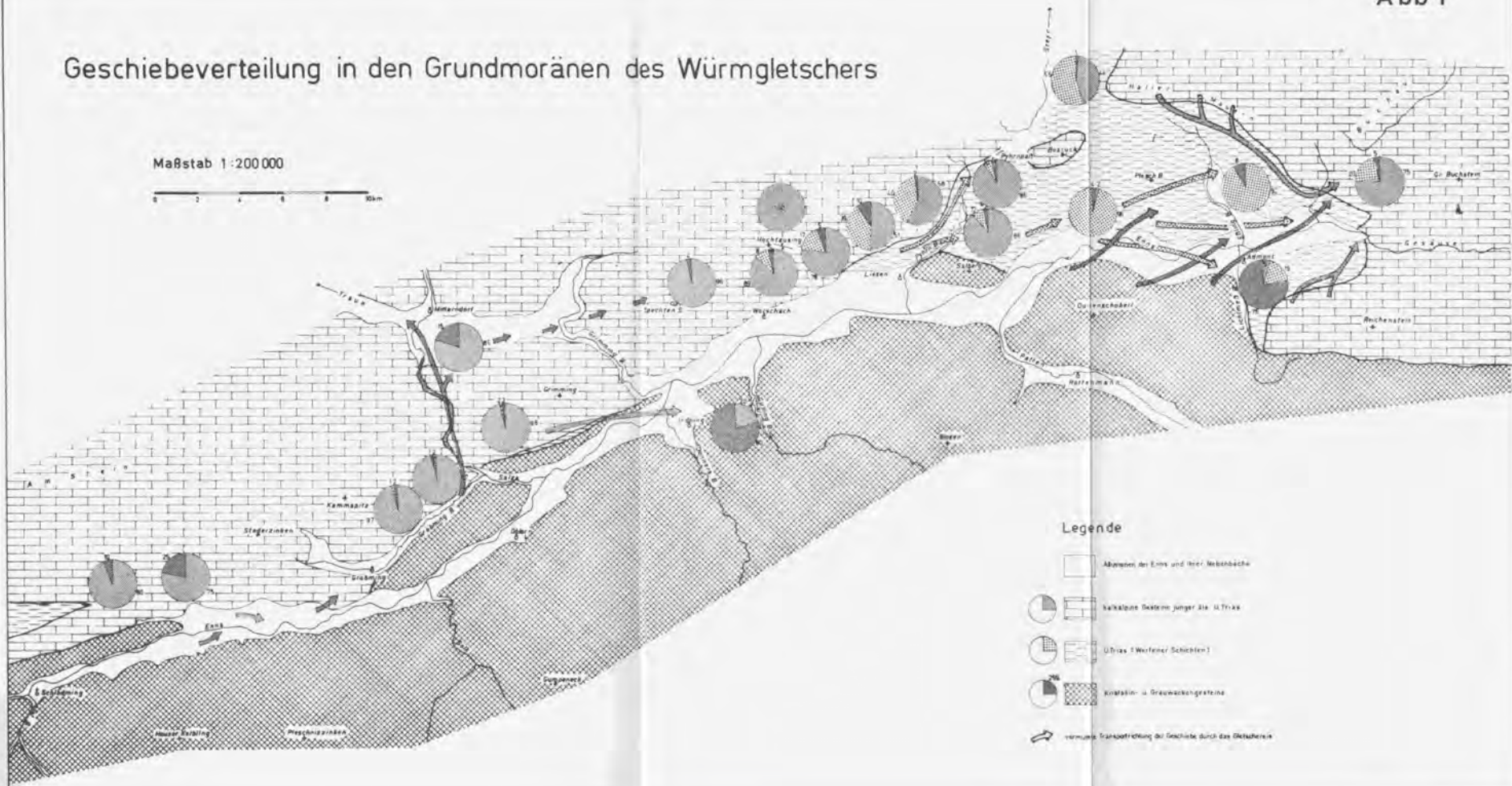
Von den Endmoränen im Gesäuse gehen Niederterrassen aus, die in der Waghochfläche durch die große Zahl der kaum gerundeten Blöcke die Nähe der Endmoräne anzeigen. Außerdem entspricht das steile Gefälle zwischen Wag und Wandau ganz dem Bild einer glazialen Serie nach A. PENCK, wie dies G. SPAUN 1964 genau beschreibt. Eine ebenso enge Beziehung besteht zwischen den Endmoränen der Buchau und der Niederterrasse im Tal des Billbaches, obwohl diese erst nach einem Steilabfall 3 km weiter NE ansetzt. Das verbindende Glied stellen hier die Kristallingerölle dar, die im ganzen Terrassenkörper auftreten und während der Bildung kontinuierlich aus der kurzen Gletscherzunge der Buchau eingeschüttet wurden.

Die Niederterrasse der Enns, die bei Altenmarkt mit der des Billbaches korrespondiert, ist über das ganze Ennstal bis auf eine kurze Unterbrechung S von Kastenreith fast durchlaufend zu verfolgen. Die größeren Nebenbäche schütteten der Aufschotterung der Enns folgend auch Niederterrassen auf. Gut ausgebildet ist eine solche heute noch im Gaflenzbach zu beobachten.

Da der Gletscher des Paltentales die Schwelle des Schoberpasses nicht überschreiten konnte, entwässerte er zurück ins Ennstal, und es kam im Gletschervorfeld zu keiner Sanderentwicklung. Der Raum zwischen Scho-

Geschiebeverteilung in den Grundmoränen des Würmgletschers

Maßstab 1:200 000



Legende

-  Abklingen der Eise und ihrer Nebenbäche
-  Kalkalpine Sedimente jünger als U-Trias
-  U-Trias (Werfener Schichten)
-  Kristalin- u. Grauwackengesteine
-  vermutete Transportrichtung der Geschiebe durch das Gletschersis

berpaß und den Endmoränen bei Furth wurde mit Schottern und Sanden erfüllt, die durch Einfallen nach WNW und den ganz lokalen Gesteinsbestand ihre Schüttungsrichtung auf die Endmoränen anzeigen. Erst ESE des Schoberpasses ab Unterwald ist ein Rest einer Sanderterrasse erhalten, die dem Liesinggletscher entstammt.

Spätwürm

Der Eiszerfall im Ennstal muß sehr rasch vor sich gegangen sein, da kaum Zeugen davon erhalten sind. Einige Eisstaukanten an den S Hängen zwischen Schladming und Ruperting geben Zeugnis davon, daß sich hier noch einige Zeit ein Toteiskörper erhalten konnte. Dessen Abschmelzen war nicht kontinuierlich, sondern wies zwei Haltepunkte auf. Einen in ca. 1000 m H, an dem sich an den Ausgängen der Seitenbäche mächtige Schwemmkegel bilden konnten und einen wesentlich kürzeren in 800 bis 900 m, der durch kleine Terrassen an den Hängen aber nicht mehr so deutlich und einheitlich markiert ist.

Einen guten Einblick in die Entwicklung im Spätwürm ermöglicht uns das Mitterndorfer Becken. Es war schon vor dem Eindringen des Ennsgletschers durch die breite Lücke zwischen Kammspitz und Grimming von den mächtigen Lokalgletschern des südlichen Toten Gebirges, der Hochfläche „Am Stein“ und den umliegenden Hängen erfüllt, so daß der Arm des Ennsgletschers nur oberflächlich nach NW abfließen konnte. Erst im Zuge des Eiszerfalles im Spätglazial lagerte er die Moränen zwischen Krungel und dem Eingang des Salzdurchbruches „Durch den Stein“ ab. Diese sind somit nicht als Seitenmoränen (E. EBERS 1942), sondern als Endmoränen des sich zurückziehenden Gletschers anzusehen. Beim erneuten Vorstoß der Gletscher im Schlern konnte nur der Gletscher von „Am Stein“ dank seines großen Einzugsgebietes und seiner Nordexposition bis ins Becken vorstoßen. Er erreichte dessen N Seite bei Kainisch und schüttete hier eine mächtige Kamesterrasse auf (diese kann vielleicht auch dem Rückzug des Würmgletschers entstammen). In die von diesem Gletscher zurückgelassene Hohlform wurden dann Seetone eingelagert. Der schöne Endmoränenwall um den Ödensee stimmt in seiner Höhenlage gut mit denen am Grundel- und Altausseersee überein und wird dementsprechend wohl ins Gschnitz einzuordnen sein. Später wurde das Mitterndorfer Becken von keinem Gletscher mehr erreicht. Das Ennstal selbst wurde nach dem Zerfall des Würmgletscher von keinem Gletscher der Seitentäler mehr erreicht.

Postwürm

In das glazial übertiefte Ennstal wurde von der Enns und deren Nebenbächen im Spät- und Postwürm Schotter eingeschüttet, die durch viele Bohrungen bis zu einer Mächtigkeit von über 100 m nachgewiesen werden konnten. In den obersten 30—40 m erstrecken sich drei Schluffhorizonte vom Gesäuseeingang bis in den Raum Liezen—Stainach, die K. BISTRITSCHAN 1952 auf die Zuschüttung von drei Seen zurückführt, die sich hinter alternierenden Bergstürzen am Gesäuseeingang aufstauten.

Auf der ebenen Oberfläche der Sedimente lagerten die kleinen Bäche schön ausgebildete Schwemmkegel ab, wogegen in den Tälern der großen die ebene Aufschüttung im Niveau des Ennstales schon weit vor der Mündung beginnt. Der Grund für diese Erscheinung mag in dem Umstand zu suchen sein, daß die großen Seitenbäche der starken Tiefenerosion der Enns im Großen Interglazial folgen konnten und heute schon lange vor der Mündung ins Ennstal ihre Schotterlast ablagern. Die kleineren Seitenbäche mit ihrem durchschnittlich wesentlich größeren Gefälle haben noch mehr Wildbachcharakter. Aus diesen kleinen Seitentälern erreichen auch heute noch Murengänge die Sohle des Ennstales und haben einen entscheidenden Anteil am Aufbau der manchmal riesigen Schwemmkegel (Pruggern, Aich, Haus).

Das selbe Bild ergibt sich im Paltental. Hier konnte an zwei Schwemmkegeln eine Generationsbildung beobachtet werden (Bärndorf, Rohrbach). Am Schwemmkegel von Bärndorf zeigt der ältere und wesentlich steilere durch 5—10% kalkalpine Gerölle eine Verbindung zur Kaiserau an, die bei der Bildung des jüngeren Schwemmkegels durch Flankenanzapfung des Lichtmeßbaches an diesen verloren gegangen war.

