Jahrb. Geol. B.-A.	Band 120, Heft 1	S. 1—130	Wien, Oktober 1977

Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal

Von Dirk van Husen *)

Mit 5 Tafeln und 69 Abbildungen

Schlüsselwörter
Trauntal
Jungpleistozän
Chronologie des Spätglazial
^{14}C-Daten
Sedimentologie
Regionale Stellung

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 65—67, 95—97, 126—128

Inhalt

Seite

Zusammenfassung . . . 3
Abstract . . . 4
Einleitung . . . 5
Zur Verbreitung und Abfolge der quartären Ablagerungen im Trauntal . . 6
Praeriß . . . 6
Hangbreccie . . . 6
Kristallinreiche Schotter . . . 6
Riß . . . 7
Nördlich des Traun Sees . . . 7
Östlich des Traun Sees . . . 9
Westlich des Traun Sees . . . 10
Grasberg . . . 10
Neukirchen . . . 11
Aurachtal . . . 12
Talverlegung der Aurach . . . 13
Südende des Attersees (Feichting Eck) . . . 14
Ausseer Becken . . . 14
Spätriß . . . 15
Nördlich des Traun Sees . . . 15
Westlich des Traun Sees (Viechtau) . . . 16
Bad Ischl . . . 17
Schlußfolgerung . . . 17
Würm Vorstoßphase . . . 20
Ausseer Becken . . . 20
Bad Goisern-Weißenbachtal . . . 22
Frauenweißenbach-Offenseebach . . . 22
Langbath Tal . . . 25
Südende des Attersees . . . 26

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Dirk van Husen, Institut für Geologie, Technische Universität Wien, Karlsplatz 13, A-1010 Wien.

Seite

Schlußfolgerung 26
Würm Hochglazial 27
Westufer des Traun Sees 27
Nordufer des Traun Sees 30
Ostufer des Traun Sees 34
Aurachtal 34
Langbath Tal 35
Gimbach-Offensee-Steinbach 36
Rindbach 36
Umgebung Bad Ischl 36
Ischl Tal 37
Schwarzensee Furche 38
Eishöhe im Raum Bad Ischl 39
Mitterweißenbach 40
Gosau 40
Ausseer Becken 40
Mitterndorfer Becken 41
Dachsteinplateau 42
Schlußfolgerung 43
Würm Spätglazial 46
Erste Abschmelzphasen 46
Mitterweißenbach 46
Westufer des Traunsees 47
Trauntal südlich Ebensee 48
Schwarzensee Furche 50
Ischl Tal 51
Schlußfolgerung 52
Ischler Stand 53
Ischl Tal 53
Bad Ischl 55
Goiserer Becken 55
Ausseer Becken 55
Gosau 55
Schlußfolgerung 56
Jochwand Stand 58
Aurachtal 58
Goiserer Becken 58
Gosau 60
Hangbewegung Horn Spitze 60
Ausseer Becken 62
Mitterndorfer Becken 64
Schlußfolgerung 67
Goiserer Stand 69
Aurachtal 69
Langbath Tal 70
Gimbach 70
Gschirreck 71
Goiserer Becken 71
Hangbewegung Herndl 72
Gosau 73
Ausseer Becken 74
Mitterndorfer Becken 74
Obertraun 76
Schlußfolgerung 77

Seite
Echern Stand 79
Echern Tal 79
Miesenbach 79
Gosau 80
Schlußfolgerung 80
Taubenkar Stand 82
Nordabdachung 82
Gosaugletscher 83
Schlußfolgerung 84
Neuzeitlicher Hochstand von 1850 86
Schlußfolgerung 88
Zur zeitlichen Einordnung der Gletscherstände im Spätglazial 89
Zur Fazies der quartären Sedimente im Trauntal 92
Zielsetzung 92
Methoden 93
Moränen 94
Korngrößenverteilung 94
Geschiebeverteilung 97
Rundungsgrad 99
Schlußfolgerung 100
Oser 101
Kames 102
Feinkörnige Stauseesedimente 103
Offenseebach Tal 103
Mitterweißenbach 106
St. Agatha 107
Unter Kainisch 113
Kainisch-Öden See 114
Schlußfolgerung 114
Der Ablauf des Jungpleistozäns im Trauntal und seine Stellung im regionalen Vergleich 116
Riß 116
Würm 117
Spätglazial 120
Literatur 126

Zusammenfassung

Das Einzugsgebiet der Traun wurde erstmals in seiner Gesamtheit südlich der Riß-Endmoränen in großem Maßstab quartärgeologisch kartiert und kartenmäßig dargestellt. Dadurch war es möglich, die Entwicklung des Traungletschers während der letzten beiden Eiszeiten und besonders des Spätglazials in Ablauf, Ausdehnung und der faziellen Ausbildung seiner Sedimente besser zu erfassen.

Während des Hochglazials der Rißeiszeit konnte eine deutliche Oszillation des Traungletschers auskartiert werden. Diese führte am Ende des Ereignisses zu einem Maximalstand, der die Hochterrasse noch überfuhr. Gleiche Erscheinungen konnten schon früher an den östlich des Trauntales gelegenen Rißgletschern gefunden werden. Hinweise auf Spuren dieses Maximalstandes sind auch in der Literatur über die westlichen Vorlandgletscher enthalten, so daß dieser Ablauf am Nordrand der Alpen weiter verbreitet scheint.

Der Ablauf des Hauptvorstoßes der Würmeiszeit konnte in seiner Vorstoßphase und dem Hochglazial gut untergliedert werden, wobei sich eine gute Übereinstimmung des Ablaufes mit seinen Nachbargletschern im Westen sowie dem Draugletscher südlich des Alpenhauptkammes ergab.

Eine umfangreiche Untersuchung an den Grundmoränensedimenten beider Eiszeiten und besonders an den Grundmoränen des Würmgletschers auf Korngrößenverteilung, Herkunft und Rundung der Geschiebe wurde durchgeführt. Erste Ergebnisse zeigen deutliche Unterschiede im Aufbereitungsgrad der Grundmoräne zwischen den würmzeitlichen und den spätglazialen Gletschern. An Hand der Geschiebeverteilung war ein deutlicher Unterschied im Eisabfluß aus den Niederen Tauern durch die Kalkalpen zwischen Riß- und Würmeiszeit feststellbar, der auf die Gletscherentwicklung im Ennstal zurückgeführt wird.

Für den Zeitraum des Spätglazials konnten die Gletscherzungen der einzelnen Einzugsgebiete in ihrer jeweiligen Ausdehnung und Charakteristik rekonstruiert werden.

Durch die palynologische Untersuchung der im Trauntal entwickelten Moore und ihrer liegenden Schluffe war es möglich, die Entwicklung der Gletscherstände mit der der Vegetation in Einklang zu bringen.

Durch die ^{14}C-Datierung konnte der Ablauf des Spätglazials auch zeitlich besser erfaßt und mit den allgemein gültigen Pollenzonen korreliert werden, wodurch erstmals ein im Ablauf geschlossenes Bild entstand.

Die so in ihrer Charakteristik, der vegetationsgeschichtlichen und zeitlichen Einordnung ziemlich genau umrissenen spätglazialen Stände wurden fürs erste mit Lokalnamen belegt um eine Parallelisierung mit den klassischen spätglazialen Ständen im Tiroler Raum nicht zu präjudizieren, die nach einer zu erwartenden genaueren zeitlichen Einstufung dieser sicher möglich sein dürfte. Der Versuch einer Parallelisierung wurde auf fazieller Grundlage und soweit bereits möglich, durch die Zuordnung zu den Pollenzonen durchgeführt.

Die Untersuchungen im Trauntal ergaben, daß bereits um ca. 16000 BP die Becken unterhalb der ausgedehnten Plateaus weitgehend eisfrei geworden waren (Jochwand Stand). Der letzte kräftige Vorstoß, als die Gletscher noch einmal allgemein den Talboden erreichten, konnte mit rund 14000 BP festgelegt werden (Goiserer Stand). Um 12000 BP erreichten nur noch die Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus in einem letzten Vorstoß den Talboden (Echern Stand). In der Folge wurde auch dieses rasch bis auf die relativ kleinen Gletscher der Jüngeren Dryas eisfrei (Taubenkar Stand). Diese schmolzen dann mit Beginn des Postglazials mindestens auf die Größe der neuzeitlichen Hochstände ab.

Abstract

For the first time the whole drainage area of the Traun south of the Riß-end moraines is investigated and mapped in terms of quaternary geology. Therefore it is possible to present a systematic discription of the development of the Traun glacier during the last two glaciations, particularly the Late Glacial, as to progress, extent and facies of its sediments.

A significant oscillation of the Traun glacier during the Hochglazial of Riß is mapped. At the end of Riß it lead to a "Maximalstand" overriding the Hochterrasse. This phenomenon has already been observed east of the Trauntal. In the literature about the western Vorlandgletscher there are also references to traces of this "Maximalstand". Thus, this progress seems to be widely spread on the northern margin of the Alps.

A systematic subdivison of the main advance of Würm is presented for the Traun area. By applying this scheme either to the neighbouring glaciers in the west or to the Draugletscher in the south of the main ridge of the Alps, then the progress obtained agrees with that reported in the literature.

The till matrix from both glaciations especially that of groundmoraines of the Würm glaciers is investigated in detail by grain-size sorting and analysing origin and roundness. First results indicate clear differences in the grade of preparation of till between Würm and Late Glacial. By means of frequency distribution of pebbles a clear difference in the ice drain between Riß and Würm glaciation is found which is due to the development of the glaciers in the Ennstal.

For the time of Late Glacial the glaciers of several valleys are reconstructed with regard to their extension and dynamic develpoment.

Palynological investigations of peat and the underlying silt permit us to reconcile the develpoment of glacial stades and vegetation. By ^{14}C-datings the progress within the Late Glacial can be better classified leading to a general picture of the process.

In this paper these Late Glacial stades are called by local names instead of the classical names in Tyrol in order not to prejustice a correlation between the two. When the analog analysis in Tyrol is available such a correlation is to be expected. At present such a correlation is made only on the basis of facies and by relating to pollen zones as far as data from Tyrol are available.

Results of the investigations in the Trauntal show that the basins under the wide spread plateaus were free of ice at about 16000 BP. The last powerful advance, when the glaciers generally reached the valley floor once more was dated with about 14000 BP (Goiserer Stand). During the last advance (Echern Stand) only the glaciers from the central Dachsteinplateau came down to the valley at about 12000 BP.

In the following period this plateau also became free of ice with the exception of relative small glaciers (Younger Dryas, Taubenkar Stand). At the beginning of Postglacial time the glaciers melt off at least to the stades of 1850.

Einleitung

Die vorliegende Arbeit entstand in Anschluß an die quartärgeologische Bearbeitung der Täler von Enns und Steyr und wurde als quartärgeologische Aufnahme für die in Fertigstellung begriffene Karte 1 : 50.000, Blatt 96, Bad Ischl, Geol. B.-A., begonnen. Die räumliche (auf das ganze Einzugsgebiet der Traun) und die methodische Ausweitung wurden durch das Projekt Nr. 2267 des Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung finanziert, wofür ich meinen Dank aussprechen möchte.

Eine quartärgeologische Gesamtbearbeitung des Trauntales in Zusammenhang mit modernen Methoden schien sinnvoll, da die bisher vorliegenden, zeitlich stark gestreuten Arbeiten nur auf meist eng begrenzte Bereiche eingingen.

Dabei konnte aus den Anfängen der quartärgeologischen Betrachtungen im Trauntal auf die Arbeiten von E. v. Mojsisovics (1879) und F. Simony (1850, 1859, 1869, 1871) und besonders auf seine große Arbeit über das Dachsteinmassiv (1895) zurückgegriffen werden. Die erste zusammenfassende Beschreibung der wichtigsten Teile des Trauntales mit genauerer Gliederung der einzelnen Eiszeiten gab dann A. Penck (1909). Er baute auch die ihm bekannten Spuren des Spätglazials in sein umfassendes System ein.

In der weiteren Folge entstanden nur noch Arbeiten, die detailliertere Darstellungen kleinerer Räume gaben und deren Ergebnisse mit dem Penckschen System in Einklang gebracht wurden. Es mögen hier die wichtigsten Arbeiten in alphabetischer Reihenfolge angeführt werden:

G. Götzinger (1936, 1937, 1939, 1941), H. Kohl (1974), R. Moser (1959), K. Wiche (1949), E. Wihthum (1954), wobei die Zusammenstellung und teilweise Neubearbeitung für den Exkursionsführer der INQUA 1936 von G. Götzinger das letzte Mal einen größeren Raum zusammenhängend erfaßte.

Um über die räumliche und zeitliche Beziehung der einzelnen Gletscherstände des Spätglazials zueinander hinaus auch zu einer zeitlichen Einordnung dieser zu gelangen, wurden in Verbindung mit der quartärgeologischen Aufnahme interessante Moore palynologisch untersucht. Diese Untersuchungen der umfangreichen Moorprofile übernahm Frau Dr. I. Draxler, Geol. B.-A., der ich für die durch einen ständigen Gedankenaustausch geprägte Zusammenarbeit herzlich

danken möchte. An dieser Stelle soll aber die große Hilfe bei der Gewinnung und Präparierung der Proben durch Herrn K. BAUER, Palynologisches Labor, Geol. B.-A., nicht unerwähnt bleiben.

Die für die zeitliche Einordnung der Entwicklung der Gletscher und der Vegetation so notwendigen ^{14}C-Bestimmungen führte Herr Dr. H. FELBER am Institut für Radiumforschung und Kernphysik der Österr. Akademie der Wissenschaften äußerst zuvorkommend und mit großem Verständnis für die Probleme durch, wofür ich ihm meinen aufrichtigen Dank aussprechen möchte.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Ch. EXNER, der mit stetem Interesse den Fortschritt der Arbeit verfolgte und bei einer Exkursion wertvolle Hinweise gab.

Nicht zuletzt möchte ich die Zusammenarbeit mit den an der Aufnahme des Blattes 96, Bad Ischl, der Geol. B.-A. beteiligten Kollegen erwähnen und besonders Herrn Dr. G. SCHÄFFER, der mir bei der Beurteilung mancher wichtiger Fragen behilflich war, meinen Dank aussprechen.

Die im Text verwendeten Namen von Gehöften, Orten, Bachläufen und Bergen sind der Österreichischen Karte, 1 : 50.000, Blatt 65, 66, 67, 95, 96, 97, 126, 127, 128 entnommen und sehr oft in den beigelegten Karten und Skizzen nicht vermerkt, da sonst deren Lesbarkeit gelitten hätte.