II. BESCHREIBUNG DER EINZELNEN TALLANDSCHAFTEN

1. DAS ENNSTAL OBERHALB DES GESÄUSES

Mittelpleistozän

Deckenschotter

E Gröbming ragt völlig isoliert, im N vom Gröbmingbach, im S von der Enns begrenzt, der Gröbminger Mitterberg auf. Auf einem Sockel aus Grauwackenphylliten mit annähernd ebener Oberfläche lagern meist lose oder schwach verkittete alte Ennsschotter (A. BÖHM v. BÖHMERSHEIM 1885, S. 513). Sie setzen an der Straße Tipschern—Gersdorf in 760 m über den Phylliten mit 1 m Grobschotter und darüber einer mächtigen glimmerreichen Feinsandlage mit einigen eingelagerten, gut gerundeten, bis kopfgroßen Kristallingeröllen ein. Darüber folgt Schotter. 1 km E an einem Wirtschaftsweg setzt die Schichtfolge ebenso in 760 m H mit einer einige Meter mächtigen Sandlage ein. Auf der N Seite setzen die Schotter in 740 m H an der Straße oberhalb Tipschern mit einer dünnen Lage gröberer Schotter ein. Dann folgt über einer Sandlage eine leicht verfestigte, ungefähr 15 m mächtige Grobschotterlage. Die Gerölle sind gut gerundet, aber nicht besonders klassiert, mit Korngrößen von Nuß- bis Kopfgröße. Sie enthalten hier im Vergleich zur S Seite viel mehr Kalkgerölle.

Ähnliche Geröllzusammensetzungen zeigen die Schotter S Aichmann. Diese setzen über den Phylliten in 780 m mit einer raschen Folge von gröberer Schottern (bis Faustgröße) und Sanden, die völlig eben geschichtet sind, ein. Hier nimmt der Anteil der kalkalpinen Gerölle weiter zu, was wohl auf den Einfluß des Gröbmingbaches zurückzuführen ist. In den obersten Partien des Aufschlusses fanden sich immer wieder Steinleichen von Gneis und Glimmerschiefer.

Auf der Oberfläche des Gröbminger Mitterberges gewähren noch einige Schottergruben Einblick in die Sedimente. In zwei großen Gruben S und W Radinger sind fein- bis mittelgroße Schotter aufgeschlossen, die häufig von mächtigen Sandlagen unterbrochen werden. Die standfesten, gelegentlich auch schwach verfestigten Schotter sind gut klassiert, gewaschen und gerollt und enthalten nur wenig kalkalpines Material. Sande und Schotter zeigen hier Kreuzschichtung mit sehr flachen Einfallswinkeln bis max. 10° .

Weiter im W, E Prusacher, sind gut verfestigte Konglomerate in einer verwachsenen Schottergrube aufgeschlossen. Die Schotter sind hier recht grob und enthalten mehr kalkalpines Material als im E. Eine beginnende und nur in unregelmäßigen Lagen und Bändern auftretende Verfestigung zeigen noch die Schotter an der Straße Gröbming—Zirting. Die weitere Verfolgung der Konglomeratbänke und verfestigten Schotter über die Schottergruben hinaus war in den Wiesen und Wäldern nicht möglich. Die Verfestigung der Schotter dürfte aber mit dem größeren Anteil an kalkalpinem Material im Schüttgebiet des Gröbmingbaches zusammenhängen. Die heutige Oberfläche wird durch langgestreckte Rücken und Mulden beherrscht, die durch Eisüberarbeitung entstanden sein dürften. Randlich greifen mit steilen, tief eingeschnittenen Tälern kleine Bäche in den Schotterkörper ein.

Über das Alter der Schotter am Gröbminger Mitterberg sind schon viele Meinungen geäußert worden. D. STUR 1853, stellt sie ins Tertiär, A. BÖHM v. BÖHMERSHEIM 1885, S. 513 sagt, daß die Schotter dem Quartär, und zwar der älteren Vereisung angehören. Er verbindet sie mit den Schottern der Ramsau und den hohen Schottern bei Hieflau.

G. GEYER 1915, S. 183 beschreibt das Vorkommen von Braunkohlenflözen bei Tipschern und verbindet sie mit den Kohlen des Tertiärs von St. Martin (Glanzkohle nach A. BÖHM v. BÖHMERSHEIM 1885, S. 513 in Anschluß an C. v. ETTINGHAUSEN) ob er aber die gesamte Schotteranlage des Gröbminger Mitterberges ins Tertiär stellt, läßt er offen. O. AMPFERER 1935, S. 24 f. verbindet die alten Ennskonglomerate bei Hieflau mit den Schottern der Ramsau und weist auf deren große Mächtigkeit hin. H. P. CORNELIUS 1939, S. 36 und 1944, S. 123 glaubt auch an eine Verbindung mit den Ramsauschottern, spricht sich aber über das Alter nicht genauer aus als Quartär.

Durch die hohe, isolierte Lage der Schotter am Gröbminger Mitterberg von mindestens 150 m über der heutigen Felssohle im Bereich des epigenetischen Ennsdurchbruches bei Nd.Öblarn komme ich zum Schluß, daß die Schotter wahrscheinlich vor einer Zeit rascher und starker Tiefenerosion abgelagert wurden. Da eine derartig rasche, lineare Tiefenerosion, soweit bekannt ist, im Großen Interglazial stattfand, entstammen die Schotter wahrscheinlich der Mindeleiszeit und könnten meiner Meinung nach als Rückzugsschotter oder eventuell Vorstoßschotter anzusprechen sein.

Schon H. P. CORNELIUS 1939, S. 36 bemerkte, daß im Bereich des Gröbminger Mitterberges jede sichere Moränenablagerung fehlt. Außer einer großzügigen glazialen Überformung sind keinerlei Spuren der Eis-

bedeckung erhalten geblieben, obwohl die Schotter wahrscheinlich zwei-, wenn nicht sogar dreimal von einem Ennsgletscher bedeckt wurden.

Wie erwähnt, verbinden A. BÖHM v. BÖHMERSHEIM 1885, S. 513 und H. P. CORNELIUS 1939, S. 36 die Schotter des Gröbminger Mitterberges im W mit den Schottern der Ramsau im E, jener mit den hohen Schottern unterhalb des Gesäuses, dieser mit denen bei Lassing.

Mit den Schottervorkommen im E haben sie die hohe, isolierte Lage über dem heutigen Ennslauf und die auf mehr oder weniger flacher Felsunterlage relativ geringe Mächtigkeit gemeinsam und lassen sich gut parallelisieren.

Wesentlich schwieriger ist die Verbindung mit den Schottern der Ramsau bei Schladming. Sie weisen neben ihrer Lage auf einer pultförmig, steil zur Enns hin abfallenden Unterlage eine Mächtigkeit von ca. 430 m auf. Für das Alter der Schotter ist die Einstufung des Kohlenflözes im Liegendteil von großer Bedeutung. Wie noch zu zeigen sein wird, schwankt diese zwischen dem Großen Interglazial und dem Göttweiger Interstadial (Laufenschwankung A. PENCK, E. BRÜCKNER 1909). Da die Pollen in den Ligniten eine Klimaverbesserung vom Liegenden zum Hangenden hin anzeigen, kann man annehmen, daß die Kohle aus dem Beginn eines Interglazials stammt (F. FIRBAS 1925), und die darüber liegenden groben Schotter folgerichtig als Vorstoßschotter einer nächsten Großvereisung aufzufassen sind, wie dies W. SENARCLENS-GRANCY 1962, S. 121 im Anschluß an F. FIRBAS 1958, S. 89 andeutet.

Wenn man die hohen Schotter der Ramsau nun mit den hohen Schottern im E parallelisiert, müßte man die Bildung des Kohlenflözes wahrscheinlich ins G-M Interglazial stellen. Die Möglichkeit eines derartigen Alters zieht keiner der in dem Kapitel über die Ramsau genannten Forscher in Betracht. Eine Tatsache widerspricht der Parallelisierung. Wenn das Kohlenflöz ein so hohes Alter hätte, müßte es im Niveau des alten Talbodens oder knapp über diesem liegen. Verlängert man den breiten alten Talboden vom Gröbminger Mitterberg mit einem Gefälle von 5—6‰ (A. PENCK 1909, S. 299 gibt für das Inntal zwischen Innsbruck und dem Engadin 5‰ Gefälle für den präglazialen Talboden an), nach W zu, käme man auf eine Höhe von ca. 870 m, die 35—50 m unterhalb der Höhe des Kohlenausbisses W der Schneeberggleiten liegt. Da aber die Schotter und Sande im Liegenden der Kohle bis knapp unter 800 m reichen, sind sie erst nach der Zerstörung des alten Talbodens im Großen Interglazial abgelagert worden und daher ziemlich sicher jünger als die Schotter am Gröbminger Mitterberg und die weiter im E.

Alte Talböden

In zwei kurzen Abschnitten des Ennstales bei Irdning und E Gröbming sind Reste eines alten Talbodens erhalten.

Die Reste des alten Talbodens bei Irdning erstrecken sich von der Mündung des Donnerbaches, dessen Stufenmündung A. PENCK 1909, S. 232 als alten Talboden anspricht, aber fälschlich mit 750 m H angibt, bis

zur Gulling bei Aigen. Am Talausgang des Donnerbaches erstreckt sich in 700 m H eine völlig waagrechte Fläche zu beiden Seiten des Baches, auf der Raumberg liegt. Ihr ist ein alter Schwemmkegel des Donnerbaches aufgesetzt. Nach N bricht der alte Talboden scharf ab, ohne von einem Bach unterschritten zu werden. Diesem Abfall ist ein langgestreckter Rundhöcker mit 680 m H (Hühnerfarm) und zwei in 660 m H bei Altirdning vorgelagert. Möglicherweise handelt es sich hier um stark eisüberarbeitete Reste alter Talböden.

An der Mündung der Gulling ist ein stellenweise stark eisüberarbeiteter Terrassenkörper erhalten geblieben (s. Karte). Die unterste Terrasse, 650 m hoch, tritt bei Ketten, knapp N Aigen an der S-Schleife der Gulling und S Aigen auf. Hier schließt undeutlich abgegrenzt die 660 m Terrasse unmittelbar an. Sie ist noch bei Dachenberg erhalten. Die nächste Terrasse in 680 m H ist bei Lantschern und Putterer Schlößl erhalten geblieben. Die weitestgespannte ist die 700 m Terrasse bei Niederdorf, auf beiden Seiten der Gulling und der Vorgipfel des Sallaberges.

Über ihr folgt noch eine Terrasse in 720 m H bei Gwilk, Ritzmannsdorf und am Sallaberg. Bei Gwilk ist ihr ein Schwemmkegel der Gulling aufgesetzt. Die beiden obersten Terrassen sind andeutungsweise am Kulm bei Hohenberg erhalten.

Eine Zusammenfassung der einzelnen Terrassen und Hangleisten, die sich im Mündungsbereich des Donnerbaches und der Gulling finden, zu verschiedenen alten Talsystemen, erscheint möglich, doch fehlen wichtige Zwischenstücke, die eine tatsächliche Parallelisierung zulassen. Zwischen beiden Terrassensystemen erstreckt sich eine weite, deutlich eisüberarbeitete Mulde, in der die Ortschaften Gwilk, Lantschern, Resch und Gatschen liegen. Begrenzt wird sie im S durch die Putterer Lehen, im N durch die großzügige Rundhöckerform der Schanze. W Gatschen ragen 5—10 m hohe, E-W streichende Rundhöcker auf, die aus Phylliten aufgebaut sind. Heute ist die Senke von Moränen und kleinen Schwemmkegeln erfüllt. Von E nach W greifen zwei kleine Bäche durch junge, rückschreitende Erosion in kurzen, engen Tälern in die Senke zurück. Die Talwasserscheide liegt ungefähr im Verlauf der Straße Gatschen—Resch.

Wie erwähnt lagern die Schotter des Gröbminger Mitterberges auf einer nahezu ebenen Fläche aus Phyllit. An der S Seite des Mitterbergs ist die Oberkante der Phyllite knapp W Schloß Gstatt in 800 m durch den scharfen Knick im Hangprofil, S Gersdorf an zwei Straßenanschnitten in 760 m H und an der Straße Gröbming—Ratting wieder in 800 m markiert. Am N Rand sinkt die Oberfläche bei Aichmann auf 780 m, bei Tipschern bis auf 740 m ab, um weiter im E rasch wieder eine Höhe von ca. 800 m zu erreichen. In die breite Fläche des Phyllitsockels ist somit ein SW-NE fallendes Muldental eingeschnitten, bei dem es sich nur um ein ehemaliges Tal der Enns handeln kann, das durch die Akkumulation seiner Funktion beraubt wurde. H. P. CORNELIUS 1939, S. 36 erwähnt oberhalb Schloß Gstatt ein in den Phyllitsockel eingeschnittenes Tal, das er für einen ehemaligen Lauf der Enns oder des Walchenbaches hält. Es kann sich hier

wohl nur um das des Walchenbaches handeln, der bei Tipschern in die Enns mündete.

Mit dem alten Talboden des Gröbminger Mitterberges korrespondieren noch: die moränenbedeckte Verebnung bei Maßler, die als linke Talflanke des Muldentales angesehen werden kann; der 1 km breite alte Talboden am Ausgang des Sölktales (A. PENCK 1909, S. 232 gibt ihn fälschlich mit 800 m an), der wunderbar mit 760 m frei ins Ennstal ausstreichend, ohne Gefällsknick mit dem alten Talboden bei Gersdorf übereinstimmt. Er ist orographisch links des Sölkbaches noch mit Schottern bedeckt, rechts in Rundhöcker aufgelöst (Karte); die kleinen Reste bei Aich und am Niederberg in 830 m. Noch zu diesem Talbodensystem könnten die Eckfluren am Gritschenberg und bei Moßmeier in 790—800 m gehören.

Zu einem höheren und daher wahrscheinlich älteren Niveau gehören die stellenweise mit den Schottern der Ramsau bedeckten Verebnungen bei Burgstaller, Krin und Stimetzer in ca. 1000 m. Sie könnte man mit den Verebnungsflächen bei Wörschach, Pürgg und am Ausgang der Lassing-senke in 800 m verbinden, obwohl dies problematisch ist, da dazwischen keinerlei Reste dieses Niveaus erhalten sind.

Ein zweites Niveau stellt der alte Talboden des Gröbminger Mitterberges dar. Mit ihm korrespondieren die breite Mündung des Sölktales und die kleinen Reste am Niederberg und N von Aich. Verbindet man die Höhe des Talbodens bei Tipschern (740 m), Gersdorf (760 m) und am Niederberg (830 m), so ergibt sich ein Gefälle von 6⁰/₀₀, welches sich gut mit der Angabe A. PENCK's 1909, S. 299 von 5⁰/₀₀ für den präglazialen Talboden des Inntales oberhalb Innsbrucks vergleichen läßt. Das Alter dieses Talbodens dürfte meiner Meinung nach präglazial oder mindestens prä-mindel sein, da die Schotter, die ihm auflagern, wie wir gesehen haben, spätestens in der ausgehenden Mindeleiszeit, wenn nicht schon in deren Vorstoßphase abgelagert worden sind.

A. PENCK weist darauf hin, daß das Gefälle des präglazialen Talbodens im Inntal von 5⁰/₀₀ oberhalb Innsbrucks auf 3⁰/₀₀ unterhalb Innsbrucks abnimmt. Ähnliche Werte der Gefällsverflachung muß man auch am präglazialen Talboden des Ennstales annehmen, sonst müßte dieser im Gesäuse rund 140 m verschüttet sein.

Das dritte Niveau stellt die Terrassentreppe an der Gulling und dem Donnersbach dar. In welcher Stellung sie zum letzt beschriebenen steht, war nicht eindeutig festzustellen. Wahrscheinlich stellt die breite, ausgebildete 700 m Terrasse die Fortsetzung des alten Talbodens am Gröbminger Mitterberg dar, da dieser im weiteren Verlauf nach E sein Gefälle wohl stark vermindert hatte. Ihre gute Erhaltung verdanken sie sicher der geschützten Lage in der Einbuchtung der Südhänge bei Irdning S des Kulmberges.

Gehängebreccie

Gehängebreccie vom Typ der Höttinger Breccie beschreibt O. AMPFERER 1935, S. 30 f. aus dem Gesäuse; H. P. CORNELIUS 1944, S. 133 f.

von der Südseite des Grimmings (sie ist von Gräben in einzelne Platten zerlegt und am oberen Rand von rezentem Schutt überdeckt) und F. KÜMEL 1954, S. 37 von der Südseite des Dachsteins (Burgleiten).

Alle diese Vorkommen werden ins Große Interglazial eingeordnet.

Jungpleistozän

Ramsau

Die Ramsau stellt einen Schotterkörper auf einer pultförmigen Unterlage dar, der von Pichel bis Weißenbach reicht. Seine Oberfläche ist deutlich in zwei leicht nach E abfallende Terrassen gegliedert. Die untere bei Knaus in ca. 930 m, nur in Kuppen und Rücken erhalten, setzt sich bei Birnberg weiter fort. Die obere umschließt den Vorberg und die Ramsau-leithen. Den inneren Aufbau zwischen Knaus und der Straße Schladming—St. Rupert beschreibt W. SENARCLENS-GRANCY 1962, S. 155 ff. Er sieht in ihnen meist waagrecht geschichtete Flußsedimente der Enns, die nur nahe dem Gießbach mehr kalkalpine Gerölle enthalten. Gegen E verschwinden diese gänzlich.

Diese Schotter, die in ca. 820 m H ihre Unterkante haben, gehen am W Abfall des Kulmberges (1450 m) in einen Schotterschleier über; es sind in Mulden in einer graugelben, lehmigen Verwitterungsdecke eingebettete, kristallinreiche Schotter. E der Straße Schladming—St. Rupert bis gegen Weißenbach ändert sich im Aufbau der Terrasse nichts Grundlegendes. Es sind meist waagrechte bis wenige Grade geneigte Flußsedimente, die von größten Schottern bis Sand alle Korngrößen enthalten. In diesen Schottern waren an einer Stelle in oberflächennahen Schichten beginnende Kryoturbationserscheinungen zu beobachten. N Nußdörfel sind an der Straße kleine Bruchstörungen mit Verstellungsbeiträgen bis zu 2½ m aufgeschlossen, die ich für Setzungserscheinungen über dem im Liegenden durchstreichenden Kohlenflöz ansehen möchte.

Am Einschnitt Kielhuber—Moser und an einer Pingel auf Kupferkies bei Moser ist gut zu erkennen, daß die Schotterauflage kaum mächtiger als 20 m wird. Ebenso genügt schon der Einschnitt von 15—20 m bei Mösing, um den Untergrund frei zu legen. Die Schotter bestehen im E ebenso wie im W fast ausschließlich aus Kristallin, besonders in den feineren Gradationen. Nur im Einschnitt Kielhuber—Moser und SE des Innerweges sind öfters schlecht gerundete Kalkgerölle der Dachsteinsüdseite zu finden. Ähnliche Zusammensetzung, wenn auch mit mehr groben Kalkgeröllen; zeigen auch die Schottervorkommen bei Stimetzer, Krin, Gerharter und Burgstaller. Sie sind heute durch den jungen Einschnitt des Ramsaubaches von der Hauptmasse getrennt. Ein dünner Schleier Kristallinschotter findet sich noch am E Abfall des Sattelberges in ca. 1200 m (O. GANSS 1954, S. 50). O. GANSS beschreibt auch ähnliche Schotter von der Kalkwand, 1484 m und zieht für die große Höhe Schollenbewegungen in Betracht. Da sich aber neben einigen schlecht gerundeten Gangquarzstücken und Glimmerschiefern nur kantige Stücke von Dachsteinkalk, Hirlatzkalk und Werfener Schiefern in überwiegender Zahl

finden, dürfte es sich hier um eine Eisrandbildung handeln, die in der geschützten Lage erhalten geblieben ist.

Somit stellt die Ramsau eine Schottermasse von ca. 430 m dar, die im überwiegenden Teil aus gut bearbeiteten Gesteinen der Niederen Tauern besteht. Nur an den erwähnten drei Stellen zeigen grobe, wesentlich schlechter bearbeitete Kalkgerölle der Dachsteinsüdseite an, daß die Entwässerung früher direkt nach S erfolgte. Der Grießbach entwässert auch heute noch direkt nach S zur Enns, die anderen Bäche sind heute im Ramsaubach zusammengeschlossen. In Bezug auf die Bildung der Ramsauterrasse fand die Flankenanzapfung im E wohl knapp nach dieser statt, da der Bach schon ca. 60 m tiefer eingeschnitten ist. Die Anzapfung der Gewässer von der Südseite der Scheichenspitze, die früher unter den flachen Sattel bei St. Rupert nach S abflossen, ist aber wesentlich jüngeren Datums, da der Sattel den Ramsaubach um 5—10 m überragt. Da der Ramsaubach heute ca. 60—80 m in den Dolomit des Mandlingzuges eingeschnitten ist, wird die Anlage des Durchbruches S Lodenwalcher älter als Würm sein, außer man nimmt für die kurze Zeitspanne des Spät- und Postwürms eine derartige Erosionsleistung an. In diesen Schottern ist ein Schieferkohlenflöz in einer Höhe von 900 m im E und 960 m im W eingelagert. Heute sind an zwei Stellen N Haslach und N Nußdörfel Ausbisse schiefriger Lignite zu beobachten, die in Feinsande eingelagert sind. Erwähnung findet die Kohle schon bei M. VACEK 1884, S. 634 und A. BÖHM v. BÖHMERSHEIM 1885. Genauere Untersuchungen stellten V. ZAILER 1910, H. SCHREIBER 1912 und F. FIRBAS 1925 an.