Zur Verbreitung und Abfolge der quartären Ablagerungen im Trauntal

(Tafel 1, Quartärgeologische Karte des Einzugsgebietes der Traun südlich der Riß-Endmoränen)

Praeriss

Quartäre Sedimente, die älter als die Riß-Eiszeit sind, sind nur an zwei Stellen im Talbereich der Traun erhalten geblieben. Es sind dies Breccien am Südhang des Sarsteins und Schotter bei Bad Aussee und Bad Ischl.

H a n g b r e c c i e (Schneegraben)

Die weit verbreiteten, mächtigen Hangbreccien am Südosthang des Sarsteins stellen Reste einer zusammenhängenden Platte dar. Die grobe Breccie ist durchwegs sehr gut verfestigt und weist lagenweise durch gelbbräunlich gefärbtes Feinmaterial ein dichtes Aussehen auf.

Ihr Aussehen entspricht gänzlich den gleichen Ablagerungen an der Südseite des Dachsteins, Grimmings und Gesäuses und wird analog zu diesen am ehesten mit der in Position und Ausbildung ähnlichen Höttinger Breccie zu vergleichen sein.

K r i s t a l l i n r e i c h e S c h o t t e r

An zwei Stellen im Verlaufe des Trauntales (westlich Unter Kainisch im Ausseer Becken und südlich Siriuskogel) finden sich kleine Schottervorkommen ungewöhnlicher Zusammensetzung und unklarer stratigraphischer Stellung.

Am orographisch rechten Ufer der Traun, 500 m westlich der Bahnstation Bad Aussee sind in einem kleinen Seitengraben gut gerundete, grobe Schotter aufgeschlossen, die zu ca. 70% aus Gesteinen der Niederen Tauern (Gneis, Granitgneis, Granatglimmerschiefer, Amphibolit — teilweise granatführend, Serpentin, Grünschiefer, Phyllite) neben Karbonaten bestehen. Sie werden von den Vorstoßschottern der Würmeiszeit (Ausseer Konglomerat) überlagert und weisen eine weit fortgeschrittene Feldspatverwitterung auf.

Ein durchaus vergleichbares Vorkommen stellen die konglomerierten Schotter an der Südseite des Siriuskogels dar, die in einer Baugrube unter der Würmgrundmoräne aufgeschlossen waren. Es sind gut gerollte Karbonatschotter, die aber eine deutliche Kristallinführung aufweisen. Auch sie zeigen einen starken Verwitterungsgrad, der zu hohlen Geröllen führte.

Beide Vorkommen sind durch ihre Lage unter würmeiszeitlichen Sedimenten älter als diese. Die Verwitterung, die weiter als in den Ablagerungen der Rißeiszeit fortgeschritten ist, legt aber eine Einstufung auch vor dieser nahe. Da beide Vorkommen nur knapp über dem heutigen Talniveau liegen, das wahrscheinlich wie in den benachbarten Tälern der Enns und Steyr im Mindel/Riß Interglazial geschaffen wurde (G. SPAUN, 1974, D. VAN HUSEN, 1968, S. 75), möchte ich diese Schotter ans Ende dieser Zeitspanne vor der Rißeiszeit einordnen.

Riß *)

Die Ablagerungen des Riß wurden von der Würmeiszeit entweder verdeckt oder ausgeräumt und sind dementsprechend nur außerhalb deren Endmoränen um den Traun See zu finden. Eine Ausnahme bildete nur die Grundmoräne in Bad Aussee.

Nördlich des Traun Sees

Nördlich Pinsdorf beginnt beim Mörtbauer ein hoher Moränenwall, der in weitem Bogen bis Oberthalham zieht. Er ist durch eine breite Formung charakterisiert, die aber noch eine Zweiteilung erkennen läßt. Östlich der Traun findet dieser in den Wällen gleicher Ausbildung bei Baumgarten-Steinbichel und nur durch eine enge Abflußrinne getrennt, bei Altgschwandt seine Fortsetzung, die ein breites Ausfächern im östlichen Teil anzeigen. Im Bereich dieser Wälle fand sich in den Oberflächenaufschlüssen nur feinstoffreiches Moränenmaterial, das in seinem Kornaufbau einer gut ausgebildeten Grundmoräne entspricht (Tafel 3, Nr. 3, 5).

Die Grundmoräne führt hauptsächlich kalkalpine Geschiebe, zu denen noch Flysch und ältere quartäre Konglomerate und auffällig viele Kristallingeschiebe (3 bis 6%) kommen. Nördlich dieser Wallgruppe setzt dann die Hochterrasse an; einerseits beidseitig der Traun bei Oberthalham und Grafing in ca. 480 m Höhe, andererseits an beiden Flanken des Gletschers im Aurachtal im Westen und bei Gschwandt im Osten. Hier beginnt die Terrasse am Fuß des Flyschrückens bei Rabersberg und zieht anfangs mit etwas höherem Gefälle nach Norden, wo

*) Leider wurden in der Legende auf Tafel 1 die beiden Beschriftungen „Endmoräne des Hochstandes" und „Endmoräne des Maximalstandes" vertauscht.

sie dann bei Schwaigthal — „Nacketer Baumgarten" mit der an der Traun zur breiten Hochterrassenflur verschmilzt. Nördlich Pinsdorf beginnt die Hochterrasse beiderseits eines kleinen Moränenhügels bei Haidach in 490 m und verläuft zu beiden Seiten der Aurach anfänglich in schmalen, teilweise unterbrochenen Leisten bis zur Autobahn, nördlich der sie eine breite Hochterrassenflur bildet.

Zwischen Traun und Aurach spannt sich dann ca. 2 km nördlich des breiten Moränenwalles beim Mörtbauer noch ein scharf in der Landschaft abgezeichneter Moränenwall mit Höhen um 500 bis 510 m, der an der Flyschkuppe (Kote 555) südlich Ohlsdorf ansetzt und über Irresberg-Hafendorf bis Preinsdorf zu verfolgen ist, wo er an der Rinne der Aurach endet. Erst südlich der Dichtlmühle findet er in dem am Pinsdorfer Berg ansetzenden Moränenrücken seine Fortsetzung.

Die hohe Terrasse bei Groß Kufhaus stellt den Rest eines Talverbaues der Aurach dar, die durch diesen Moränenzug gestaut wurde. Aufgebaut wird dieser Moränenwall hier von groben, sandreichen, kaum geschichteten Schottern, die ca. 35 bis 40% nahezu ungerundete Flyschkomponenten (bis zu 50 cm ∅) enthalten. Die wesentlich besser gerundeten kalkalpinen Gerölle erreichen dagegen nur Korngrößen bis ca. 15 cm. Neben diesen fanden sich noch mehrere Kristallingerölle (Granitgneis, Amphibolit, Glimmerschiefer). Östlich der Aurach treten die Flyschkomponenten zurück, während die kalkalpinen Gerölle den Hauptanteil bilden (Tafel 3, Nr. 1, 2). Von kurzen Lücken in diesem Moränenkranz gehen kurze, steile Sanderkegel aus (Rittham, Hafendorf), die aber bereits nach 200 bis 300 m noch südlich der Autobahn auf der Hochterrasse auslaufen.

Das Gebiet zwischen den beiden Moränenzügen der Rißeiszeit ist mit Grundmoräne bedeckt, die um Edlach-Edt eine flachwellige Landschaft mit langgezogenen Drumlins bildet. Hier finden sich mitunter neben dem Moränenmaterial mit allem erratischen Material in den schon lange aufgelassenen Gruben (A. Penck, 1909, S. 206) auch heute noch Konglomerate. Der ausgedehnteste Aufschluß dieser unter der Grundmoräne befindet sich an der Wurzel des Grabens an der Fahrstraße auf halbem Weg zwischen Frauendorf-Preinsdorf.

Dieselben Konglomerate mit oft noch groben, wenig gerundeten Komponenten (A. Penck, 1909, S. 206, fand darin noch gekritzte Geschiebe) und allem erratischen Material sind aber auch im Liegenden des scharf ausgebildeten Moränenwalles aufgeschlossen. Südlich Hafendorf ist dieses Konglomerat am orographisch rechten Ufer der nordwestlich Edt ansetzenden Abflußrinne in einem alten Steinbruch unter dem Moränenwall zu sehen. Noch deutlicher ist die Überlagerung des Konglomerates mit dem leicht verschwemmten Moränenmaterial des Endmoränenwalles in der Schottergrube an der Straße von Edt nach Föding zu erkennen (Abb. 1).

In beiden Aufschlüssen reichen die Konglomerate bis in eine Höhe von 490 bis 495 m und gliedern sich dadurch gut in das allgemeine Gefälle der Hochterrasse ein, die von dem breiten Moränenwall südlich Edlach-Ehrendorf nach Norden zieht (Tafel 2, Profil 1). Demnach kann hier folgender Ablauf der rißzeitlichen Hochstände rekonstruiert werden:

Zuerst kam es zu einem längere Zeit andauernden Hochstand, der die mächtigen Moränen zwischen Mörtbauer, Oberthalham westlich und Steinbichl-Alt-

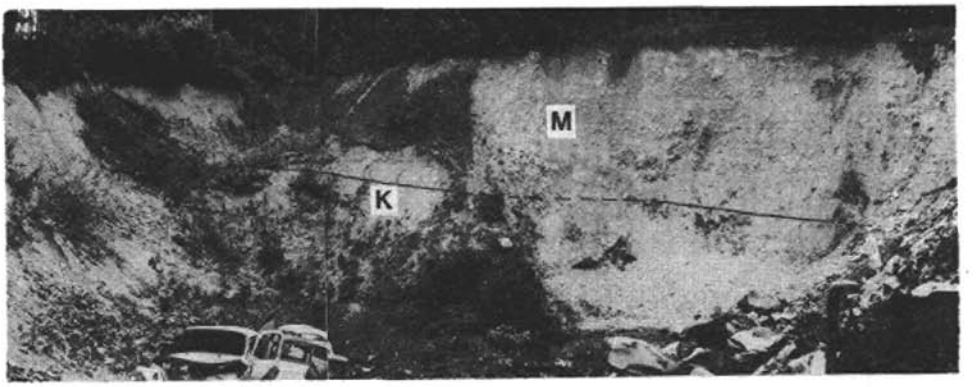


Abb. 1. Schottergrube N Edt; K = Konglomerate, M = Moräne.

gschwandt östlich der Traun aufschüttete und in dessen Vorfeld die Hochterrasse akkumuliert wurde. Danach kam es noch zu einem kurzen Maximalstand, der die Wälle des Hochstandes kurzfristig überwand (Zurundung, weitgehende Bedeckung mit Grundmoränenmaterial) und den relativ schmalen scharfen Wall 2 km weiter nördlich aufwarf. Von diesem gingen aber nur kleine Sanderkegel aus, die bald auf der Hochterrasse auslaufen. Der gleiche Ablauf konnte bereits im Gebiet des Steyr-Gletschers in der selben Deutlichkeit (D. VAN HUSEN, 1975, S. 279 f.) gefunden werden, nur daß hier der Vorstoß des Maximalstandes in den engeren Tälern (Krems, Steyr) ca. 5 km betrug.

So deutlich sich diese Abfolge und der Moränenwall des Maximalstandes westlich der Traun abzeichnen, so wenig ist östlich davon erhalten. Hier können der hohe Moränenwall beim Lemberg Gut und der recht scharfe Wall bei Gschwandt diesem Stand ebenso zugeordnet werden, wie die undeutliche Wallform bei Peiskam, die S. PREY (1949) genau beschreibt. Möglicherweise reichte der Maximalstand östlich der Traun bis an den Fuß der Mindelmoräne Laakirchen-Eisengattern, worauf die teilweise recht wellige Oberfläche der Hochterrasse (wahrscheinlich Grundmoränenbedeckung) und der unvermittelt daraus aufragende Hügel bei Kranabeth hindeuten könnten. Da es in diesem Bereich keinerlei Aufschlüsse gab, kann aber keine genauere Aussage gemacht werden.

Östlich des Traun Sees

Weiter südlich sind diese beiden Stände nur noch in kleineren unzusammenhängenden Resten erhalten geblieben. So finden sich im Tiefen Graben südlich des Traunsteins in 750 bis 780 m Höhe Stauschotter, die neben den verschiedensten Karbonaten auch nicht ausgesprochen selten Quarz und Kristallingerölle führen, wodurch sie sich neben einer stärkeren Verwitterung von dem darunter liegenden würmzeitlichen Staukörper unterschieden.

Nördlich davon, im Leinaugraben, sind östlich der Maier Alm am orographisch linken Ufer Schotter mit einigen Metern Mächtigkeit erhalten, denen Schluffbänder (kleine Quellen) zwischengeschaltet sind. Dieser Terrassenkörper geht nach Osten in einen flachen Wall über, der an einem kleinen Hügel am Südrand des Tales ansetzt und in weitem Bogen bis zum Leinau Bach verläuft. Er führt

als erratisches Material Wettersteinkalk und dunkle Mitteltriaskalke. Nördlich des Baches ist dann noch eine kurze, stark mit rezentem Schutt bedeckte Fortsetzung davon zu beobachten. Innerhalb dieses Walles liegt dann zwischen ihm und dem mitten im Tal aufragenden, langgestreckten, scharfen Wettersteinkalkrücken ein Moränenkörper, der am Rand zum Becken bei der Gemauerten Stube scharf unterschnitten ist. Diese Abfolge ist im Gegensatz zur Auffassung S. PREYS (1956), S. 221 f. als Moräne zu deuten, an die ein kurzes Stück einer Terrasse im eisfrei gebliebenen Raum zwischen dem Lokalgletscher im Weingart Tal und dem Traungletscher anschließt. Da diese Sedimente weit außerhalb der Würmmoräne (S. PREY, 1956, S. 222) liegen und außerdem eine gut entwickelte Verwitterungsdecke zeigen, sind sie der Rißeiszeit zuzuordnen.

Westlich des Traun Sees

Am westlichen Ufer des Traun Sees sind noch Reste der Riß-Eiszeit bei Neukirchen und am Grasberg erhalten, die zwei weit nach Westen ausgreifende, durch den Grasberg getrennte Gletscherzungen anzeigen.

Grasberg

Bei Oed bildet ein breiter Moränenwall die Wasserscheide zwischen Traun See und Aurach. Er besteht zu einem hohen Prozentsatz aus den meist gut bearbeiteten und gekritzten kalkalpinen Geschieben in bunter Zusammensetzung, zu denen sich noch Quarz-, Gneis-, Amphibolit-, Granatquarzit- und Grünschiefergerölle gesellen. Die Flyschkomponenten, die selten auftreten, zeigen hingegen nur geringe Bearbeitung.

Unterhalb Mindelhof ist ein NW-streichender, sehr breiter, undeutlicher Wall erhalten, der in seiner Geschiebezusammensetzung den gleichen Aufbau zeigt.