Über die Alterseinstufung der Kohle, die von großer Bedeutung für die Gesamtheit der Schotter ist, äußerten sich viele Forscher. Zu den Einstufungsversuchen der einzelnen Forscher und ihrer Problematik nimmt W. SENARCLENS-GRANCY 1962, S. 120 ff. ausführlich Stellung. Ich möchte daher hier nur noch einen kurzen Überblick über die verschiedenen Auffassungen geben:

Für die Einstufung ins Große Interglazial sprachen sich V. ZAILER 1910, R. SCHWINNER 1924 aus. Für R-W Intergazial H. SCHREIBER 1912, E. BRÜCKNER 1913. A. PENCK deutet an, daß die Kohle einem rißzeitlichen Interstadium entstammen könnte. F. FIRBAS 1925 glaubt, daß der Mangel an Buchenresten auf beide genannten Interglazialzeiten hindeutet. Beide Interglazialzeiten halten noch F. TRAUTH 1925 und F. KÜMEL 1954 für möglich. W. SENARCLENS-GRANCY 1962, S. 121 vermutet, daß man die Kohle von Schladming mit dem „Zeller Anteil der Schieferkohle von Wasserburg“ parallelisieren kann. Demnach wäre sie nach F. FIRBAS 1958 ins Göttweiger Interstadial einzuordnen. Dies, so meint W. SENARCLENS-GRANCY, würde einer Bildungsart gleich der, die H. PASCHINGER 1957 für die Innalterrasse angibt, entsprechen, nämlich Vorstoßschotter des Hauptwürm. Die Frage, warum die Schotter im Alpeninnern eine derartige Mächtigkeit erlangen, bleibt auch hier unbeantwortet, da die Terrasse ennsabwärts nicht mehr vorhanden ist.

Würm

Die einzig schön erhaltenen Endmoränen im Ennstal sind die des Würmgletschers in der Buchau NE Admont. Hier hinterließ die annähernd 5 km lange Gletscherzunge, die den Buchauer Sattel überwand, eine deutlich ausgeprägte Zungenbeckenlandschaft, die schon O. AMPFERER 1935, S. 172 f. genau beschreibt.

Das Zungenbecken wird von drei Endmoränenwällen, die in einer groben Blockpackung N des Buchaubaches fast ausschließlich kalkalpines Material enthalten, gebildet. S treten Gneise, Granit, kristalline Schiefer und Grauwackenkonglomerat, das auch mehrere m³ große Blöcke liefert, in größerer Menge auf. Zu diesen Endmoränen passend liegen unterhalb „Auf der Lahn“ Seitenmoränenwälle. Zwischen Radmerer und Aicher sind noch kurze Moränenwälle eines Rückzugsstandes erhalten. Auf der S Seite bedeckt ein Erratikaschleier den Hang, in dessen Verlauf am Brunnriegel und Weißriegel Seitenmoränenwälle erhalten sind. Letzterer fällt gegen den Hang steil ab, zum Becken zu geht er schüsselförmig in eine kleinwellige Grundmoränenlandschaft über, die durch mächtige Schwemmkegel unterbrochen über große Teile der Buchau verbreitet ist.

Von den Endmoränen (ca. 800 m) steigt die Geschiebeoberkante bis zum Stockerkogel auf 900 m an. Da auch die Seitenmoränen der N Seite die gleiche Höhe anzeigen, ist nicht anzunehmen, daß die erratischen Blöcke unterhalb der Grabner Alm in 1050—1100 m, die O. AMPFERER 1935, S. 27 und 31 beschreibt, dem Würm entstammen, wie er meint. Das wäre nur bei einem Eisstand von ca. 1100 m (wie ihn A. PECK 1909, S. 230 annimmt) möglich, von dem aber sonst keine Zeugen, außer vielleicht einigen Blöcken auf der S Seite des Admonter Beckens, erhalten geblieben sind.

Im weiteren Verlauf ennsaufwärts konnte die Höhe des Eisstroms zur Würmeiszeit noch genauer festgelegt werden. N des Redschitzecks liegt Moräne, die neben dem manchmal geschrammten und politierten Triaskalken auch ca. 3% Kristallingeschiebe führt. In 1350 m Höhe lagert, in einem riesigen Anriß gut zu beobachten, an der Fernmoräne eine Lokalmoräne an, die riesige Dachsteinkalkblöcke neben den mitunter gut bearbeiteten kleineren Geschieben führt. In der Moräne fand sich kein Fernmaterial. Da beide Moränen eng aneinander liegen und keine die andere überlagert, ist mit großer Sicherheit anzunehmen, daß sie gleich alt sind. Das würde einer Gletscheroberfläche des Ennsgletschers in ca. 1400 m entsprechen, die ca. 100 m über der Angabe der „oberen Geschiebegrenze“ von A. BÖHM v. BÖHMERSHEIM, Tafel VIII, liegt.

A. PENCK 1909, S. 205 und 219 gibt die Eisstromhöhe im Mitterndorfer Becken mit 1700—1800 m an. Diesen Wert muß der Gletscher des Ennstales im Bereich des Gröbminger Mitterberges auch erreicht haben, sonst könnte er kein Eis und Geschiebe nach N über den Sattel zwischen Kammspitz und Grimming entsandt haben.

Die dritte Angabe verdanken wir W. SENARCLENS-GRANCY 1962, S. 144. Er beschreibt NE Burgleiten am Kamm zur Scheichenspitze eine Moräne mit gut bearbeiteten Geschieben in 1850—1900 m Höhe. Aus dem

Fehlen kantiger Oberflächenmoräne schließt er trotz des Fehlens von Kristallingeschieben, daß es sich um eine Moräne des Hauptgletschers handelt, der demnach 1900—2000 m Höhe erreicht haben muß.

Die detaillierte Beschreibung der übrigen Moränenablagerungen und des erratischen Materials der Würmeiszeit muß aus Platzgründen unterbleiben (siehe Karte und Profile und unveröff. Diss. D. van HUSEN 1968). Ebenso mag die Geschiebeverteilung¹⁾ in den Moränen, die etwas Einblick in die Bewegung des Gletschers gibt, aus der anschließenden Skizze entnommen werden. Abb. 2.

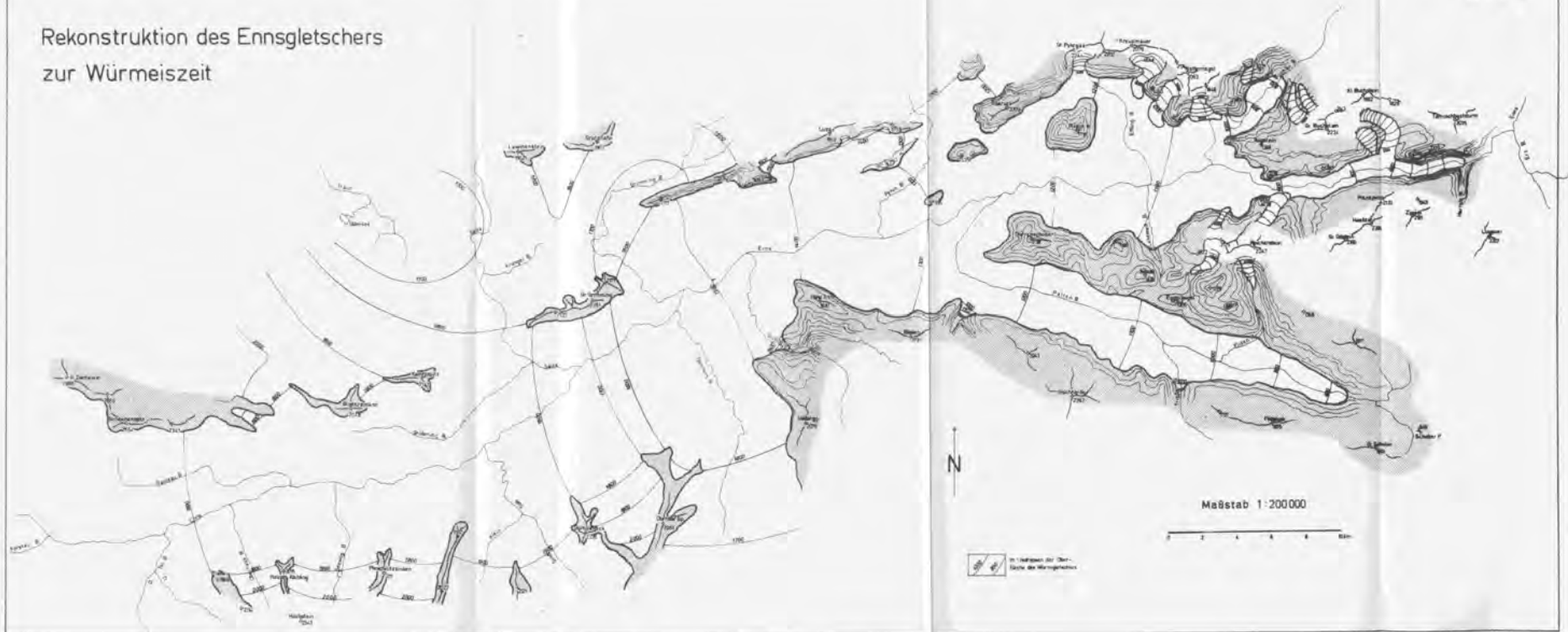
A. BÖHM v. BÖHMERSHEIM 1885, Tafel VIII, nimmt ein Gefälle des Gletschers bei Bischofshofen von 1700 m H nach E zu an, dem widerspricht aber das Fehlen von Geschieben, die sicher aus den Hohen Tauern stammen. W. SENARCLENS-GRANCY 1962 vermutet einen Eisscheitel in ca. 2000 m im Raum Mandling, von dem Eis nach W (Salzachgletscher bei Bischofshofen 1950 m R. KLEBELSBERG 1935, S. 540) und nach E abfloß. Als Beweis nimmt er eine E-W verfrachtete Sideritmoräne bei Filzmoos (O. GANSS in E. SPENGLER 1954, S. 15). Diese muß nicht unbedingt dem Hochwürm entsprechen, da sogar noch der Gschnitzgletscher fast bis Filzmoos reicht (G. NEUMANN in E. SPENGLER 1954, S. 22).

Von Schladming nach E zu floß das Eis unter starkem Zufluß von S und nur kurzen Gletschern von N ungehindert ab; erreichte bei Gröbming noch ca. 1800 m und gab ansehnliche Eismassen nach N zum Traungletscher ab. Dadurch geschwächt verliert der Ennsgletscher im weiteren Verlauf rasch an Höhe. Ein weiterer Grund dafür dürfte im Kleinerwerden des Verhältnisses von Nähr- zu Zehrgebiet von W—E zu suchen sein. (S. MORAWETZ 1952.) Es kam nicht mehr zur Übervergletscherung und im weiteren Verlauf nach E erreichten die Gletscher aus den Seitentälern nicht mehr das Haupttal.

Bei Wörschach erreichte die Eishöhe noch 1400 m. Daß Eis auch von E ins Mitterndorfer Becken eindrang, ist unwahrscheinlich. Eher muß im östlichen Beckenteil ein Eisscheitel vermutet werden. Nach Meinung von Herrn Prof. Dr. E. CLAR ist dieser Eisscheitel im Raume Krungel zu suchen. E dieses strömte hauptsächlich das Eis aus dem Tal des oberen Grimmingbaches ins Ennstal. Außerdem dürfte auch Eis aus der Gegend von Mitterndorf nach E gelangt sein, wofür die Kristallingeschiebe beim Spechtensee sprechen. Das Eis floß parallel zum Ennstal (Brandangerkogel—Noyer—Acherlstein wirkte wohl als Barriere) um sich erst bei

¹⁾ Die Geschiebe der Würmmoränen wurden in Anlehnung an die Methode von N. V. USSING und V. MADSEN 1897 ausgezählt. Es wurde eine ca. 5—10 kg schwere Probe durch ein Sieb mit quadratischen, 5 mm weiten Maschen gewaschen. Die zurückgebliebenen Geschiebe wurden dann prozentuell nach ihrer Anzahl zwischen den Gesteine des Kristallins und der Grauwackenzone, der Werfener Schichten und der kalkalpinen Gesteine jünger als U. Trias unterschieden. Im Gegensatz zu der Methode der beiden dänischen Geologen habe ich auch die übergroßen Geschiebe und große Einzelfindlinge berücksichtigt, um die Mannigfaltigkeit und den raschen Wechsel des geologischen Untergrundes schon nach kurzen Transportwegen der Gesteine durch das Eis erfassen zu können.

Rekonstruktion des Ennsgletschers
zur Würmeiszeit



Wörschach mit dem Hauptstrom zu vereinigen. Der allfällige Höhenunterschied wurde durch die Scharten ausgeglichen.

Im Raum Liezen spaltete sich der Gletscher in drei Arme, nach N über den Pyhrnpaß (Kristallingeschiebe bei Windischgarsten A. BÖHM v. BÖHMERSHEIM 1885, S. 458), nach SE über die Senke von Lassing ins Paltental, der dritte ins Admonter Becken.

Das Becken von Admont wurde noch zur Gänze vom Ennsgletscher erfüllt, wie die häufig auftretenden Erratika an den Hängen beweisen. Auffallend ist, wie schon erwähnt, daß das Becken von Hall gänzlich vom Ferngletscher, der wahrscheinlich hauptsächlich über die Senke zwischen Pleschberg und Leichenberg eindrang, beherrscht wurde, wie dies die Geschiebezusammensetzung der Moräne bei Hall zeigt (Abb. 2). Die Lokalgletscher der Haller Mauern hatten demnach nicht die Kraft, den Ferngletscher zu verdrängen, und sind wahrscheinlich randlich an dessen Oberfläche in die Buchau abgeflossen. O. AMPFERER 1935, S. 16 schreibt, daß der Ennsgletscher der Würmeiszeit nicht ins Gesäuse eindringen konnte, da dessen Eigenvergletscherung zu mächtig war. Dieser Auffassung O. AMPFERERs widerspricht der Fund von A. PENCK 1909, S. 229 f. einer Schottermoräne beim Ausgang des Hartelsgrabens, die er für die Endmoräne des Würmgletschers hält. Einer derartig starken Eigenvergletscherung der Gesäuseschlucht widerspricht aber, wie wir gesehen haben, die schwache Vergletscherung der Haller Mauern. Ebenso beschreibt G. SPAUN 1964, S. 173 f. von der N Seite der Gesäuseberge Endmoränen der lokalen Würmgletscher, die bis zu einer mittleren Höhenlage von 800 m herabgereicht haben, also die Talsohle der großen Täler nicht mehr erreichten. Diese Gletscherzungen entsprechen einer Schneegrenze von 1300 m, G. SPAUN 1964, S. 174, die auch schon A. PENCK 1909, S. 241 für dieses Gebiet errechnete.

Spätwürm

Zeugen des Zerfalls des Würmeises sind im Ennstal selten. W. SENAR-CLENS-GRANCY 1962, S. 104 beschreibt am Ausgang des Oberhausgrabens eine frei ins Tal ausstreichende Terrasse. Sie gehört zu einem Niveau ähnlicher Bildungen in rund 1100 m H bei Gaishuber, Kapf, Koller, Roller und Humer, die Reste einstiger riesiger Schwemmkegel an der Mündung der Seitentäler darstellen und einen längeren Stillstand des Eisschwundes markieren. Die Terrassen sind vornehmlich aus größerem Material des Einzugsgebietes des Baches und Erratika aufgebaut. Ein weiterer Halt des Eiszerfalls ist in 900 m durch Staukanten zwischen den Seitentälern bei den Höfen Huber, Stangel, Rofinger und Thaller markiert. Sie bestehen hauptsächlich aus kaum kantengestoßenen Solifluktionsschutt, in dem sich immer wieder Erratika finden. Zwischen diesen Niveaus und darunter und ebenso im Raum Stainach-Irdning finden sich manchmal kleine Staukörper, die in der Karte verzeichnet sind.

2. DAS ENNSTAL UNTERHALB DES GESÄUSES

Mittelpleistozän

Deckenschotter

Am Hang oberhalb St. Gallen, unterhalb Kollmann, setzt in 570—580 m H ein Konglomerat mit kalkalpinen und kristallinen Komponenten ein, wobei erstere dominieren. Das kristalline Material ist durchwegs besser bearbeitet als das kalkalpine. Zum Hangenden hin nimmt die kalkalpine Komponente zu. Knapp unterhalb der Ebenheit bei Kollmann tritt dann nur noch völlig waagrecht gelagerter, schlecht sortierter Hauptdolomitgrus mit einigen Komponenten von Gutensteiner Kalk, Dachsteinkalk und Werfener Schiefeln auf. Die schlechte Rundung dieser Materialien deutet auf eine kurze Transportweite hin. Nach N zu löst sich das Konglomerat in lose Schotter auf. Es sind hier die widerstandsfähigeren Kristallinkomponenten erhalten, die in einer dicken, lehmigen Verwitterungsdecke stecken.

Über eine Steilstufe von Gosausandsteinen oberhalb Spitzenbauer treten in 550 m H wieder stark kristallinführende Schotter ähnlicher Zusammensetzung wie bei St. Gallen auf. Auch hier ist in den Hangendbereichen eine Anreicherung von Hauptdolomit und anderem kalkalpinen Material zu beobachten, wobei in der näheren Umgebung des Spitzenbaches die hangendsten Teile aus reinem, schlecht gerundetem und sortiertem Dolomitschutt bestehen.

Die Schotter erfüllen auch die Senke beim Schober- und Kupferbauer. Oberhalb Spitzenbauer sind die Schotter feinkörnig, faustgroß und kristallinreich, zur Laussa hin tritt der Kristallinanteil bei gleichzeitigem Anwachsen der Korngröße fast völlig zurück und wird durch Sandstein, Konglomerate und Breccien der Gosau ersetzt.

Diese Schotter und Konglomerate sind wohl der Rest einer großflächigen Schotterflur, die die Täler erfüllt hat. Die starke Kristallinführung in den unteren Partien deutet auf eine Verbindung zum Ennstal über den Buchausattel hin. Im späteren Verlauf der Aufschotterung muß das Gebiet um St. Gallen vom oberen Ennstal abgeschnitten und dem Regime der lokalen Bäche unterstellt worden sein. Dafür spricht das plötzliche Verschwinden kristalliner Komponenten, das Zurücktreten der kalkalpinen Gerölle zu Gunsten des Hauptdolomits der nächsten Umgebung und die schlechte Rundung und Sortierung der Schotter zum Hangenden hin. Mit dieser Aufschotterung hängen, wie wir gesehen haben, auch die verschleppten Mündungen des Erb- und Spitzenbaches zusammen, wofür auch die Dolomitschotter auf dem Sattel oberhalb St. Gallen, der die geradlinige Fortsetzung der Laufrichtung des Spitzenbaches darstellt, sprechen.

Ähnliche kristallinreiche und mit ihrer Unterkante hoch über dem heutigen Flußniveau liegenden, gut verfestigten Schotter treten noch bei Scheibenbauer am Ausgang des Gesäuses und im Waggraben bei Hieflau auf. Die Konglomerate beim Scheibenbauer werden von haselnuß- bis faustgroßen, ganz selten größeren Schottern aufgebaut, die oft von Sand-

lagen unterbrochen werden. Das Material ist zu gut 70% Kristallin. Wenn O. AMPFERER 1935 in seiner „Karte der Gesäuseberge“ die Untergrenze an der Enns E der Scheibenbrücke einzeichnet, so hat er wohl die schollenartig abgeglittenen Konglomeratblöcke, die stellenweise stark verstellt mit bis zu 30° gegen den Hang hin einfallen, zur primären Lagerstätte gehörig angesehen. Eine andere Möglichkeit wäre noch, daß diese Konglomeratbänke kleine Reste einer Deltaschüttung darstellen und mit ähnlichen Strukturen in den liegenden Schichten der Arberberger Terrasse zu vergleichen wären (A. PENCK 1909, S. 226). Dies könnte A. PENCK mit den deltaartig geschütteten Schottern bei Wagnerbrücke gemeint haben. Unter dieser Voraussetzung wären die Schotter aber in die Rißeiszeit zu stellen und somit wesentlich jünger als die Schotter beim Scheibenbauer und im Waggraben, wofür dann auch ihre Lage unterhalb des alten Talbodens spräche.

Ebenso enthalten die Konglomerate im Waggraben viele kleinkörnige, gut gerollte Komponenten, die hier aber nur noch 50% der Gerölle ausmachen. Den Rest bilden die Kalke und Dolomite der Gesäuseberge, die stellenweise sehr grob und schlecht gerundet und mit Werfener Schieferbrocken vermischt auftreten. Ihre Lage hoch über dem Felsbett der Enns, auf relativ ebener Felsunterlage, in ähnlicher Position wie die Schotter des Gröbminger Mitterberges, läßt es wahrscheinlich erscheinen, daß sie ebenso wie diese der Mindelzeit entstammen.

Alte Talböden

Es fanden sich bei Schauersberg, Kastenreithgut, Andelsgraben und knapp vor Großraming Hangverflachungen ca. 150 m über der heutigen Felssohle der Enns, die sich mit ihrem Gefälle von 3‰ gut mit denen von G. SPAUN 1964, S. 177 f. beschriebenen verbinden lassen. Sie sind wohl mit A. PENCK 1909 und G. SPAUN 1964 als präglazial anzusprechen. Einem höheren Niveau dürften die alten Talböden bei Kollmann und Zinödlbauer angehören.

Jungpleistozän

Rißmoränen

Das Tal zwischen Weyer und Saurüssel wird von einer Terrasse aus lagenweise konglomerierten, standfesten und horizontal geschichteten Schottern beherrscht. Die rein kalkalpinen Gerölle sind gut gerollt und klassiert. Nach oben hin wird die Terrasse durch eine zementartig verfestigte, von SE nach NW leicht abfallende Schicht in ca. 500 m H abgeschlossen.

Auf dieser Schicht liegen Schotter, die ihrer welligen Oberfläche wegen von G. GEYER 1912 auf der „Geol. Spezialkarte Bl. 4853“ als Grundmoräne ausgeschieden wurden. Es sind gerundete und gewaschene Schotter der nächsten Umgebung, die kaum klassiert sind. An einer Stelle war zu beobachten, daß die Schotter um einen ebenso wie sie selbst, unverfestigten Sandkörper steile (bis senkrechte) Schüttwinkel aufweisen. Ähnliche, aber nicht so schön ausgebildete Strukturen waren öfters zu beob-

achten. Da an den Schottern jegliche Spuren von Eisbearbeitung fehlen, kann man annehmen, daß es sich um Einschwemmungen der allernächsten Umgebung in eine schwindende Eismasse handelt. Beim Abschmelzen des Toteiskörpers wurden die Hohlräume mit Sand gefüllt. Ähnliche Schottervorkommen sind noch bei Anger, Lindau und Pfaffenlehen, Breitenau erhalten.