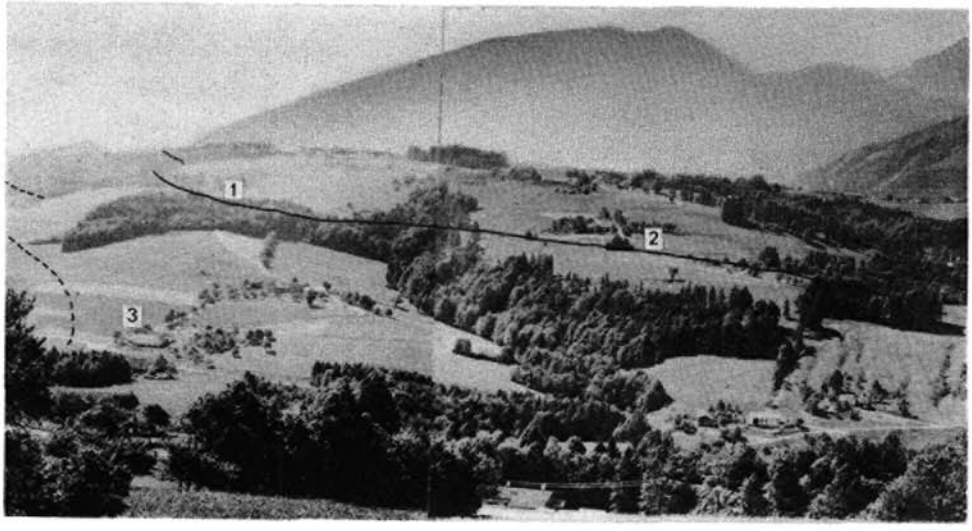


Abb. 2. Grasberg von Norden. Volle Linie: Eisrand Maximalstand, strichlierte Linie: Eisrand Hochstand, 1 = Öhlberg, 2 = Wolfsgrub, 3 = Oed.

Der Hang oberhalb dieser Moränenwälle ist dann mit Moränenmaterial bedeckt. Es finden sich in den Feldern neben Flyschbrocken viele Erratika (Quarz, Kristallin, Karbonate), die teilweise weit fortgeschrittene Verwitterungserscheinungen aufweisen. Beim Bauernhof Öhlberg verlaufen dann wieder zwei Moränenwälle, die mit deutlichem Gefälle nach Nordwesten ziehen und nach der Unterbrechung durch einen scharfen, im Flysch eingeschnittenen Graben ihre Fortsetzung in dem Wall auf dem moränenbedeckten Rücken bei Wolfsgrub finden (Abb. 2).

Am Südrand des plateauförmigen Grasberges setzt bei Lacken, westlich Kote 749, wieder ein flacher Wall an, der parallel zur Straße über Häusern bis Pollhamberg zu verfolgen ist. Auch er besteht, wie in drei Baugruben zu erkennen war, in der Mehrzahl aus kalkalpinen, meist gut gerollten, teilweise auch gekritzten Geschieben, unter denen Kristallinkomponenten nicht selten zu finden sind. Ebenso treten die weniger bearbeiteten Flyschgeschiebe zurück. Es zeichnet sich hier der Rand eines Gletschers ab, der den Grasberg (Kote 749 m) gerade nicht mehr überwand und nördlich davon in einer steilen Zunge möglicherweise noch bis gegen Reindlmühl reichte. Auf der plateauartigen Höhe des Grasberges finden sich in dem tiefen Verwitterungsboden nur noch hin und wieder Quarzgerölle, aber keine Karbonate oder Kristallingeschiebe, wie auf den Rißmoränen. Ich möchte daher annehmen, daß es sich hiebei möglicherweise um Reste der Mindelmoräne handelt (Abb. 3).

Die Moränenablagerungen des Riß am Grasberg sind stellenweise etwas konglomeriert, was früher zur Annahme einer den Grasberg bedeckenden Konglomeratplatte führte (W. JANOSCHEK, 1964, S. 205).

Neukirchen

Südwestlich Neukirchen zeichnet ein deutlicher Moränenwall (Kreuzweg) eine steile Gletscherzunge nach, die bis zur Aurach vorstieß. Sie geht nach Norden in Grundmoräne über, die den pultförmig nach Osten abfallenden Flyschrücken zwischen der Aurach und dem Becken östlich Neukirchen stellenweise bedeckt (Tafel 2, Profil 2). Diese Moränensedimente enthalten aber im Gegensatz zu denen des Grasberges einen hohen Prozentsatz an eckigem, wenig bearbeitetem Flysch, der aus dem direkten Kontakt mit der hohen steilen Flanke des Kollmannsberges stammt. An der Außenseite ist der Moränenwall mit Schottern verknüpft, die teilweise gut verfestigt sind und einerseits durch ihren Gehalt an Kalken und etwas Kristallin den Einfluß des Gletschers, andererseits durch gerollte Flyschkomponenten den der Aurach anzeigen. Im Verband mit diesen Schottern treten Seetone (W. JANOSCHEK, 1964, S. 205 f.) auf, die auf einen zeitweisen Aufstau der Aurach hindeuten.

An der Nordseite dieser Gletscherzunge kam es nicht zur Ablagerung einer Endmoräne. Hier nehmen diese Position gut verfestigte, schlecht klassierte Schotter ein, die den Rücken „In der Feichta" mit 600 m Höhe aufbauen. Sie bestehen vornehmlich aus gerundeten Karbonaten mit häufig auftretenden Kristallingeröllen, wogegen die Flyschkomponenten deutlich zurücktreten. Diese Schotter stellen eine verschwemmte Moräne der Rißeiszeit dar, wie dies bereits A. PENCK

(1909), S. 209 f., angibt. Für diese Einstufung spricht auch die oft fortgeschrittene Verwitterung (angeätzte Karbonate, kaolinisierte Feldspäte) der Gerölle.

Am Nordabfall des Kollmannsberges finden sich noch zwei Terrassen bei Weitwies und Rainwies, die neben Flyschschutt noch vereinzelt Karbonate, ganz selten Kristallin führen. Sie zeigen die gleiche, weit fortgeschrittene Verwitterung, liegen aber deutlich über dem Niveau des vorhin beschriebenen Moränenwalles (Tafel 2, Profil 2). Sie sind am ehesten mit den Moränen Polham-Lacken, Öhlberg-Wolfsgrub am Grasberg zu verbinden, die analog zur Entwicklung nördlich Gmunden dem Maximalstand zuzuordnen wären.

Die tiefer liegende Moräne (Kreuzweg) und auch die Wälle bei Oed-Miedlhof, nördlich des Grasberges, entsprächen dann dem Hochstand.

Aurachtal

Auf der leicht welligen Terrasse der „Scherrhaufenwies" zwischen Aurach und Weidenbach finden sich in der meist tiefgründigen Verwitterungsschicht immer wieder stark angewitterte kalkalpine Gerölle (Wettersteinkalke, Hauptdolomit), die teilweise beachtliche Größe erreichen und nach Westen zu an Häufigkeit stark zunehmen. Am Westende der Ebenheit, am Fuß des Hanges zum Scherrhaufeneck, liegt dann noch ein kurzer Wall in 660 bis 670 m Höhe mit SW-NE-Erstreckung, der neben Flysch- auch viele Kalkgeschiebe bis zu 0,5 m^3 führt. Erratisches Material (Kalke) finden sich auch im Tal des Weidenbaches und südlich der Aurach am Hangfuß.

Durch die Lage dieser Reste außerhalb der wesentlich deutlicheren Würmendmoränen und wegen ihrer viel stärkeren Verwitterung als diese, sind sie im Gegensatz zu W. JANOSCHEK (1964), S. 208, nicht in die Würm-, sondern in die Rißeiszeit zu stellen.

Weitere Spuren der Rißeiszeit finden sich noch im Bereich des Nd. Spielberges am Kamm zwischen Aurachtal und Ht. Langbath See. So ist an der Forststraße nordöstlich der Kote 980 m eine gut verfestigte Breccie mit teilweise auch deutlich gerundeten Komponenten und einem sandigen Zwischenmittel aufgeschlossen (W. JANOSCHEK, 1964, S. 203 f.). Durch das völlige Fehlen einer Klassierung und den hohen Anteil des sandigen Zwischenmittels erweckt sie den Eindruck einer verfestigten Moräne.

Mit ähnlichen, meist aber unverfestigten, feinstoffreichen Sedimenten ist der flache Hang des Spielberges im Süden und Südosten bedeckt. Hier gehen die Moränen dann in eine kleine ebene Schwemmfläche über, die nach Südosten von einem kleinen Wall überragt zum Lueg Sattel in einer scharfen Kante abbricht. Nach Nordwesten wird diese Moräne noch durch das grobe Wettersteinkalkblockwerk des Nd. Spielberges (G. GEYER, 1917, S. 79; W. JANOSCHEK, 1964, S. 203) begrenzt, das einen schwach ausgeprägten Wall bildet, der von der Höhe 980 m nach Nordosten verläuft.

Ich möchte dieses im Gegensatz zu beiden vorhin genannten Autoren weniger als Bergsturz sondern eher als sehr grobblockigen Seitenmoränenwall auffassen. Die quartären Sedimente des Spielberges zeigen oft eine weit fortgeschrittene Verwitterung (stark korrodierte und hohle Gerölle) und gut entwickelte Boden-

bildung, die im Vergleich mit dem tiefer liegenden, völlig frischen Würmmoränen eine Einstufung in die Rißeiszeit nahelegen.

Daraus ergibt sich, daß zur Riß-Eiszeit Eis aus dem Bereich des Ht. Langbath Sees über die Kerbe bei Kote 941 und den Lueg Sattel nach Norden abfloß ohne den Nd. Spielberg ganz zu überwältigen. Diese beiden steilen Gletscherzungen vereinigten sich dann mit dem Gletscher im Aurachtal, der mit seiner Zunge das Becken bei der Großalm und der Scherrhaufenwies noch zur Gänze erfüllte. Wie weit diese Zunge nach Osten vorstieß, kann nicht genau gesagt werden, da die von A. PENCK (1909), S. 210, beschriebenen Moränen nicht zu finden waren.

Hier fanden sich aber in einem kleinen Bachgraben nördlich der Aurach in 620 bis 625 m Höhe Konglomeratbrocken, die viele Kalkgerölle führen. Ebensolche Konglomerate waren noch vor Taufel ebenfalls am orographisch linken Hang zu beobachten. Es dürfte sich dabei aber um die sehr spärlichen (einzige Funde) Reste der Hochterrasse handeln, die dann bei Neukirchen mit dem Vichtauer Ast des Traungletschers in Verbindung trat und von diesem gestaut wurde (Staukörper südlich Neukirchen).

Talverlegung der Aurach

Durch die Abdämmung des Aurachtales durch die rißzeitliche Gletscherzunge bei Neukirchen kam es auch zur Verlegung des Laufes der Aurach aus dem prä-rißzeitlichen Abfluß nach Osten zum Traun See durch das Becken östlich Neukirchen (dieser dürfte südöstlich der Kirche von Neukirchen verlaufen) in

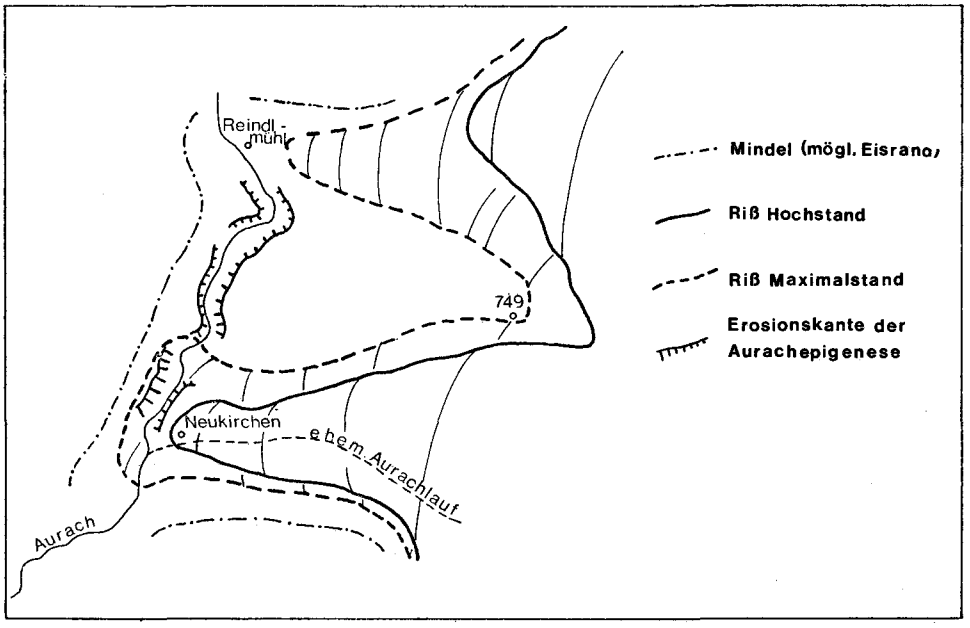


Abb. 3. Skizze zur Flußverlegung der Aurach in Beziehung zu den Gletscherzungen.

ihren heutigen nach Norden (A. PENCK, 1909, S. 210; W. JANOSCHEK, 1964, S. 205). Dabei schuf die Aurach den epigenetischen Durchbruch östlich Neukirchen. Hier und weiter nördlich zeigen noch die das scharf eingeschnittene Auracht al begleitenden Felskanten ungefähr die Höhe des ehemaligen Talbodens an. Dieser lag bei Kriegering ca. 50 m über dem heutigen Talniveau, verliert dann aber rasch an Höhe und ist sicher bis Reindlmühl-Kling zu verfolgen.

Die Anlage dieser Epigenese erfolgte erst deshalb in der Rißeiszeit, da damals die Gletscherzunge nur bis Neukirchen reichte. Sie verwehrte der Aurach zwar den Abfluß nach Osten, verschloß aber nicht den Übertritt nach Norden, wie dies bei der noch mächtigeren Mindelvereisung der Fall gewesen sein wird (Abb. 3).

Der Abfluß des Beckens bei Moos-Gassen, der in einem kurzen engen Tal nördlich Neukirchen in die Rißschotter und den unterlagernden Flysch einschneidet, wurde dann während des Zurückschmelzens des Rißgletschers aus dem Becken angelegt und diente zur Würmeiszeit und auch heute zur Entwässerung des Beckens.

Südende des Attersees (Feichting Eck)

Am Nordabfall des Feichting Ecks liegen Konglomerate mit deutlicher Deltaschüttung (020/35), die eine deutliche Terrasse in 1080 m (rund 60 m über den würmeiszeitlichenMoränen) bilden. Sie weisen eine weit fortgeschrittene Verwitterung mit veraschten Dolomiten, hohlen Geröllen und dunkelbraunem Verwitterungslehm auf, die sie deutlich von den Würmsedimenten unterscheidet. Diese Konglomerate gehören der Rißeiszeit an und zeigen die Oberfläche des Eisstromnetzes in dieser Gegend an.

Ausseer Becken

Das älteste quartäre Sediment, das im Ausseer Becken aufgeschlossen war, stellt die Rißgrundmoräne dar, die von G. GÖTZINGER (1936), S. 94, erstmals im Liegenden des „Ausseer Konglomerates" als solche beschrieben wird.

Es handelt sich dabei um eine dichte, feinstoffreiche Grundmoräne (Tafel 3, r. 32), die sich aber in ihrer Zusammensetzung von den Würmgrundmoränen des Beckens deutlich unterscheidet (s. Kapitel zur Fazies der quartären Sedimente).

Sie war beim Neubau der Krankenanstalt an der Abzweigung der Altausseer Straße von der Ischler Straße in einer großen Baugrube gut aufgeschlossen (Abb. 4).

Die Grundmoräne ist durch einen deutlichen Verwitterungshorizont von den hangenden Vorstoßschottern der Würmeiszeit (s. Kapitel Würm Vorstoßphase), dem „Ausseer Konglomerat", getrennt. Dieser Aufschluß stellt während der Kartierung den einzigen Fundpunkt einer Riß-Grundmoräne südlich des Traun Sees dar. Für eine größere Verbreitung, zumindest im Becken von Bad Aussee, spricht noch die Beschreibung dieser Moräne vom orographisch rechten Ufer der Altausseer Traun im Bereich der Ischler Straße, wie sie G. GÖTZINGER (1936), S. 94, gibt.

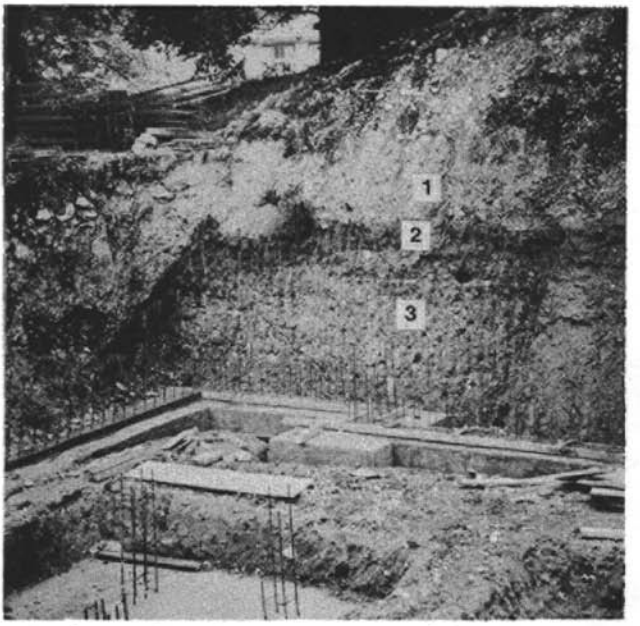


Abb. 4. Baugrube Krankenanstalt Bad Aussee. 1 = Vorstoßschotter Würm, 2 = Verwitterungshorizont, 3 = Rißgrundmoräne.

Spätriß

Die Spuren der ersten Abschmelzphasen des Rißgletschers finden sich nur im Umkreis des Traun Sees, knapp außerhalb der Würmendmoränen. Innerhalb dieser sind nur an zwei Stellen (W Traun See, Bad Ischl) kleine Reste erhalten.

Nördlich des Traun Sees

Innerhalb des Moränenwalles des Hochstandes sind nördlich Gmunden noch Terrassen und kleine Moränenwälle erhalten, die die Entwicklung während des ersten Zurückweichens der Gletscherstirn rekonstruieren lassen. Unter dem aus geschichteten Schottern aufgebauten Eisrandkörper bei Buchen erstreckt sich eine Terrasse in ca. 495 m Höhe, auf der der westliche Teil der Ortschaft Pinsdorf liegt. Sie entwickelt sich aus einer undeutlichen Kante am Fuße des Pinsdorfer Berges und zieht mit einem kaum erkennbaren Gefälle nach Westen zur Aurach. Hier ist an der Oberfläche noch eine weitläufige Vertiefung zu beobachten, die als Toteisloch gedeutet werden kann (H. KOHL, 1974, Karte).

Nördlich Pinsdorf ändert sich auf der Terrasse nach einem ganz flachen Sattel die Richtung des Gefälles, das auf einen Abfluß in einem sehr schmalen Streifen nach Nordosten entlang des hohen Moränenwalles zur Traun hin weist. Der Rand der Terrasse ist ein bis zu 10 m hoher Abfall, der aus gut verfestigten Schottern gebildet wird, die die gleiche Zusammensetzung wie die Moränen weiter nördlich aufweisen. Diese Kante ist, an zwei Stellen von niedrigen, langgestreckten Moränenhügeln überragt, bis gegen Kleinreith zu verfolgen.

Etwas tiefer ist noch eine Terrassenstufe in Pinsdorf zu beobachten, die ebenso von einem einige Meter hohen Moränenwall überragt wird. Wieder etwas tiefer erstreckt sich dann östlich Pinsdorf und Neuhofen eine breite, ebene Terrasse, die mit einem deutlichen NE-Gefälle in eine schmale Umfließungsrinne mündet, die im Süden von langgestreckten Wallformen begleitet wieder bis Kleinreith zu verfolgen ist. Die Schotter sind ebenso wie die der höheren Terrasse gut verfestigt und zeigen die gleiche Zusammensetzung.

Es bildet sich hier ein ruckweises Zurückweichen der Stirn des Rißgletschers von seinen Endmoränen ab. Damit verbunden ist aber auch eine etappenweise Entwicklung zu einem zentralen Abfluß der Schmelzwässer im Gebiet der heutigen Traun zu beobachten. Eine gleiche Entwicklung ist noch deutlicher im Raum Gmunden während der ersten Abschmelzphasen der Würmeiszeit zu beobachten.

Östlich der Traun entstand während dieser ersten Rückzugsphasen der Rißeiszeit auf der Innenseite des breiten Moränenwalles ebenso eine Terrasse aus verschwemmtem Moränenmaterial mit peripherer Abflußrinne.

Südlich der Terrasse entwickelte sich während des Eisrückzuges dann noch ein kleiner perennierender Stausee, dessen Sedimente (eben gelagerte, tonige Schluffe, Schieferkohle und Flyschschutt) bei Weinberg auch im Hangenden der Terrassenschotter zu beobachten waren, wie C. Troll (1937), S. 235 f., berichtet.

Heute schließen die neuen, etwas höher am Hang zum Flachberg angelegten Gruben der Ziegelei die gleiche Schichtfolge auf, nur daß sie hier parallel zum Gefälle des Hanges verläuft und öfter von Sandlagen mit kleinen Brocken von Flyschschutt unterbrochen wird.

Diese Bildungen der ersten Rückzugsphasen der Rißeiszeit am Nordende des Traun Sees sind dann von der Niederterrasse deutlich unterschnitten, die nördlich der Traunleiten (gegenüber dem Wasserwerk) nur eine dünne Haut über den rißzeitlichen Konglomeraten bildet. Von diesen unterscheidet sie sich einerseits durch ihren deutlich niedrigeren Gehalt an Quarz- und Kristallingeröllen, andererseits auch durch die wesentlich schwächere Verwitterung und das Fehlen einer Verkittung.

Die stärkere Verwitterung der rißzeitlichen Sedimente führt dazu, daß an der Oberfläche die im Sediment von vornherein häufigeren Quarze und widerstandsfähigeren Kristallingeschiebe selektiv angereichert sind, was ein gutes Hilfsmittel zur Trennung der Riß- von den Würmablagerungen rund um den Traun See darstellt.

Westlich des Traun Sees (Viechtau)

Im Viechtauer Becken ragt isoliert der Buchberg auf (W. Janoschek, 1964, S. 206), der von mäßig gerundeten, gut klassierten Schottern aufgebaut wird. Die Schotter sind gut konglomeriert und zeigen eine Bankung bis zu 2 m Mächtigkeit, die mit 100/20 bis 110/30 zu See hin einfällt. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um den Rest einer Eisrandterrasse des beginnenden Eiszerfalles des Rißgletschers, wie sie mit äquivalentem Aufbau auch nach der Würmeiszeit in der Umgebung des Buchberges entstand (s. Kapitel Würm-Spätglazial; W des Traun Sees).

Bad Ischl

Gegenüber der Mündung des Rettenbaches in die Traun findet sich ein kurzes Stück einer Terrasse aus gut verfestigten, groben, rein fluviatilen Schottern. Sie weist eine wellige, mit Grundmoräne bedeckte Oberfläche auf.

Ein ähnliches kleines Schottervorkommen tritt noch am Elisabethweg WNW des Kalvarienberges auf.

Beide Vorkommen sind durch ihre Lage unter würmzeitlichen Sedimenten und den gleichen schwachen Verwitterungsgrad (Karbonate, vor allem Dolomit, sind oberflächlich angeätzt) gut vergleichbar. Es dürfte sich bei diesen isolierten Vorkommen am wahrscheinlichsten um Reste von Terrassenschottern der ausgehenden Rißeiszeit handeln, wie sie aus vielen Tälern der Alpen innerhalb der Endmoränen auch in größerer Verbreitung bekannt sind. In den benachbarten Tälern der Enns und Steyr (G. SPAUN, 1964, D. VAN HUSEN, 1968, 1975) konnten sie zu einer mit einem jüngeren Stand des Rißgletschers verknüpften Terrasse verbunden werden.

Eine derartige spätrißzeitliche Terrassenbildung ist im Trauntal ebenso wahrscheinlich, aber an Hand der geringen Reste nicht nachweisbar.

Schlußfolgerung

In der Entwicklung des Rißgletschers des Trauntales zeichnen sich zwei deutliche Phasen ab. In der ersten erfüllte der Gletscher das Becken des Traun Sees bis in eine Höhe von rund 650 m, drang bis zur Aurach bei Neukirchen und zwischen Grasberg und Gmundnerberg bis Oed vor, wo seine Endmoräne den Sattel bildet. Nördlich des Sees lagerte er die mächtigen, mehrgliedrigen Moränen ab, die sich vom Pinsdorfer Berg im Westen im weiten Bogen bis Baumgarten im Osten erstrecken und sich an die Flyschaufragung südlich Ohlsdorf (Kote 555) anlehnen.

Von diesem Moränenzug, der dem als Hochstand bezeichneten Gletscherstand entspricht, geht die Hochterrasse in drei Strängen im Bereich der Aurach, der heutigen Traun und östlich Gschwandt aus, die sich weiter im Norden zur breiten Hochterrasse des Trauntales vereinigen. Ebenso ist die westliche Zunge bei Neukirchen mit Schottern in der Stellung der Hochterrasse verknüpft, die um „In Feichta" erhalten sind.

Diese Gletscherzunge verlegte der Aurach ihre ursprüngliche Rinne südöstlich Neukirchen und damit den Weg über das Becken östlich Neukirchen zum Traun See, wie dies A. PENCK (1909), S. 210, beschreibt. Dadurch war die Aurach zur Anlage des epigenetischen Durchbruches westlich Neukirchen gezwungen. Durch die plötzlich stark erhöhte Wasserführung kam es in dem kleinen vorhandenen Gerinne zur Anlage eines tief eingeschnittenen Durchbruchstales, dessen scharfe Felsterrassen den ehemaligen Verlauf des Talbodens mit rasch fallender Höhe bis über Reindlmühl hinaus anzeigen.

Die Endmoränen des Hochstandes wurden in der weiteren Folge vom Gletscher überfahren, der in einem kurzfristigen Maximalstand noch 2 km weiter nach Norden vorstieß. Dabei wurden die Endmoränen des Hochstandes und die

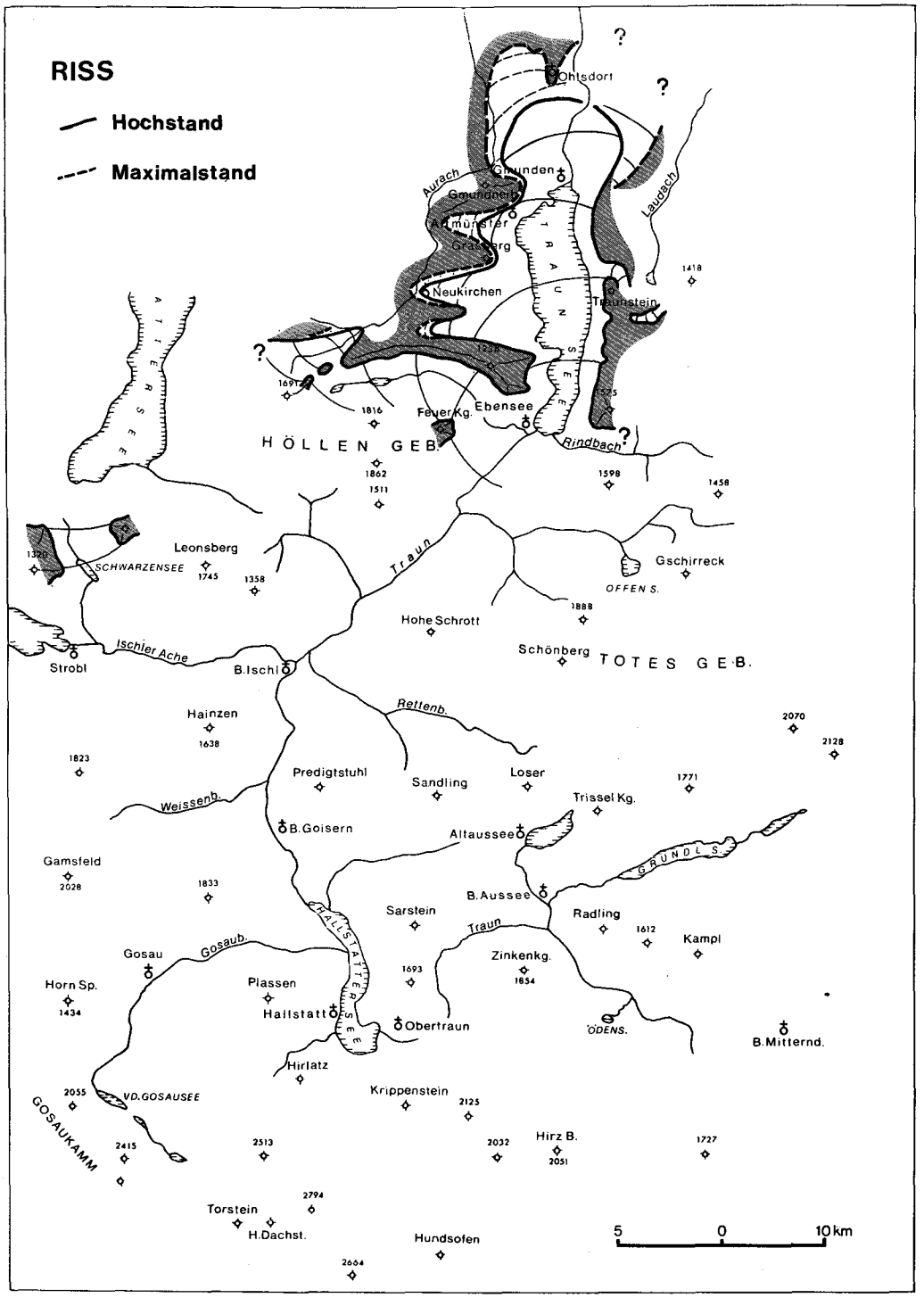

RISS
Hochstand
Maximalstand
Ohlsdorf
Gmunden
Gmundnerb.
Altmünster
Grasberg
Neukirchen
Traunstein
Aurach
Laudach
TRAUNSEE
ATTERSEE
Feuer Kg.
Ebensee
Rindbach
HÖLLEN GEB.
Leonsberg
SCHWARZENSEE
Traun
Gschirreck
OFFEN S.
Hohe Schrott
Schönberg
TOTES GEB.
Strobl
Ischler Ache
B.Ischl
Rettenb.
Hainzen
Predigtstuhl
Sandling
Loser
Trissel Kg.
Weissenb.
B.Goisern
Altaussee
GRUNDL S.
Gamsfeld
B.Aussee
Sarstein
Radling
Kampl
Gosau
Gosaub.
HALLSTATTERSEE
Zinkenkg.
Horn Sp.
Plassen
Hallstatt
Obertraun
ÖDENS.
B.Mitternd.
Hirlatz
VD.GOSAUSEE
Krippenstein
GOSAUKAMM
Hirz B.
Torstein
H.Dachst.
Hundsofen
5 0 10 km