O. AMPFERER 1935, S. 43 beschreibt auf dem Kirchbichel bei Weyer sichere Grundmoräne der Rißeiszeit auf der Hochterrasse. Er erwähnt aber keinerlei Kristallinkomponenten.

Eine Moräne mit deutlicher Kristallinführung (neben gut polierten Kalken fanden sich Amphibolit, Gneis, Granit, Grünschiefer und Grauwackenkonglomerat) kleidet bei Leitner das Tal aus und unterlagert höchstwahrscheinlich die Hochterrassen, obwohl dies nicht aufgeschlossen ist. Sie ist sicher dem Rißmaximum zuzuordnen.

Die Paßhöhe des Saurüssels wird von einem leicht nach E gekrümmten Wall überragt, der nach A. PENCK 1909, S. 225 eine Endmoräne darstellt. Aufgebaut wird er aus schlecht gerundeten Schottern der nächsten Umgebung, die auch kaum sortiert sind und mit bis zu 50° nach E zu einfallen. SE des Passes stößt man in ca. 500 m H auf die Oberfläche einer Terrasse ähnlicher Zusammensetzung wie die NE. O. AMPFERER 1924, S. 44 verbindet beide und nimmt zur Aufschüttungszeit der Hochterrasse einen Zusammenhang zwischen Ybbs und Enns an.

So ergibt sich, daß die Moränen wohl zwei Vorstößen des Rißeises zuzählen sind. Der erste, wahrscheinlich Rißmaximum, transportierte die Kristallingeschiebe bis in die Voralpen. Die übrigen Moränen verdanken, wie wir gesehen haben, ihre Entstehung einem zweiten Vorstoß. Dem Hauptvorstoß rechnet A. PENCK 1909, S. 224 den Seitenmoränenwall N Großraming zu. Vielleicht stellt die Erhebung bei Oberplaisau das Gegenstück dazu dar. Beide überragen die Hochterrasse um ca. 20 m.

Sicher ist anzunehmen, daß der Rißgletscher auch ins Tal von Gaflenz eindrang, obwohl keine Moränen davon erhalten sind. Als Hinweis für Eisüberarbeitung kann die flache, schüsselartige Form W des Sattelberges bei Oberland gewertet werden, die einem steilen, rein fluvial geformten Tal im E gegenüber steht, obwohl sich im geologischen Aufbau nichts ändert.

Diesem stärksten Rißvorstoß gehören auch die von G. SPAUN 1964 beschriebenen kristallinreichen Grundmoränen zwischen Altenmarkt und Hieflau an. G. SPAUN beschreibt noch Moränen eines jüngeren kurzen Vorstoßes aus dem Gesäuse.

Hochterrassen

Neben der Hochterrasse bei Großraming und im Tal zwischen Weyer und der Ybbs treten noch weit verbreitet Terrassenreste eines niedrigeren Niveaus weiter im S auf. Es sind heute nur noch stark durch die Seitenbäche zerschnittene Leisten 10—20 m über dem Niveau der Niederterrasse erhalten. E. FISCHER und G. SPAUN 1962 beschreiben die Terrassen als

besser konglomeriert und mit geologischen Orgeln durchsetzt, sonst aber entsprechen sie im Aufbau ganz der Niederterrasse. G. SPAUN 1964 verfolgte diese Terrasse bis Kleinreifling. Beide Autoren ordnen die höhere Terrasse dem stärksten Würmvorstoß zu (R. KLEBELSBERG II 1946, S. 693), dem zweiten also, die tiefere stellen sie ins Spätwürm.

Wie H. SPREITZER 1961, S. 45 an einem Beispiel, nämlich dem des benachbarten Murgletschers zeigen konnte, kam es im Raum der Niederen Tauern nach dem Würmmaximum noch zu einem „Neuen Hochstand“. Wenn man die höhere Terrasse dem Würmmaximum zuordnet, wäre wohl die niederere dem neuen Hochstand zuzuordnen, von dem sich im Ennstal aber keine Zeugen erhalten konnten; so müßte in max. 8000 Jahren die höhere Terrasse unter das Niveau ihrer heutigen Reste um wahrscheinlich 70 m erodiert, und die niederere Terrasse wieder durchschnittlich 60 m akkumuliert worden sein (bei St. Gallen 50 und 30 m). Da die höhere Terrasse nur noch in schmalen Leisten und nur über kurze Strecken erhalten ist, wird man eine so starke Erosionsleistung vor der Bildung der Niederterrasse als sehr wahrscheinlich annehmen müssen. Als andere Möglichkeiten kämen noch eine breitflächige Ausräumung der höheren Terrasse bis knapp unter das Niveau der niederen in Frage, oder die untere Terrasse wurde in einem wesentlich engeren Einschnitt der oberen akkumuliert, und erst die im Oberflächenniveau der niederen Terrasse pendelnde Enns entfernte bis auf kleine Reste die höhere.

Diese Terrassenstufe tritt auch im Verlauf des Billbaches auf. Die schmalen Terrassenreste 10—15 m über der Niederterrasse bestehen aus teilweise, meist in den hangenden Partien, gut konglomerierten, mehr oder weniger bearbeiteten Schottern und Sanden aus den Gesäusebergen. Kristalline Komponenten konnten nicht gefunden werden. Der Terrassenrest oberhalb Oberhof besteht aus Gehängebreccie aus Hauptdolomit, die ins Terrassenniveau einbezogen ist. In sie sind junge Dolinen eingesenkt, die wohl auf das darunter lagernde gipsführende Haselgebirge zurückzuführen sind. Dieses Terrassenniveau geht oberhalb Weißenbach ohne Gefällsknick in die von G. SPAUN beschriebene Terrasse über.

Die scharfe Trennung vom Einzugsgebiet der oberen Enns, die nur durch das Gletschereis überwunden werden konnte, deutet darauf hin, daß diese Terrasse nicht mit den Endmoränen der Buchau, die ja reichlich Kristallin führen, zusammenhängen kann. Sie muß vielmehr einem kräftigen, nur auf das Gesäuse beschränkten Gletschervorstoß zugehören, da nur dessen Gesteine in ihrem Spektrum vertreten sind. Als dieser Vorstoß bietet sich der von G. SPAUN 1964, S. 160 f. beschriebene an.

Für die Deutung als Rückzugsschotter dieses letzten Reißvorstoßes würde auch der Umstand sprechen, daß die Hochterrasse ein etwas stärkeres Gefälle als die Niederterrasse aufzuweisen hat und nur bis in den Raum Klein-Reifling zu verfolgen ist.

Niederterrasse

Die von G. SPAUN 1964, S. 163 ff. in ihrer Morphologie und ihrem Aufbau genau beschriebene Niederterrasse ist bis Großraming unverändert

zu verfolgen. Auch im Tal des Gaflenzbaches ist eine mit der Niederterrasse gut korrespondierende, weitgespannte Terrasse ausgebildet.

Ebenso ist die Niederterrasse im Verlauf des Billbaches breit ausgebildet. Ihr sind randlich wie allen anderen Niederterrassen kleine Schwemmkegel aufgesetzt, die heute aber wieder zerschnitten sind. Bei Bamacher ist 5 m unter der Oberfläche eine Lage kantengestoßener Gutensteiner Kalkblöcke eingelagert. Das Material stammt vom Hang des Zinödels und stellt eine Rutschung des Periglazialschutts dar.

Der Gesteinsinhalt der Terrasse rekrutiert sich beinahe völlig aus den kalkalpinen Gesteinen der Umgebung, die gut gerundet und sortiert, meist waagrecht lagernd die Terrasse aufbauen. Über den ganzen Terrassenkörper verteilt finden sich immer wieder Gerölle aus Gneis, Granit, Amphibolit, kristallinen Schiefen und Grauwackenkonglomerat, die nur der Gletscherzunge der Buchau entstammen können und über die ganze Bildungszeit der Terrasse eingestreut wurden. Dadurch ist die Bildungszeit der Niederterrasse im St. Gallener Becken ins Hochwurm zu stellen, da damals der Ennsgletscher das letzte Mal den Sattel der Buchau überwand. In diesem Fall ist somit der Zusammenhang zwischen Terrasse und Gletscherhochstand, trotz der geringen räumlichen Trennung gegeben und die Annahme einer zeitlichen und räumlichen Trennung von Endmoräne und Terrassenflur widerlegt, wie dies O. AMPFERER 1935 und I. STINY 1923 vertreten, die isostatische Ausgleichsbewegungen nach den Eisschwund für die Terrassenbildung verantwortlich machen.

3. LASSINGSENKE, PALTEN—LIESINGTAL

Mittelpleistozän

Deckenschotter

Bei Döllach, Kasses und Gatschling treten gut gewaschene und gerollte Schotter auf, die ausnahmslos Kristallingerölle enthalten, wie sie heute noch im Paltental auftreten. Nur bei Döllach ist der Einfluß der Enns durch einige Gerölle aus Kalk und Gosaukonglomerat bewiesen. Die Korngrößen schwanken von Sand- bis Faustgröße, die Lagerung ist bis auf stellenweise auftretende Kreuzschichtung waagrecht. H. P. CORNELIUS 1939, S. 38 verbindet sie mit den Schottern am Gröbminger Mitterberg und der Ramsau. Dafür spricht auch ihre Lagerung auf einer ebenen Felsunterlage hoch über der heutigen Felssohle des Enntales und des Paltentales.

Alte Talböden

Zu der Felsunterlage der Schotter bei Gatschling in ca. 710 m Höhe paßt gut als alter Talboden mit 5‰ Gefälle (s. A. PENCK 1909, S. 299) die breite Verebnungsfläche bei Dietmannsdorf in 780 m. Der Talbodenrest bei Seppbauer (910 m) stellt ein höheres Niveau dar.

Gehängebreccie

Neben der Gehängebreccie aus dem Großen Interglazial bei der Mödlinger Hütte (O. AMPFERER 1935, S. 30 f.) tritt noch ein Breccienrest

aus den Gesteinen der Grauwackenzone in der Flitzenschlucht auf. Ob sie mit ähnlichen Bildungen im Mürztal (H. P. CORNELIUS 1941, S. 169 f.) zu vergleichen ist, kann nicht gesagt werden.

Jungpleistozän

Rißmoränen

Neben den Grundmoränen der Kaiserau lagern auf der Gehängebreccie aus dem Großen Interglazial oberhalb der Mödlinger Hütte in ca. 1650 m H splitttrige, selten gerundete Schiefer, Porphyroid, Kalke und Quarzite der Grauwackenzone (O. AMPFERER 1935, S. 31 f.). Diese Gesteine können nur von E und S, und zwar nur durch einen Gletscher, über die Flitzenschlucht hierher transportiert worden sein. Es dürfte sich wohl um einen Rest einer Seitenmoräne des Rißgletschers handeln.