Abb. 5.

anschließende Hochterrasse überformt und mit Grundmoränenmaterial bedeckt. Der westliche Lappen der aufgefächerten Gletscherzunge warf die in der Landschaft scharf hervortretenden Endmoränen der Dichtelmühle (hier kam es durch die kurzfristige Absperrung des Aurachtales zur Aufschüttung der mächtigen Terrasse bei Groß Kufhaus) und zwischen Preinsdorf und Ohlsdorf auf, die weitgehend erhalten sind.

Dieser Endmoränenkranz liegt wie in den Schottergruben südlich und nördlich Edt (Abb. 1, Taf. 2, Prof. 1) zu sehen ist, auf den konglomerierten Hochterrassenschottern auf, mit denen er noch durch steile Sanderkegel verknüpft ist. Der östliche Lappen der durch den Hügel (Kote 555) südlich Ohlsdorf zweigeteilten Gletscherzunge wird nur durch eine Moräne bei Peiskam und die scharfen Moränen beim Lemberg Gut und Gschwandt markiert.

Dazwischen kann keine Aussage über seine Erstreckung gemacht werden. Er bedeckte noch große Teile der Hochterrasse, deren unruhige Oberfläche auf eine Überarbeitung und teilweise Moränenbedeckung hinweist.

Von diesem Gletscherlappen stammen auch die Moränensedimente, die die oberflächlich stark verwitterten mindelzeitlichen Moränen und Staubeckensedimente östlich Peiskam überlagern, wie dies S. PREY (1949) genau beschreibt. Dieser Lappen wird dann wahrscheinlich nach Nordosten flach auslaufend bis gegen den Fuß des mächtigen Endmoränenwalles der Mindelzeit (Laakirchen—Eisengattern) gereicht haben.

Eine von einem abschließenden Vorstoß überfahrene Hochterrasse konnte bereits (D. VAN HUSEN, 1968, S. 275 f.) im Flußgebiet der Enns südöstlich von Weyer festgestellt werden, was durchaus der Situation des Maximalstandes entsprechen kann, wenn auch keine Moränen des Hochstandes erhalten sind.

Die Zweiteilung der Endmoränen mit ihrem klar rekonstruierbaren Ablauf konnte das erste Mal für das Steyrtal (D. VAN HUSEN, 1975, S. 278 ff.) beschrieben werden, und ist auf eine kräftige Oszillation des hochrißzeitlichen Eisstromnetzes zurückzuführen, die sich auch in anderen Tälern am Nordrand der Alpen auswirkte (s. Kapitel, Der Ablauf des Jungpleistozäns . . .).

Dieser Maximalstand war mit einer Zunahme der Eismächtigkeit von annähernd 100 m im Gebiet des Traun Sees verbunden, die sich am Grasberg deutlich abzeichnet. Hier zeigen die Moränen am Süd- und Nordhang zwei Gletscherzungen an, deren nördliche als steiler Hängegletscher bis gegen Reindlmühl gereicht haben wird (Abb. 3). An der südlichen Zunge zeigen die Moränen bei Häusern und die hohen Eisrandkörper südlich Neukirchen eine Erstreckung an, die zu einer kurzfristigen Abdämmung des Aurachtales führte (Tafel 2, Profil 2).

Der Lokalgletscher des Aurachtales erfüllte während seines größten Standes noch zur Gänze das Becken um die Großalm und hatte über die Sättel östlich und westlich des Spielberges mit dem Gletscher des Langbath Tales und dadurch mit dem Eisstromnetz des Trauntales Kontakt (Abb. 5). Dieses dürfte nur im Zungenbereich eine wesentlich größere Mächtigkeit (ca. 120 bis 150 m) als das der Würmvereisung besessen haben. Nach Süden verringerte sich der Abstand rasch, wie der Höhenunterschied von ca. 60 m am Nordhang des Feichtig Ecks südlich des Attersees anzeigt.

Würm Vorstoßphase

Deutliche Spuren aus der Aufbauphase des Eisstromnetzes sind im Ausseer Becken, Weißenbach Tal, Offenseebach Tal und im Langbath Tal erhalten. Sie zeigen das langsame Vorrücken des Traungletschers an, der von Süden nach Norden fortschreitend die Nebentäler blockierte.

Ausseer Becken

Über der leicht welligen Oberfläche der Rißgrundmoräne (Tafel 2, Profil 8) folgen grobe, mäßig gerundete Schotter, die stellenweise gut ausgebildete Talrandverkittung zeigen („Ausseer Konglomerat", G. GÖTZINGER, 1936, S. 94). Unmittelbar im Liegenden des Konglomerates (Abb. 4) war in der Baugrube der Krankenanstalt eine deutliche Verwitterungszone an der Oberfläche der Moräne zu sehen (Abb. 6).

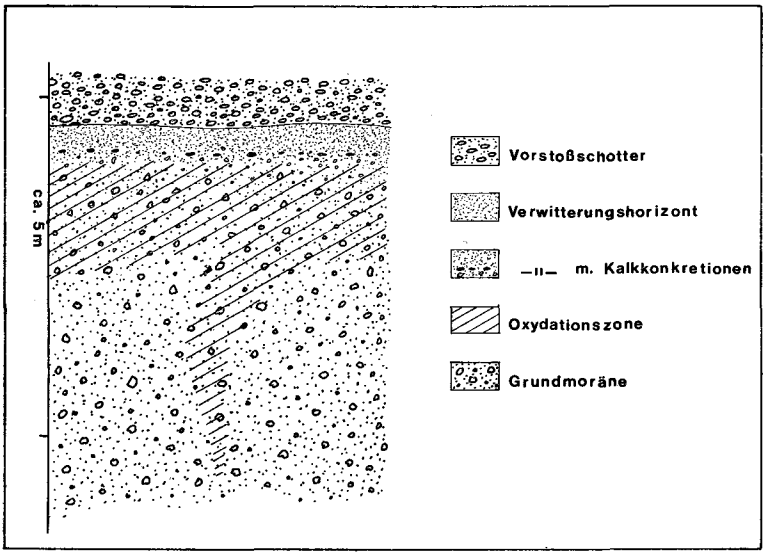


Abb. 6. Verwitterungshorizont auf Rißgrundmoräne.

Die obersten 20 cm bildet ein fast völlig entkalkter, sandiger Horizont, in dem nur die nicht karbonatischen Bestandteile der Moräne erhalten geblieben sind (vgl. Kapitel Ausbildung der Sedimente). Die Glimmer zeigen bereits häufig eine fortgeschrittene Verwitterung (Verfärbung nach gelbbraun).

Dieser Horizont ist durch die Lage auf einem breiten Rücken wahrscheinlich stark reduziert. Er ist durch einen ca. 5 cm mächtigen Übergangshorizont, in dem sich kleine Kalkkonkretionen finden, von einer rund 2 m mächtigen Oxydationszone im Grundmoränenmaterial getrennt. Diese lagert der unverwitterten Grundmoräne auf, in die sie aber an Klüften noch einige Meter eindringt.

Das „Ausseer Konglomerat" setzt im Tal der Altausseer Traun ab Wald, an der Grundlseer Traun ab der Kote 686 mit geringer Mächtigkeit ein, die dann rasch auf ca. 20 m zunimmt (Abb. 7).

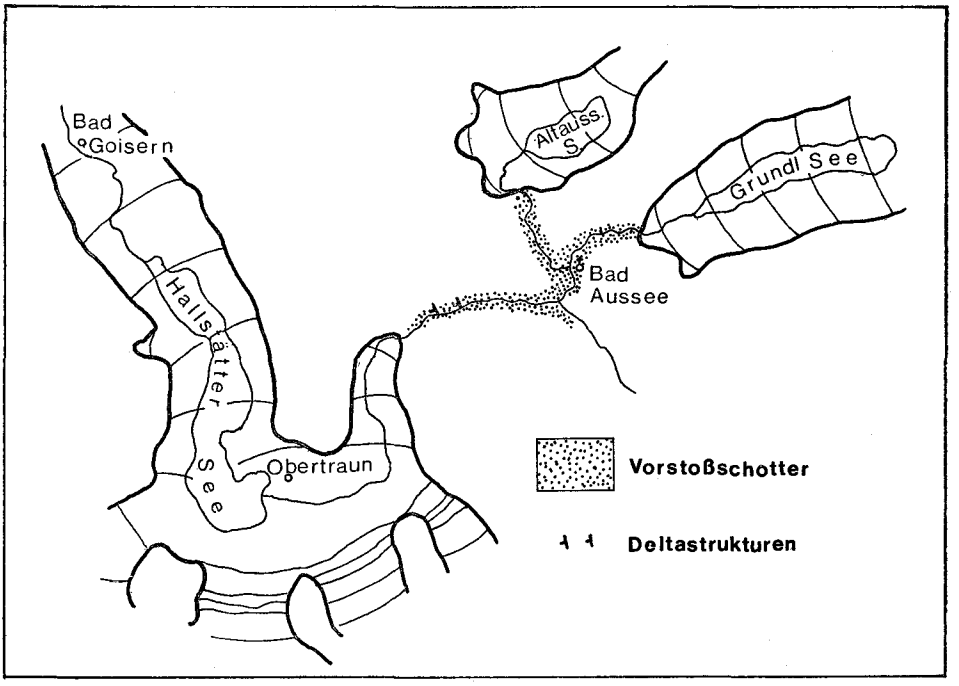


Abb. 7. Ausdehnung der Gletscher zu Beginn der Sedimentation der Vorstoßschotter.

Es ist dann nur mit kurzen Unterbrechungen bis zum Zusammenfluß beider Flüsse zu verfolgen. Von hier an begleitet es die Traun erst beidseitig, später dann am orographisch rechten Ufer fast durchlaufend bis zum Beginn des schluchtartig eingeschnittenen Koppentales.

Die groben, sandreichen und meist schlecht sortierten, rein kalkalpinen Schotter aus dem Einzugsgebiet der beiden Täler zeigen an der Wurzel der Ablagerungen eher schlechte Rundung, die aber flußabwärts bald zunimmt. Zum Hangenden, besonders in den obersten Lagen, ist aber wieder eine Abnahme der Rundung, meist in Verbindung mit einer Zunahme der Korngröße zu beobachten. Die Schotter gehen dann oft nur mit einem kurzen Übergang in die Grundmoräne über, von der sie im ganzen Bereich des Ausseer Beckens überlagert werden (Tafel 2, Profil 7, 8, 9).

Die Schotter, die durch eine deutliche Verwitterungsschicht von der liegenden Rißgrundmoräne getrennt sind, in die hangende aber übergehen, sind demnach besser als Vorstoßschotter der Würmeiszeit anzusehen und nicht ins Riß/Würm Interglazial zu stellen, wie dies G. GÖTZINGER (1936), S. 94, meinte. Sie werden vor den beiden vom Toten Gebirge vorrückenden Gletscherzungen (Altausseer See, Grundl See) in das prä-würme Relief eingeschüttet und unmittelbar darauffolgend vom Gletscher überfahren.

Im Bereich südlich der Ortschaft Sarstein sind in den Schottern lagenweise Deltaschüttungen zu sehen, die auf eine zeitweise Verlegung des Koppentales

hinweisen. Dies könnte durchaus durch den zu dieser Zeit bereits mächtigeren Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus erfolgt sein, der bereits ins untere Koppental eindrang (s. Kapitel Goiserer Stand, Abb. 38).

Bad Goisern — Weißenbach Tal

Im mittleren Teil des Weißenbach Tales finden sich unterhalb der Chorinsky Klause ca. 15 m mächtige, stark sandige Schluffe. Es sind söhlig gelagerte, meist einige cm mächtige Schichten, die mit Sand- und Schotterlagen wechsellagern und knapp mehr als 50% des Sedimentes ausmachen. Ähnliche Sedimente, nur in geringerer Verbreitung, finden sich noch unterhalb der Dürrenstube und im Schwarzenbach in einer Höhe um 600 m. Überlagert werden sie dann von dicht gelagerter Grundmoräne des Gletschers im Weißenbach Tal.

Die freien Sedimente wurden im Vorfeld des Lokalgletschers abgelagert, als der Talausgang bereits vom Gletscher des Trauntales blockiert war und dadurch ein Rückstau entstand. Diese Situation führte zu kurzlebigen Stauseen, die mit Schluff und Sand erfüllt wurden (s. Kapitel Ausbildung der Sedimente, Offensee).

Für ein früheres Eindringen der Gletscherzunge des zentralen Dachsteinplateaus gegenüber den Lokalgletschern ins Becken von Bad Goisern spricht auch die Verteilung der Geschiebe in den Grundmoränen. So fehlen in der Würmgrundmoräne am Manegg (Taf. 3 Nr. 33) noch fast gänzlich die Geschiebe der Gosau. Sie finden sich ebenso wie die der Gesteine aus dem Bereich der Pötschenfurche (Pedata Schichten) erst am Nordrand des Beckens. Das ist darauf zurückzuführen, daß der Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus zuerst das Tal erfüllte, bevor Eis die Pötschenhöhe überwand oder die lokalen Gletscher dieses erreichen konnten.

Frauenweißenbach — Offenseebach

In den weit verzweigten Tälern des Gimbaches und des Offenseebaches, die vereinigt als Frauenweißenbach in die Traun münden, ist der Aufbau des Eisstromnetzes an den Lokalgletschern in ihrem Verhältnis zum Trauntal gut ablesbar.

Ab dem Heinitz Graben wird der Frauenweißenbach am südlichen Ufer von einer rasch bis 530 m Höhe ansteigenden Terrasse begleitet. Ab der Mündung des Offenseebaches erstreckt sich die Terrasse dann beidseitig bis knapp südlich der Kote 504.

In mehreren Bachgräben war jeweils die gleiche Abfolge zu beobachten (Abb. 8).

Im Liegenden treten teilweise warvig geschichtete Schluffe auf, die stark mit fast durchwegs unbearbeitetem Hauptdolomitschutt durchsetzt sind. Zum Hangenden hin geht diese Sedimentation dann nach einem kurzen Übergang, in dem auch bereits bearbeitete Dachsteinkalke nicht selten sind, in Grundmoräne mit gut bearbeiteten und häufig gekritzten Geschieben über. Diese kleidet das Tal im Niveau der Terrasse und dem anschließenden Hangfuß aus, wo sie allmählich in Hangschutt übergeht.

Diese Terrasse zeigt an, daß während des Vorrückens des Gletschers aus dem Einzugsgebiet des Gim- und Schwarzenbaches bereits der Traungletscher in das untere Frauenweißenbach Tal eindrang. Zwischen diesen Gletscherzungen kam es

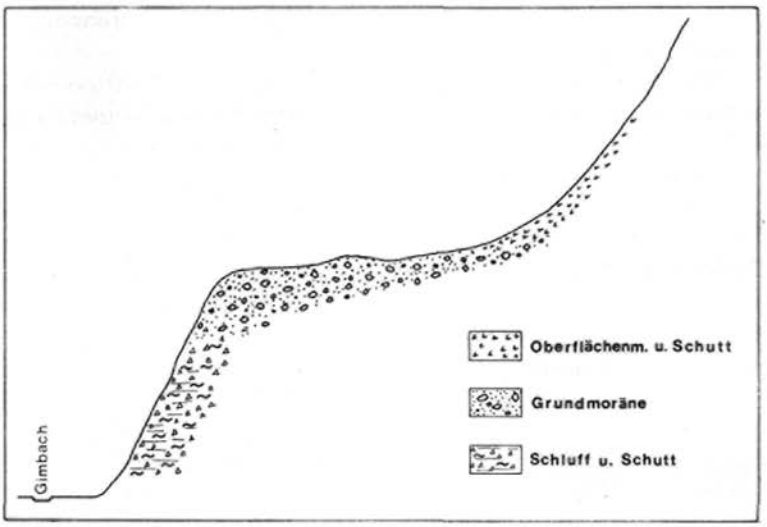


Abb. 8. Schematische Skizze der quartären Sedimentabfolge im Gimbachtal.

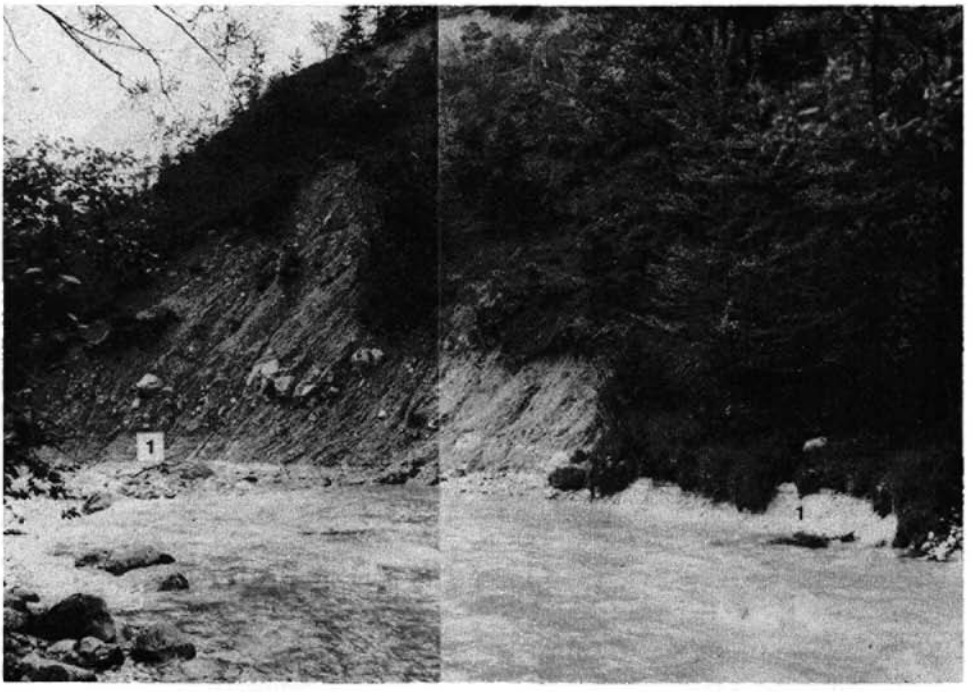


Abb. 9. Von Moräne überlagerter Schluff (Bachhütten Alm). 1 = Schluff.

zur Ablagerung der schluffreichen Sedimente, die nach der Vereinigung beider mit Grundmoräne bedeckt wurden.

Das Eis überwand in der Folge die Mündungsstufe des Offenseebaches und drang bis gegen die Bachhütten Alm vor. Dadurch kam es in diesem Raum zur Ausbildung eines Stausees. In diesem lagerten sich Schluffe ab (Tafel 2, Profil 3), die nur selten von Feinsandlagen unterbrochen werden. Die bis zu 15 cm dicken, in sich wenig geschichteten Schluffpakete (s. Kapitel Ausbildung der Sedimente) zeigen eine ruhige Sedimentation mit sehr hohem Angebot an Gletschertrübe an. Überlagert werden sie dann von sehr grobblockiger Moräne, die in ihrer Zusammensetzung der des Gimbaches entspricht (Abb. 9).

Diese Moräne erfüllt das Tal bis westlich der Kote 598 m. Östlich davon folgt wieder eine 40 bis 50 m mächtige Schichtfolge eben gelagerter Schluffe, die nach Osten bis über das Sägewerk zu verfolgen ist (Tafel 2, Profil 3). In dieser fanden sich neben mächtigen, in sich weitgehend ungeschichteten Schlufflagen auch einige, die eine deutliche Wechsellagerung dünklerer und hellerer Schichten aufweisen, die möglicherweise als Jahresschichten gedeutet werden können. In den dünkleren Lagen konnten in der Hauptsache Pollen von Gräsern und vorwiegend kälteliebenden Kräutern (*Artemisia* 15%, *Helianthemum* 3%, *Selaginella* 4%, *Chenopodiaceae* 5%, *Thalictrum* 1%) neben *Pinus* 25 bis 30%, *Betula* 6% und *Salix* 1% gefunden werden. Dieses Pollenspektrum zeigt eine offene, karge Vegetation um den See an. In den hellen Schichten fanden sich in der gleichen Schluffmenge so gut wie keine Pollen, was auf eine wesentlich höhere Sedimentationsgeschwindigkeit hindeutet (s. Kapitel Ausbildung der Sedimente).

Diese Schluffe wurden in einem kleinen See abgelagert, der zwischen zwei kurzfristig stationären Gletscherzungen entstand (Abb. 10).

Im Bereich östlich der Säge wurden die hier geringer mächtigen Schluffe von schlecht gerundetem, feinkörnigem Hangschutt bedeckt, der am orographisch

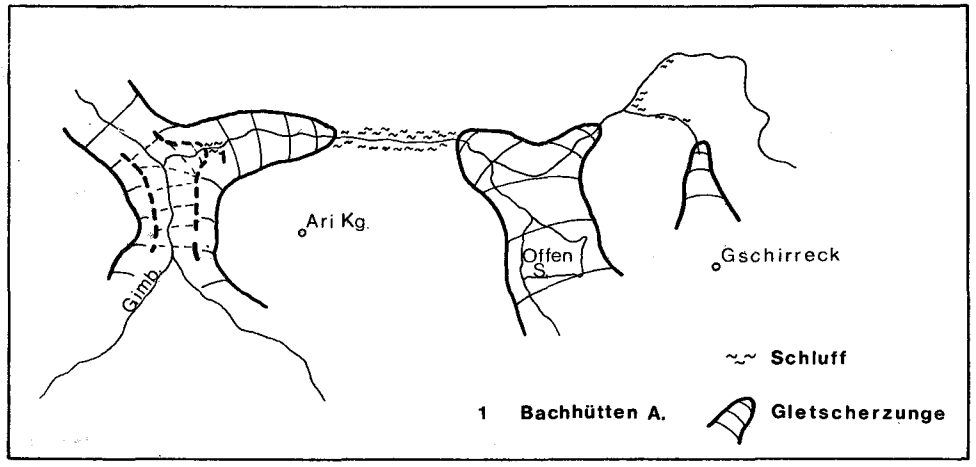


Abb. 10. Skizze zur Ausdehnung der Gletscher während der Sedimentation der Schluffe im Offenseebach Tal.

rechten Hang des Offenseebaches eine steile Deltaschüttung nach Osten (130/35) zeigt.

Die beschriebene Schichtfolge, die A. PENCK (1909), S. 237, erwähnt, wird in ihrer gesamten Ausdehnung von Grundmoräne bedeckt, die auch die Hänge auskleidet.

Im Osten wurde der See vom Gletscher des Offensees begrenzt, der das heute von riesigen Schwemmkegeln besetzte Becken bis zu seinem Nordrand erfüllte. Dieser wiederum drang nach Osten in das noch unvergletscherte Tal des Griesenbeck Backes bis gegen die Mündung des Grubenbaches (Kote 681 m) vor. Der dadurch verursachte Rückstau führte am Steinbach und Grubenbach ebenso zur Ausbildung eben geschichteter, sandiger Schluffe von einigen Metern Mächtigkeit, die heute noch an den schattseitigen Hängen erhalten sind. Zu dieser Zeit dürfte das kleine, heute auch mit mächtigen Schwemmkegeln erfüllte Becken nördlich des Gschirreck bis zur Grubenstube bereits mit Eis erfüllt gewesen sein (Abb. 10).

Langbath Tal

Im Langbath Tal kam es durch das Eindringen des Traungletschers zu einer ähnlichen Situation wie im Bereich des Offenseebach Tales (Abb. 11).

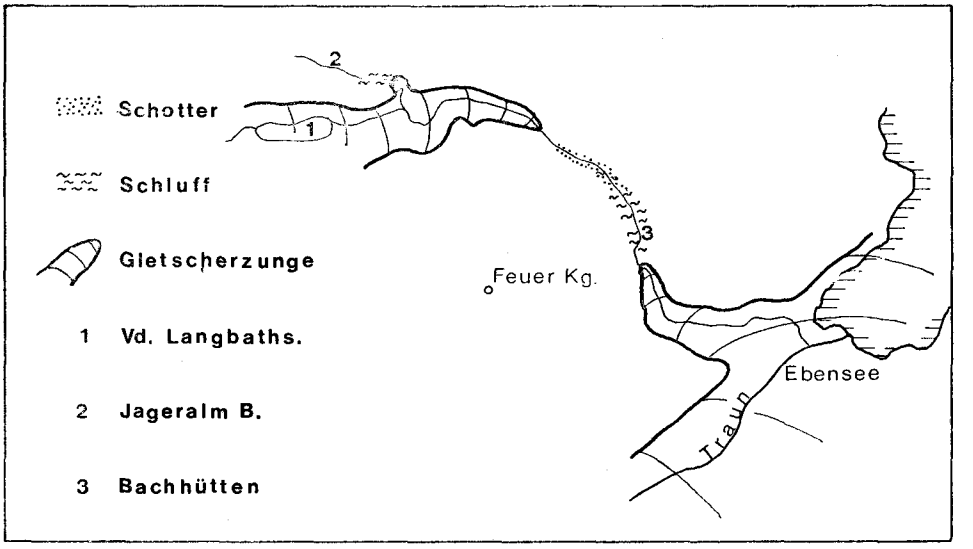


Abb. 11. Skizze zur Ausdehnung der Gletscher während der Sedimentation der Schluffe im Langbath Tal.

In dem steilen, eng eingeschnittenen Bereich des Langbath Tales beginnt unter den Bachhütten eine schmale Terrasse ca. 50 m über dem Talboden, die am orographisch rechten Ufer bis gegen den Salcher Graben zu verfolgen ist (G. GÖTZINGER, 1941, S. 17). Sie und ihre äquivalenten kleinen Reste am linken Ufer zeigen einen charakteristischen Aufbau.

Die liegenden Anteile, speziell im Bereich der Bachhütten und am Ausgang des Fahrnau Grabens, werden von teilweise undeutlich geschichteten, eben gela-

gerten Schluffen aufgebaut, die von Feinsandlagen unterbrochen werden. In den Schluffen finden sich öfter Schuttstücke und auch gekritzte Geschiebe. In den Schluffen fanden sich auch in einigen Lagen wieder Pollen von Kräutern (*Artemisia* 11%, *Helianthemum* 6%, *Chenopodiaceae* 2%, *Selaginella* 2%) neben solchen von *Pinus* 24% und *Betula* 20%. Sie zeigen eine sehr schüttere Vegetation in diesem Gebiet zur Zeit der Sedimentation an.

Im Hangenden wird diese Schichtfolge ohne scharfen Übergang von Grundmoräne bedeckt, die in der Hauptsache Wettersteinkalk, Hauptdolomit und dunkelgraue, mergelige Kalke der Nordseite des Langbath Tales führt. Talaufwärts treten die reinen Schluffe bald zurück und werden von sehr schluffreichem Schutt und Schottern im Liegenden der Moräne abgelöst. Die Moräne wird dann noch über längere Strecken von einer meist mehrere Meter mächtigen, konglomerierten Schicht von Hangschutt und Schottern des Langbath Baches bedeckt.

Die Talweitung westlich W. H. Kreh ist, abgesehen von der Moränenbedeckung am Ausgang des Dürrengrabens, frei von Moränen.