Würm

Neben zwei kleinen Grundmoränen bei Schindelhof und Kalcher hinterließ der Würmgletscher nur noch zwei Endmoränen bei Furth. Diese Endmoränenwälle, nur S der Palten erhalten, der innere, kleinere 10 m über der Talaue bei Hühnersberger, der andere 40 m höher bei Knötzel (800 m), stellt A. PENCK 1909, S. 230 in Anschluß an A. BÖHM v. BÖHMERSHEIM ins Würm.

An diesen Moränenwall schließt im SE eine Terrasse in 780—790 m Höhe zwischen Knötzel und Stainacher an. Durch ihr Gefälle nach NW, den Aufbau aus Schottern und Sanden der nächsten Umgebung und deren vorhandenen Klassierung und fast völlige Fehlen der Erratika des Gletschers (A. PENCK 1909, S. 230) weist sie sich als fluviatile Einschüttung der nächsten Umgebung auf den Gletscher zu aus. Dafür spricht auch, daß die Paßhöhe von Wald 40—50 m höher liegt. E Vorwald sind Feinsande und Kiese erhalten, die ebenso mit ihrem Einfallen nach WNW eine Schüttung auf den Gletscher zu anzeigen. ESE der Wasserscheide von Wald setzt oberhalb Moselsteiner in 800 m H eine Terrasse ein, die ca. 40 m über der heutigen Talsohle langsam gegenüber dieser an Höhe verlierend, bis zur Mündung der Melling zieht. Aufgebaut wird sie aus schlecht gerundeten und sortierten, groben Schottern, in die manchmal lagenweise gut bearbeiteter Kies und Sand eingelagert ist. Die Materialien sind Granite, Glimmer-, Grünschiefer und Quarzite und häufig auftretende Gerölle groben Gneises der Seckauer Alpen, die weiter im W nicht auftreten. Dadurch und durch das völlige Fehlen der Marmore, Bänderkalke von den Hängen um Vorwald und die grobe, schlecht sortierte Schüttung weist sie sich wahrscheinlich als Rest der Sanderfläche des Liesingtal-gletschers aus.

Postwürm

Im Postwürm war das Paltental ständig eisfrei. Die Talsohle ist heute mit mächtigen Schwemmkegeln besetzt. An zweien (Rohrachbach und Bärndorf) konnte Generationsbildung beobachtet werden, wobei letzterer noch eine Besonderheit zeigt. Der heute aktive Schwemmkegel, auf dem

Bärndorf steht, wird ausnahmslos von den Gesteinen des Klosterkogels und Tonek aufgebaut. Der W Bärndorf erhaltene steilere Rest eines Schwemmkegels zeigt durch seinen Gehalt von 5—10% kalkalpinem Material in den liegenden Teilen, daß eine Verbindung zur Kaiserau bestand, die noch während der Bildung durch Flankenanzapfung an den Lichtmeßbach verloren ging. Ein ähnliches Bild zeigen auch die Schotter an der Straße zur Kaiserau. Der Bach aus der Kaiserau mündet 0,5 km E des Baches bei Bärndorf und nicht mehr gemeinsam mit diesem in den Paltenbach.

4. MITTERNDORFER BECKEN

An der Mündung der Salza und des Zauchenbaches erstreckt sich ein von lokaler Grundmoräne der Nordhänge bedeckter Schwemmkegel aus dem R-W Interglazial (E. EBERS 1942). Zwischen dieser lokalen Grundmoräne und dem Schwemmkegel konnte beim Straßenbau S Mitterndorf eine 5 m mächtige Lage grober Vorstoßschotter gefunden werden. S des Zauchenbaches konnte eine Überlagerung des Schwemmkegels durch die kristallinführende Moräne des Seitenarmes des Ennsgletschers (E. EBERS 1942 S. 295 hält sie für Seitenmoränen), der das letzte Mal im Würm das Becken erreichte, festgestellt werden.

Die Auffassung dieser E-W streichenden Moränenwälle als Seitenmoränen würde ein Abfließen des Gletschers nach E bedeuten, das sich wohl in einer stärkeren Kristallinführung der Moränen um den Spechtensee ausdrücken müßte. Für einen Eisabfluß zur Zeit des Hochwürms nach W zum Traungletscher spricht die deutliche Kristallinführung der Endmoränen bei Gmunden (G. GÖTZINGER 1936, S. 101 und A. PENCK 1909, S. 212). Ein anderer Weg wäre noch zwischen Tennengebirge und Gosaukamm über den Paß Gschütt ins Gosautal und ins Trauntal. Er erscheint aber unwahrscheinlich, da die Eismassen einen wesentlich leichteren Abfluß durch das Lammertal vorfanden, außerdem ergab sich keinerlei Hinweis auf Kristallingeschiebe in diesem Gebiet in den Arbeiten von E. SPENGLER 1918, S. 54, U. WILLE 1966, und H. G. KLOIBER 1966.

Diese Verbindung dürfte nur zur Zeit des Hochwürms gegeben gewesen sein, da in den Glazialablagerungen des Trauntals zwischen Traunsee und Bad Aussee keine Kristallingeschiebe gefunden wurden (G. GÖTZINGER 1935 und 1936).

Unter diesen Voraussetzungen sind aber die kristallinführenden Moränen N „Im Stein“ nicht als Seitenmoränen, sondern als Endmoränen des sich ins Ennstal zurückziehenden Gletschers aufzufassen.

Für das Fehlen der Kristallinkomponente auf der Nordseite des Mitterndorfer Beckens gibt G. GEYER 1915, S. 192 eine Deutung, indem er schreibt:

„Die regionalen Verschiedenheiten im Auftreten von kristallinen Geschieben und Kalkgeröllen innerhalb der Mitterndorfer Senke könnten z. T. auf zeitliche Unterschiede zurückgeführt werden, indem hier vielleicht jüngere Moränen der Rückzugsstadien mit Lokalgeröllen aus dem Toten Gebirge die Ablagerungen des alten Ennsgletscherarmes verhüllte, worauf wohl A. PENCK pag. 364 der Alpen im Eiszeitalter Bd. I hingewiesen hat.“

Die Auffassung A. PENCK's und G. GEYER's trifft wahrscheinlich im Trauntal zu, insofern die Sedimente des Würmgletschers nicht überhaupt schon erodiert waren, als die Ablagerungen des Spät- und Postwürms eingeschüttet wurden.

Dieser Auffassung widerspricht E. EBERS 1942, S. 295 entschieden, indem sie sagt, daß die Lokalgletschermoränen nicht über Moränen mit Kristallingeschieben liegen. Als Erklärung für das Fehlen der Kristallinkomponenten am N und W Rand des Mitterndorfer Beckens könnte noch folgendes in Betracht gezogen werden. Bis der Ennsgletscher zur Zeit des Vorwürms derart mächtig war, daß er den Sattel zwischen Kammspitz und Grimming überschreiten konnte, sind sicher die allgemein vorrückenden Lokalgletscher von allen Seiten ins Mitterndorfer Becken eingedrungen. So wird höchstwahrscheinlich der Seitenarm des Ennsgletschers ein völlig mit Eis erfülltes Becken vorgefunden haben. Da der Seitenarm aber kaum die Kraft haben konnte, die Lokalgletscher zu verdrängen, dürfte er oberflächlich abgeflossen sein (A. PENCK 1909, S. 24), Seine Geschiebe konnten, da die Durchmischung der Eismassen auf der kurzen Strecke des Mitterndorfer Beckens nicht stark genug war, den Untergrund nicht erreichen und fehlen daher in der Grundmoräne. Wie schon erwähnt, würden die Kristallin führenden Moränen daher als Endmoränen des Gletscherarmes über den Paß Stein anzusehen sein. Dieser konnte erst zur Zeit des Eiszerfalles im Mitterndorfer Becken im Spätglazial den Boden des Beckens erreichen und seine Moränen ablagerern.

E. EBERS 1942, S. 296 beschreibt, daß die Moräne im W Beckenteil durch ihren Gehalt an Gesteinen der Hallstätter Entwicklung des Ausseer Gebietes anzeigen, daß ein Arm des Traungletschers über den Radlingpaß ins Becken vorstieß.

Zwischen Kamp und dem Durchbruchstal der Ödensee-Traun nach W liegt am N Rand des Beckens eine ca. 20 m mächtige, völlig ebene Randterrasse in ca. 800 m H. Aufgebaut wird diese von Sanden und Schottern, die steile Deltaschüttung (bis 30°) ohne bevorzugte Richtung zeigen. E. EBERS 1942, S. 297 gibt eine E-Richtung in Schottergruben bei Randler an. Aus der Schüttrichtung nach E bei Randler und der Gesteinszusammensetzung in der Randterrasse schließt E. EBERS auf eine Schüttung der Traun von W in einen Ödensee. Diese Traun würde dann nach E am Kamp vorbei — hier das heutige Trockental einschneidend — und „Durch den Stein“ zur Enns hin abfließen. Es ist nun die Frage, ob ein Fluß von der Größe der Traun in der kurzen Zeit des Spätglazials ein ca. 200 m breites und 50 m tiefes Tal in söhlig lagerndem und gut gebanktem Dachsteinkalk anlegen konnte. Demzufolge müßte die Terrasse bei einem allmählichen Tieferlegen des Seeausflusses ein deutliches W-E-Gefälle aufweisen. Außerdem ist es unverständlich, warum die Aufschüttung nicht den direkten Weg von Randler auf das Tal beim Kamp einschlug, obwohl kein Hindernis vorhanden ist, sondern halbkreisförmig den N-Rand des Beckens bevorzugte. Ihrer morphologischen Erscheinung und Lage nach wird sie besser als Kamesterrasse eines Gletschers von „Am Stein“ zur ausgehenden Würmeiszeit oder im Schlern zu deuten sein. Dafür sprechen auch die

beiden Osformen auf der Terrasse. Die Schotterzusammensetzung, die nach E. EBERS 1942 für eine Schüttung der Traun von W spräche, kann auch aus den lokalen Gegebenheiten erklärt werden.

Der Anteil an Dachsteinkalk, der die Hauptmasse der Schotter liefert, ist wohl von „Am Stein“ zu beziehen. Die Schotter der Hallstätterentwicklung stammen sicher zum größten Teil aus den Lokalmoränen der umliegenden S-Hänge und vom Randlingpaß.

Es ist durchaus möglich, daß dann noch der Abfluß des Öden-seegletschers, als der Ausgang ins Ausseer Becken noch verlegt war, nach E entwässert hat. Er benutzte dazu sicher das erwähnte, aber damals schon vorhandene Trockental beim Kamp und den Steinpaß. Dafür würde das kleine E geschüttete Delta, das E. EBERS 1942, S. 289 bei Schloß Grubegg beschreibt, sprechen. Später, und speziell als sich der Öden-seegletscher aus dem Becken zurückgezogen hatte, war der Abfluß nach W zu schon geöffnet. In das von einem See erfüllte Becken S Kainisch wurden dann Seetone eingeschüttet. Auf diesen liegt unter dem Steilabfall von „Am Stein“ ein schöner Endmoränenwall, der den Ödensee aufstaut. Diese Endmoräne wird im Vergleich mit den Endmoränen des Altausseer- und Grundl sees nach A. PENCK 1909, S. 368 ins Gschnitz zu stellen sein. Demnach wird der Gletscherstand, dem wir die Kamesterrasse bei Kainisch verdanken, wahrscheinlich ins Schlern einzuordnen sein. Noch ein Zeuge des spätglazialen Eiszerfall es ist im Mitterndorfer Becken erhalten geblieben. Ca. 200 m W der Siedlung Rödschitz beginnt ein Trockental, das ca. 50 m breit und 20 m tief in den interglazialen Schwemmkegel eingeschnitten bis Mitterndorf verläuft (A. TOLLMANN 1960, S. 124). Es verdankt seine Entstehung dem Bach von Obersdorf und dem Rödschitzbach, die wahrscheinlich durch einen Toteiskörper im Raum des heutigen Rödschitzmoores nach E abgedrängt, damals im Ortsgebiet von Mitterndorf in die Salza mündeten.