Im Tal des Jageralm Baches finden sich knapp vor dem Ausgang ins Haupttal wieder eben gelagerte Schluffe mit feinsandigen Zwischenlagen mit einigen Metern Mächtigkeit. Bedeckt wird diese Schichtfolge von Grundmoräne, die durch ihren deutlichen Gehalt an Wettersteinkalkgeschieben den Einfluß des Langbath-Gletschers erkennen läßt. Die Moräne ist im Jageralm Bach zu beiden Seiten bis zur Jageralm zu verfolgen, wo sie dann von Hangschutt bedeckt ist (Abb. 11).

Die Bildung dieser Schichtfolge ist nur so zu erklären, daß der Gletscher des Langbath Tales die Talweitung beim W. H. Kreh bis in eine Höhe von ca. 700 m erfüllte und den Jageralm Graben für einige Zeit abriegelte. Dieser Gletscher reichte im Langbath Tal wahrscheinlich bis in den Raum des Salcher Grabens. In seinem Vorfeld kamen dann die schluffreichen Schotter und letztlich in einem Stausee auch die Schluffe bei den Bachhütten zur Ablagerung. Als Staukörper kommt aber hier nur der Traungletscher in Frage, der ins Langbath Tal eindrang.

Südende des Attersees

Der Graben nördlich Weiteben ist mit sandigen, eben gelagerten Schluffen erfüllt, die mit groben Sand- und Kieslagen wechsellagern. Bedeckt wird diese Abfolge dann von Grundmoräne.

Diese Ablagerung stellt die Auffüllung eines kleinen Staubereiches zwischen dem Lokalgletscher der Schafbergnordseite (Eisenauer Alm) und dem Gletscher in der Schwarzenseefurche dar, bevor auch am Südende des Attersees das Eisstromnetz sich voll entwickelte.

Schlußfolgerung

Aus der Zeit der beginnenden Würmvereisung sind im Trauntal nur Spuren im Becken von Bad Aussee erhalten. Hier liegen über die Rißgrundmoräne, von dieser durch eine deutliche Verwitterungsschicht getrennt, grobe, teils fluviatile Schotter, die zum Hangenden zunehmend schwache Rundung und einen Übergang in die hangende Grundmoräne zeigen. Sie stellen die Vorstoßschotter der Würmeiszeit dar. Sie wurden von A. Penck (1909) in die Achenschwankung und von G. Götzinger (1936) ins Riß/Würm Interglazial gestellt.

Ihre Verbreitung zeigt an, daß ihre Bildung im Vorfeld der beiden Gletscherzungen des Toten Gebirges (Altauseer See, Grundl See) einsetzte, als diese ca. die Größe des spätglazialen Goiserer Standes erreicht hatten (vgl. Abb. 38, Goiserer Stand). Die auch damals bereits mächtiger entwickelte Gletscherzunge des zentralen Dachsteinplateaus führte zu den Deltastrukturen am Beginn des Koppentales.

Während des weiteren Vorrückens erfüllte diese Gletscherzunge das Becken von Bad Goisern und riegelte den Ausgang des Weißenbaches ab. In den durch diese Situation entstandenen kurzlebigen Stauseen wurden schluffreiche Sedimente abgelagert, die nach der Vereinigung der Gletscher mit Grundmoräne bedeckt wurden.

Als das Trauntal und sein Einzugsgebiet bereits weitgehend vergletschert waren und der Traungletscher den Traun See erreicht hatte, trat eine kurze Verzögerung im Vorrücken ein. Der Traungletscher wies damals bei Ebensee bereits eine Höhe von rund 600 m auf. Er drang einerseits ins Langbath Tal, andererseits mit dem Gimbach Gletscher vereinigt ins Offenseebach Tal ein. In dem eisfreien Raum zu den bereits weit vorgestoßenen Lokalgletschern (Langbath bis östlich W. H. Kreh, Offensee bis zur Weidenbachmündung) wurden mächtige Serien von tonigen Schluffen in Wechsellagerung mit Sanden abgelagert, die in ihren Strukturen und ihrem Ablagerungsrhythmus eine rasche Sedimentation in schwebstoffreichen Stauseen belegen.

Über die Dauer dieser Verzögerung kann keine genauere Angabe gemacht werden, sie wird aber die Größenordnung von 200 bis 500 Jahren kaum überschritten haben, in denen die mächtige Verbauung des Offensee Tales entstand. Die Gleichzeitigkeit der Bildungen in beiden Seitentälern wird einerseits durch die gleiche Höhenlage der Schluffablagerungen, andererseits durch ihren gleichen Pollengehalt belegt.

Ebenso wie der Traungletscher ins Offenseebach Tal, so drang der Gletscher im Bereich des Offensees nach Osten ins Tal des Steinbaches vor, wodurch auch hier ähnliche Sedimentationsverhältnisse entstanden.

In der weiteren Folge wurden diese Sedimente vom endgültigen Gletschervorstoß des Hochglazials, der auch in diesem Raum zur Ausbildung des geschlossenen Eisstromnetzes führte, überfahren und mit Moräne bedeckt, wie dies A. Penck (1909) für das Offensee Tal angibt, während er annimmt, daß im Langbath Tal keine Verbindung zwischen Lokal- und Traungletscher mehr erfolgte.

Würm Hochglazial

Das mächtige Eisstromnetz der Würmeiszeit hinterließ weit verbreitete Grundmoränen im Trauntal und die schön ausgebildeten Endmoränen um den Traun See.

Westufer des Traun Sees (Viechtauer Zungenbecken)

Die Endmoränen der Würmeiszeit umspannen das mit 191 m übertiefte Bekken des Traun Sees am westlichen Ufer in einem nahezu ununterbrochenen Zug von Traunkirchen bis nach Gmunden, wo sie mit denen nördlich des Grünberges einen bis zu 80 m über den See aufragenden Endmoränenkranz bilden.

Die deutlichsten und am geschlossensten entwickelten Moränenwälle setzen in 620 m Höhe nördlich des Fahrnaugupfes am Mühlbachberg an und ziehen in langem Bogen nur durch den Mühlbach unterbrochen über Eckbauer—Örach—Fellnerhof bis zur Flyschaufragung bei Jödlleiten (W. JANOSCHEK, 1964, S. 206) (Abb. 12).

Abb. 12. Blick vom Grasberg nach Süden auf Mühlbachberg. 1 = Höhe Maximalstand, 2 = Endmoränenwall Hochstand, 3 = Becken zwischen Viechtau und Neukirchen, 4 = Endmoränen des Maximalstandes.

Nördlich dieser Aufragung setzt dann noch ein stark gekrümmter Wall an, der bis zum Gehöft Gottshaus am Südhang des Grasberges zieht, an dem oberhalb Weberstorf noch zwei kleine Staukörper den weiteren Gletscherrand markieren. Ein Rest des Staukörpers, der von dem durch diesen Gletscherstand gestauten Mühlbach aufgeschüttet wurde, ist nördlich Gfliedert in ca. 590 m Höhe erhalten geblieben (Abb. 13).

Dieser ungegliederte, scharfe, in der Landschaft äußerst markant hervorstechende Moränenwall markiert hier nicht den größten Stand des Würmeises. So findet sich am Mühlbachberg ca. 50 m (Standort für Abb. 13) oberhalb der deutlichen Endmoräne noch eine Staukante in 570 m Höhe, die neben Flyschschutt auch einige Erratika führt. Nördlich des Mühlbaches ist ein kurzer Endmoränenwall nördlich Dremlleiten erhalten, der bis zum Abfall des Kollmannsberges zieht, an dem westlich in gleicher Höhe ein Staukörper des Mühlbaches in ca 620 m Höhe anschließt (Abb. 13).

Weiter nördlich sind erst nach dem Steilabfall des Kollmannsberges bei Viechtau wieder niedrige Moränenwälle dieses größeren Gletscherstandes erhalten (Abb. 12).

Am Grasberg südöstlich Horn findet sich dann in 650 m Höhe noch ein nach Westen abfallender kurzer Moränenwall mit viel erratischem Material, der diesen Gletscherstand markiert.

Abb. 13. Mühlbachberg, Blick gegen Westen. 1 = Staukörper Maximalstand, 2 = Endmoränen Hochstand.

Diese beiden Moränenzüge markieren zwei Gletscherstände, die durch ihre verschiedene morphologische Wertigkeit gut trennbar sind. Der ältere Gletscherstand, nur durch die kleineren und schwächer entwickelten Formen markiert, ist einer nur kurzfristigen, maximalen Ausdehnung des Würmgletschers zuzuordnen, die im folgenden als Maximalstand bezeichnet wird.

Der darauf folgende Gletscherstand mit einer etwas kleineren Ausdehnung wird als Hochstand bezeichnet.

Dieser Hochstand hinterließ dann die gut entwickelten hohen Moränenwälle, die auf eine wesentlich längere Dauer dieses Standes hinweisen. Er überwand im Gegensatz zum Maximalstand den Flyschhügel bei Jödlleiten nicht mehr, sondern wurde durch ihn in zwei ungleich große Zungen gegliedert (Abb. 21).

Das Becken von Viechtau wurde damals mit Grundmoräne ausgekleidet, von der noch ausgedehnte Reste (Zaun—Mösl) erhalten sind, die im Pichlbach gut aufgeschlossen waren. Es handelt sich dabei um eine gut aufbereitete, dicht gelagerte Grundmoräne (Taf. 3, Nr. 17, 18). Die gröberen Geschiebe ($>$ 6,3 mm) zeigen neben einer guten Kritzung und nicht selten Politur eine auffallend gute Rundung, die nicht allein auf die Bearbeitung durch das Gletschereis zurückzuführen ist (s. Kapitel Ausbildung der Sedimente).

Die unmittelbar anschließende Endmoräne des Hochstandes war durch zwei große Schotterentnahmen bei Jödlleiten und W. H. Traunsteinblick gut aufgeschlossen, die einen guten Einblick in den inneren Aufbau und die Geschiebezusammensetzung erlaubten. So treten hier neben den aus dem Grundmoränenmaterial stammenden Geschieben der Kalkalpen (durchwegs gut bearbeitet) in großer Zahl die dunkelgrauen, sandigen, kaum kantengerundeten Mergel des Neokom der Langbath Zone auf. Dazu kommen noch einige völlig unbearbeitete Brocken des Flyschrückens Pramesberg-Jödlleiten. Ganz untergeordnet fanden sich besonders in der Grube beim W. H. Traunsteinblick noch wenige frische Kristallingeschiebe (Gneis, Granitgneis, Granatamphibolit, Quarze). In beiden Gruben war trotz einer kaum erkennbaren Klassierung eine Schichtung des sandigen aber feinstoffarmen Sedimentes mit einem Einfallen (10 bis 15°) nach NW-W zu sehen. Die Vermengung des Grundmoränenmaterials mit den groben, unbearbeiteten Komponenten, die der Oberflächenmoräne entstammen, wird am ehesten durch eine Verschwemmung des Endmoränenmaterials durch die an der Oberfläche des Gletschers abfließenden Schmelzwässer zu erklären sein.

Während beider Stände wurde das kleine Becken zwischen Vichtau und Neukirchen, das nach A. Penck (1909), S. 211, die glazial umgestaltete Abflußrinne der Aurach zum Traun See darstellt (Abb. 3), im Osten abgedämmt und mit Sedimenten erfüllt. Die Abfolge dieser Sedimente und die Tiefe des Beckens ist durch Bohrungen der Rohöl-Gewinnungs-A.G. (Bohrprofil Nr. 160) gut erschlossen, so daß hier eine Interpretation in Zusammenhang mit der kartierbaren Entwicklung des Würmgletschers möglich erscheint (Tafel 2, Profil 2).

So liegt auf einem rasch nach Osten abfallenden Untergrund, der in der Beckenmitte über 100 m auf unter 459 m NN liegt, wie auch W. Janoschek (1964), S. 205, aus dem Bohrprofil entnahm, zuerst ein sehr mächtiger, schluff- und sandreicher Schotterkomplex. Darüber folgt dann eine ca. 30 m mächtige tonig-schluffige Ablagerung, die im östlichen Teil von einigen Schottereinstreuungen unterbrochen ist. Für beide Bereiche wird in den Bohrprotokollen Kristallin als Komponente erwähnt. Die feinen Sedimente bilden die feuchte, teilweise sumpfige und mit Torf bedeckte Fläche des Beckens. Demnach könnte der liegende, grobe Anteil der Sedimentabfolge mit dem Maximalstand verknüpft werden, als die Gletscherzunge bis ins Becken vorstieß.

Während des Hochstandes hielt der Gletscher im Gegensatz dazu nur noch den Rand des Beckens besetzt und wies darüber hinaus nur an zwei Stellen eine schwache Entwässerung nach Westen auf. In diese Zeit könnte dann die ruhigere Sedimentation der hangenden Teile gehören, die auch mit den beiden flachen Sanderkegeln bei Gottshaus und Fidlaberg verknüpft sind. Während des gesamten Würms bis heute erfolgte der Abfluß aus dem Becken nach Westen durch die schmale Lücke nördlich Neukirchen zur Aurach.

Nordufer des Traun Sees

Nach der kurzen Unterbrechung durch die steile Ostflanke des Grasberges, an dem keine Spuren der Gletscher erhalten sind, sind die Zeugen beider Stände ab Altmünster weiter zu verfolgen (Abb. 14).

Abb. 14. Blick vom Mühlbachberg nach Norden. 1 = Pinsdorfer Berg, 2 = Rißendmoränen südlich Ohlsdorf, 3 = Würmendmoräne Altmünster-Gmunden, 4 = Flyschrücken Jödlleiten-Buchschacher, 5 = Eisrandkörper am Mühlbach.

Die ersten Spuren des Hochstandes stellt ein Talverbau bei Hofstatt dar. Nördlich davon entwickeln sich seine Endmoränen wieder als breiter, deutlicher Wall oberhalb Altmünster und ziehen mit kurzen Unterbrechungen über Eck bis nördlich der Satorianlagen in Gmunden.

Östlich der Traun setzt er sich beim Schloß Cumberland weiter fort, umschließt in engem Bogen das Toteisloch des Krotten Sees und verläuft nach Süden bis zum ehemaligen Gletscherabfluß östlich Weyer. Worauf die eigentümliche Ausstülpung des Eises im Bereich des Krotten Sees zurückzuführen ist, kann durch Geländebefunde nicht gesagt werden. Möglicherweise befindet sich unter den Moränen aber eine Aufragung des Untergrundes, die zu der Einstülpung des Gletscherrandes führte.

Die Gletscherzunge des Hochstandes war völlig durch ein peripheres Gerinne vom Abhang des Gmundnerberges getrennt, durch das heute die Bahn Gmunden—Ebensee verläuft.