ZITIERTE LITERATUR

- AMPFERER, O.: Beiträge zur Glazialgeol. d. Enns- und Ybbstaales. — Die Eiszeit. — Bd. 1, S. 38—46, Leipzig 1924.
- AMPFERER, O.: Beiträge zur Geol. d. Umgebung v. Hieflau. — Jb. Geol. B. A., Bd. 77, S. 149—164, Wien 1927.
- AMPFERER, O.: Geol. Führer d. Gesäuseberge, Wien 1935.
- AMPFERER, O.: Geol. Karte d. Gesäuseberge, 1 : 25.000, Wien 1935.
- BISTRITSCHAN, K.: Zur Geologie d. Talfüllungen d. Mitterrennstales. — Verh. Geol. B. A., S. 232—235, Wien 1952.
- BISTRITSCHAN, K.: Die Talalluvionen d. Mitterrennstales. — Verh. Geol. B. A., S. 184—187, Wien 1956.
- BÖHM v. BÖHMERSHEIM, A.: Die alten Gletscher d. Enns u. Steyr. — Jb. Geol. R. A., Bd. 33, 2 Tf., S. 428—612, Wien 1885.
- BÖHM v. BÖHMERSHEIM, A.: Die alten Gletscher v. Mur u. Mürz. — Abh. Geogr. Ges., Bd. 3, S. 27, 6 Skiz., 1 Tf., Wien 1900.

- BRÜCKNER, E.: Das Zungenbecken d. alten Ennsgl. als Felsbecken. — Ztschr. f. Glkd., Bd VII, S. 279—280, Berlin 1913.
- CORNELIUS, H. P.: Bericht f. 1938 über Aufnahmen in d. Grauwackenzone d. Ennstales (Blätter Liezen 4952 u. Gröbming—St. Nikolai 5052). — Verh. Geol. B. A., H. 1—3, S. 35—38, Wien 1939.
- CORNELIUS, H. P.: Über die Bedingtheit d. Interglazialen Schuttumhüllungen d. Alpen. — Ber. d. R. A. f. Bodenforsch., S. 169—179, Wien 1941.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Schichtfolge u. Tektonik d. Kammspitz—Grimmingzuges (Oberdonau—Steiermark). — Ber. d. R. A. f. Bodenforschg., H. 5—8, S. 127—138, 2 Skiz., Wien 1943—44.
- CZJIZEK, J.: Berichte über d. Arbeiten d. Seetone II. — Jb. k.k. Geol. R.A., Bd. 3, H. IV, S. 62—70, Wien 1852.
- EBERL. B.: Zur Gliederung u. Zeitrechnung d. alpinen Glazials. — Z. Dt. Geol. Ges., Bd. 80, 1 Skiz., S. 107—117, Berlin 1929.
- EBERS, E.: Das Quartär im Becken v. Mitterndorf (Salzkammergut). — Jb. d. Ver. f. Landeskd. u. Heimatpfl. i. Oberdonau, Bd. 90, S. 291—301, 2 Kartenskiz., Linz 1942.
- FIRBAS, F.: Zur Waldentwicklung i. Interglazial v. Schladming a. d. Enns. — Beih. Zentralbl. Botan., Bd. 41/II, S. 295—310, Wien 1925.
- FIRBAS, F.: Über das Fagusvorkommen i. Interglazial von Wasserburg a. Inn (Oberbayern) — Veröff. Geobotan. Inst. Rübel, H. 33, Festschr. W. LÜDI, 1958 a, S. 81—90, Zürich.
- FISCHER, E. u. SPAUN, G.: Baugeol. Einsichten in den Ennsabschnitt Hieflau—Altenmarkt. — Österr. Wasserwirtsch., Jg. 17, H. 77/8, Wien 1962.
- GANSS, O.: siehe E. SPENGLER.
- GEYER, G.: Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte Weyer, 4853. — Wien 1912.
- GEYER, G.: Aus der Umgebung von Mitterndorf und Grundlsee im steir. Salzkammergut. Jb. Geol. R. A., Bd. 65, S. 177—239, 2 Tf., 2 Skiz., Wien 1915.
- GÖTZINGER, G.: Das Ausseer Mittelgebirge. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, Bd. 78, S. 227—234, 1 Tf., Wien 1935.
- GÖTZINGER, G. und SPENGLER, E.: Die Moränen des Traungletschers i. d. weiteren Umgebung von Gmunden. — Führer f. d. Quartärexkurs. i. Österreich, 1. Teil, S. 99—104, 1 Fig., Wien 1936.
- HUSEN, D. van: Ein Beitrag zur Talgeschichte d. Ennstales im Quartär. — Unveröff. Diss., phil. Fak. Univ. Wien, 165 S., 5 Blg., 33 Abb., Wien 1968.
- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. — 1 Farbkarte, 11 Blg., 872 S., Berlin 1935, Borträger.

- KLEBELSBERG, R. v.: Handbuch d. Gletscherkunde und Glazialgeologie. Bd. I u. II, 1028 S., II. Bd., 38 Abb., 1 Tf., I. Bd., 55 Skiz., Springer Verlag Wien, 1948 u. 1949.
- KLOIBER, H. G.: Unveröff. Diss., phil. Fak. Univ. Wien, 1966, Das Becken von Gosau u. sein Rahmen.
- KÜMEL, F.: siehe SPENGLER, E., 1954.
- KÜPPER, K.: Beitrag zur Geologie d. Schladminger Tauern zwischen Sattental u. Untertal. — Jb. Geol. B. A., Bd. 99, S. 201—224, Wien 1956.
- MOJSISOVICS, E. v.: Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien (auf S. 136). — 552 S., 1 geol. Karte, 30 Abb., 110 Skiz., Wien 1879.
- MORAVETZ, S.: Das Vorkommen und Gehen der eiszeitlichen Gletscher. — Petermann, Geogr. Mitt., H. 1, S. 21—29, 96. Jg., 24 Abb., 3 Tf., Wien 1952.
- MORLOT, A. v.: Einiges über die geol. Verhältnisse in der nördl. Steiermark. — Jb. d. k. k. Geol. R. A., H. 1, S. 99—124, 6 Skiz., Wien 1850.
- NAGL, H.: Glaziale Formen und Ablagerungen im Gebiet der oberen Ybbs. — Sitzungsbericht Ak. d. W., S. 35, 2 Karten im Druck. Wien 1968.
- NEUMANN, G.: siehe E. SPENGLER.
- PASCHINGER, H.: Klimamorphologische Studien im Quartär des alpinen Inntales. — Zeitschr. f. Geomorph., Bd. 1, H. 3, S. 237—270, Wien 1957.
- PENCK, A. und BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. — 1. Bd., 393 S., Leipzig 1909.
- SCHWINNER, R.: Geologisches über die Niederen Tauern. — Zeitschr. d. D.Ö.A.V., Bd. 55, S. 24—53, Innsbruck 1924.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: 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., Bd. 105, S. 65—128, Wien 1962.
- SIMONY, Fr.: Bericht über die Arbeiten der Sektion V. — Jb. k. k. Geol. R. A., Bd. I, S. 651—657, Wien 1850.
- SPAUN, G.: Das Quartär im Ennstal zwischen Hieflau und Altenmarkt. — Mitt. Ges. Geol. u. Bergbaustud., Bad. 14, S. 149—184, 3. Tf., Wien 1964.
- SPENGLER, E.: Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. — Verh. Geol. R. A., S. 130—140, Wien 1918.
- SPENGLER, E.; GANSS, O.; KÜMEL, F.; NEUMANN, G.: Geologische Karte der Dachsteingruppe, 1 : 25.000, Innsbruck 1954.
- SPENGLER, E.; GANSS, O.; KÜMEL, F.; NEUMANN, G.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Dachsteingruppe. — Wiss. A. V. H., H. 15, 3 Prof., 3 Abb., 3 Skizz., Innsbruck 1954.
- SPREITZER, H.: Der eiszeitliche Murgletscher in Steiermark und Kärnten. — Geogr. Jber. aus Österr., Bd. 28, 1959—1960, S. 1—50, 8 Tf., 1 Karte u. 1 Diagramm im Text, Wien 1961.

- STINY, J.: Die ostalpinen Eiszeit-Schotterfluren. — Cent. Bl. Min., Geol., Pal., S. 234—245, 2 Skiz., Stuttgart 1923.
- STUR, D.: Die geologischen Verhältnisse des Ennstales. — Jb. d. k. k. Geol. R. A., Ed. 4, H. 3, Wien 1853.
- TOLLMANN, A.: Die Hallstätterzone d. östl. Salzkammergutes u. ihr Rahmen. — Jb. Geol. B. A., Bd. 103, S. 37—131, 4 Tf., 4 Skiz., Wien 1960.
- USSING, N. V. und MADSEN, V.: 1897, in KLEBELSBERG, R. v., S. 286, 1949.
- VACEK, M.: Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern. — Jb. d. k. k. Geol. R. A., Bd. 34, S. 609—634, 1 Prof., Wien 1884.
- WEINBERGER, L.: Exkursion durch das österr. Salzachgletschergebiet und den Moränengürtel der Irrsee- und Atterseezweige des Traungletschers. — Verh. G. B. A., Sonderbd., D., 1 Tf., S. 7, Wien 1955.
- WILLE, U.: Stratigraphie u. Tektonik der Schichten der Oberkreide u. d. Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau. — Jb. Geol. B. A., 3 Abb., 11 Tf., Wien 1966.
- WOLSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. — Bd. I, 374 S., 136 Abb., 4 Tabl., Stuttgart 1954, Bd. II, 438 S., 125 Abb., 1 Tf., 24 Tabl., Stuttgart 1958
- ZAILER, V.: Die Entstehungsgeschichte der Moore im Flußgebiet der Enns. Zeitschr. f. Moorkultur u. Torfverwertung, Bd. 8, S. 1—83, 10 Tf., 1 Karte, Staab 1910.

QUARTÄRGEOLOGISCHE KARTE DES ENNSTALES

ZWISCHEN MANDLING-GROSZRAMING, BUCHAU-ST.GALLEN, MITTERNDORFER BECKEN, PALTENTAL, LIESINGTAL BIS KALWANG

Aufgenommen in den Jahren 1964-67 von Dirk van Husen

Tafel 5