Wesentlich undeutlicher, aber dennoch gut verfolgbar, ist in diesem Raum der weiter ausgreifende Maximalstand. So ist im Bachgraben östlich Oed in 600 m Höhe ein größerer Staukörper zu finden, der auch kalkalpines Material führt. Er enthält aber keine Kristallingeschiebe und zeigt eine wesentlich schwächere Verwitterung als die höher liegenden Rißmoränen bei Oed und Öhlberg. Weiter im Norden finden sich dann noch ebensolche, weitgehend nur aus Flyschschutt aufgebaute Staukörper bei Striedl, die einen im Gegensatz zum Hochstand am Hang des Gmundnerberges anliegenden Gletscherstand nachzeichnen. Auf die

durch diesen unmittelbaren Eiskontakt und die nachfolgende Ausbildung der Abflußrinne erfolgte Unterschneidung des Hanges ist auch die große Hangbewegung zurückzuführen, die bis zum Kamm des Gmundnerberges zurückgreift. Ihre recht frischen Formen (periglaziale Überformung fehlt) lassen eine prä-würmzeitliche Anlage unwahrscheinlich erscheinen.

Östlich des Bahnhofes Gmunden liegen noch zwei niedrige Moränenwälle, die gänzlich durch den direkt südlich davon aufragenden Endmoränenwall des Hochstandes überragt werden. Ich möchte sie dem Maximalstand zuweisen, der hier demnach ca. 500 m weiter nach Norden vorstieß.

Einen weiteren Hinweis auf diese Abfolge liefert auch der Moränenwall des Hochstandes (Abb. 15).

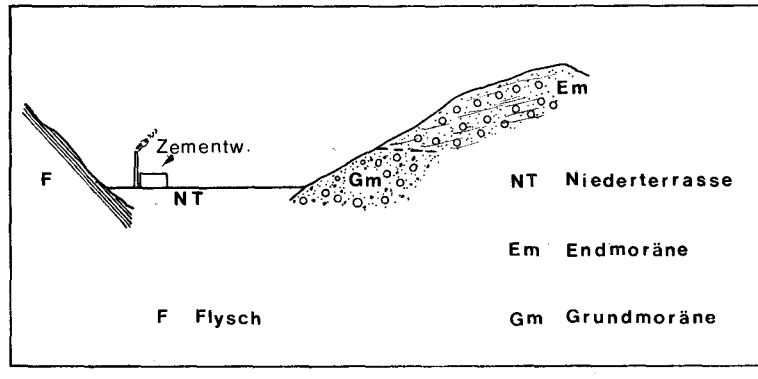


Abb. 15. Schematisches Profil durch die Würmendmoräne und die periphere Abflußrinne westlich Gmunden.

An seiner Außenseite zum peripheren Gerinne (Eisenbahn) treten in ca. 500 m Höhe an einigen Stellen kleine Quellen auf. In der großen Schottergrube direkt gegenüber des Steinbruches des Zementwerkes tritt eine dieser Quellen an einer Sedimentgrenze aus. Das Liegende wird hier von Grundmoräne *) gebildet, während im Hangenden eine undeutlich geschichtete, weit feinstoffärmere Endmoräne zu beobachten ist (Taf. 3, Nr. 17). Ich möchte die liegende Grundmoräne der Grundmoränenauskleidung des Maximalstandes und das leicht verschwemmte, durch nach NW einfallende Schichtung gekennzeichnete Moränenmaterial dem Hochstand zuordnen. An der Grenze zur liegenden, weniger wasserwegsamen Grundmoräne kommt es dann zu den Wasseraustritten.

Die kleinen Moränenwälle beim Bahnhof Gmunden gehen dann in eine Terrasse über, die als ca. 10 m hohe, nach Norden zu rasch an Höhe verlierende Terrasseninsel zu verfolgen ist. Ebenso weit erstreckt sich die gleich hoch am Fuß des Pinsdorfer Berges ansetzende Terrasse. Diese Terrassenreste stellen die erste steile Schüttung der Niederterrasse dar, die später durch die flacher verlaufende Nieder-

*) Die neuerdings erfolgte Erweiterung des Aufschlusses zeigt die liegende Grundmoräne mit Terrassenschottern der ersten Niederterrassenschüttung verknüpft (in Abb. 15 nicht eingezeichnet).

terrasse des Hochstandes unterschnitten wurde. Diese entwickelt sich einerseits aus der westlichen Umfließungsrinne, andererseits aus der breiten Lücke zwischen Satorianlagen und dem Kalvarienberg.

Unmittelbar westlich der Traun erhebt sich in der breiten Lücke zwischen den Endmoränen der Kalvarienberg. Er wird im nördlichen Teil in seiner ganzen Höhe von deutlich geschichteten und klassierten Schottern aufgebaut, die häufig von Sandlagen unterbrochen sind, die im Hangenden sogar überwiegen, wie H. KOHL (1974), S. 32, beschreibt. An der Südseite werden die Schotter dann von Grundmoränenmaterial abgelöst. Da der Hügel mit seinem im östlichen Teil breiteren Plateau genau die Höhe der oberen Niederterrasse markiert, könnten die nördlichen Teile des Kalvarienberges dieser zugeordnet werden.

Östlich der Traun finden sich am Nordfuß des Grünberges bei Silberroith-Schlagen hin und wieder Erratika in mächtigen, undeutlich gestuften Schuttanhäufungen. Sie dürften ebenso wie die kleinere Hangbewegung unterhalb Lemberg Gut auf einen etwas weiter nach NW auslappenden Gletscherrand hindeuten, der aber im Bereich Tastelberg nicht weiter gereicht hat als der Hochstand. Denn hier liegt zwischen den Endmoränen und der Bahnlinie wieder ein Terrassenrest, der ebenso wie diese Bildungen westlich der Traun ein stärkeres Gefälle nach Norden und den gleichen Relativabstand zur Niederterrasse des Hochstandes aufweist.

Im Niveau der Terrasse des Hochstandes erfolgte auch dann noch der Abfluß der Schmelzwässer (Trockental Satorianlagen), als sich die Stirn des Traungletschers auf die Position des niedrigeren und undeutlicheren Moränenwalles (Satorianlagen, Kote 497, oberhalb Traundorf) zurückgezogen hatte (Abb. 16).

Abb. 16. Gmunden: Endmoräne Kote 497 mit Übergang in Niederterrasse.

Erst im Zuge der ersten deutlichen Abschmelzphase und des Zurückweichens von diesen Moränen erfolgte eine ruckweise Verlegung der peripheren Gerinne zu einem zentralen Abfluß (H. KOHL, 1974) und eine Unterschneidung der Niederterrasse. Dabei entstand die jüngste zusammenhängende Terrasse (Wasserwerk), die höhenmäßig mit den innersten, undeutlich entwickelten Moränenwällen (Schloß Ort) verbunden werden kann. Diesen entsprechen auch die Wälle am Pichl Bach im Viechtauer Zungenbecken am Westufer des Traun Sees.

Ostufer des Traun Sees

Am Ostufer des Traun Sees sind bis auf einen kleinen Staukörper im Tiefen Graben keine Spuren des Traungletschers erhalten geblieben. Hier sind nur solche der Lokalvergletscherung um den Traun See zu finden, die S. PREY (1956) eingehend beschrieben und kartenmäßig dargestellt hat.

Einer dieser Lokalgletscher an der Nordseite des Traunsteineck Zuges trat noch mit dem Traungletscher in Verbindung. Auf dem Flyschrücken des Dürrenberges finden sich zwischen 680 und 760 m Höhe Stücke von Wetterstein- und Gutensteinerkalk, stellenweise in größerer Anzahl. Sie sind unverwittert und völlig frisch, so daß sie kaum einer älteren Eiszeit als dem Würm entstammen können.

Demnach wäre der Gletscher der Farngrube (S. PREY, 1956, S. 215 f.) dank seiner relativ hohen Umrahmung und der idealen Nordexposition kräftig genug gewesen den Gschlief- und Lidringgraben zu erfüllen und mit dem hier noch bis in ca. 620 m Höhe reichenden Traungletscher in Verbindung zu treten (Abb. 21).

Aurachtal

Am Valerieweg südwestlich Krahbergtaferl umschließen deutliche Moränenwälle ein kleines Zungenbecken in 860 m Höhe. Sie verdanken ihre Entstehung einem kleinen Eisfeld am Steilhang unterhalb „Schöne Mandln". Da kein Karraum vorhanden ist, der die Gletscherentwicklung begünstigt und das Einzugsgebiet nur bis maximal 1440 m ansteigt, sind diese Moränen wohl dem Würm zuzuordnen.

Im Gegensatz dazu entwickelte sich in dem ideal exponierten weiten Kar nördlich des Hochleckenkogels ein kräftiger Gletscher, der das Becken bei der Taferlklause bis zum Klammbichl erfüllte. Sein Nordrand ist schön zu verfolgen. So bildet ein hauptsächlich aus Wettersteinkalk- und Hauptdolomitschutt aufgebauter Seitenmoränenwall die Wasserscheide zwischen Aurach und Kienbach in 830 m Höhe. Weiter nach Osten läßt sich der obere Rand des Gletschers an kleinen Staukanten und den häufig auftretenden frischen Erratika (Wettersteinkalke) am Südhang des Krahberges mit stetem Gefälle bis zum Klammbichl verfolgen, wo er noch 730 m hoch lag.

Da hier oberhalb dieser, durch viele Kalk- und Dolomitgerölle markierten Höhe auf dem Sattel nördlich des Klammbichl keinerlei erratisches Material zu finden ist, muß der Gletscher im Gegensatz zur Annahme W. JANOSCHEKS (1964), S. 208, durch die damals schon vorhandene Aurachklause abgeflossen sein.

Nach dieser Engstelle setzen auf beiden Seiten des Tales in 660 m Höhe Moränenwälle an. Der nördliche verläuft über die Großalm bis zum Forellenhof. Südlich der Aurach geht die Moräne am Ausgang des Lueggrabens in dessen Schutt-

kegel über. Östlich davon setzt der Wall wieder ein und verläuft bis zur Einmündung des Steinbach Grabens in die Aurach. Diese Moräne zeigt aber durch ihre Verzahnung mit dem steilen Schuttkegel des Lueggrabens und auch durch ihren gegenüber den westlichen Teilen gleichgebliebenen Gehalt an Flyschgeschieben an, daß hier zur Würmeiszeit keine nennenswerte Eiszufuhr über den Lueg Sattel aus dem Langbath Tal mehr stattfand, wie dies W. JANOSCHEK (1964), S. 208, annahm.

An diese beiden deutlichen Moränenwälle schließt dann die Niederterrasse an, die anfänglich ca. 10 m mächtig am Abfall der Hochfläche von Scherrhaufenwies zur Aurach entwickelt ist.

Weiter aurachabwärts ist die Niederterrasse dann nur noch durch Schwemmkegel der Seitengräben markiert, die in diesem Niveau auslaufen und von der Aurach unterschnitten sind. Da aber in den Schottern neben den Flyschgesteinen immer wieder kalkalpine Gerölle der Aurach zu finden sind, entsprechen sie einer einstmals zusammenhängenden Aufschotterung. Ein zusammenhängender Abschnitt der Niederterrasse findet sich heute noch am orographisch linken Ufer zwischen Ifang und Neukirchen (W. JANOSCHEK, 1964, S. 208).

Langbath Tal

Nach dem kurzfristigen Halt während des Vorrückens (s. Vorstoßphase Langbath) erfüllte der Langbathgletscher das ganze Tal und vereinigte sich im Gegensatz zur Auffassung von A. PENCK (1909), S. 235 f., noch mit dem Traungletscher.

Daß der Lokalgletscher des Langbath Tales in der Würmeiszeit nicht nur in einer steilen Zunge bis zum Vd. Langbath See (A. PENCK, 1909, S. 236), sondern darüber hinaus gereicht hat, wird durch zwei Beobachtungen am Ausgang des Kaltenbach Tales belegt. So findet sich in knapp unter 800 m Höhe am Ausgang des Kaltenbaches eine Eisrandterrasse, die am Zusammenfluß der beiden Gletscher in einem eisfreien Zwickel abgelagert wurde. Sie zeigt aber wahrscheinlich nicht den höchsten Stand an. Am westlichen Rand der in den Jura- und Kreidegesteinen angelegten Mulde setzt ein Seitenmoränenwall des Kaltenbachgletschers in 980 m Höhe an und streicht in 920 m über dem Tal aus. Er markiert den Rand des Gletschers aus dem großen Kar zwischen Eiblgupf und Alberfeld Kogel, der sich hier wahrscheinlich in rund 900 m Höhe mit dem Langbathgletscher vereinigte.

Diese Höhe im Bereich des Vd. Langbath Sees würde auch gut zu den höchsten Seitenmoränen in 920—930 m am Südabfall des Nd. Spielberges und am Lueg Sattel passen, der, wenn überhaupt, nur kurzfristig zur Zeit des Maximalstandes von einer kleinen Gletscherzunge überschritten wurde (s. Hochglazial, Aurachtal).

Diese Moränen weisen wie alle Sedimente des Langbath Tales im Gegensatz zu den rißzeitlichen Ablagerungen des Nd. Spielberges keine nennenswerte Verwitterung und scharfe, frische Formen auf und sind daher der Würmvereisung zuzuordnen.

Gimbach — Offensee — Steinbach

Nach der kurzen Verzögerung während der Vorstoßphase vereinigten sich hier die Lokalgletscher zu einem Eisstromnetz im weit verzweigten Einzugsgebiet des Frauenweißenbach Tales, dessen östlicher Ast dem Brunntal Graben entsprang. Dieser floß ins Tal des Steinbaches und riegelte die unvergletscherte Furche der Moosau ab.

Im Einzugsgebiet des Gimbaches wird der Talgraben von einem mächtigen Talverbau in 920 m Höhe verschlossen. Dieser wird randlich von einer Moräne überragt, die vom Gletscher aus dem Kar des Eibenbrünnl abgelagert wurde, der das Tal bis in diese Höhe erfüllte. In annähernd gleicher Höhe setzten zwischen diesem und den beiden westlichen Kargletschern nördlich des Hochkogels und Mt. Nestlerkogels Mittelmoränen an, die über kurze Strecken eben verlaufen und eine Eishöhe um 950 m anzeigen.

Ebenso in 950 m Höhe finden sich am Rücken zwischen Zwerch Bach und Gimbach die höchsten Erratika (der in 800—900 m verlaufende Mittelmoränenrücken entstammt der Periode des beginnenden Eiszerfalles).

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, daß das Eisstromnetz wahrscheinlich über die ganze Talerstreckung eine Oberfläche um 900 m Höhe aufwies, die auf einen Rückstau durch den kräftigen Traungletscher zurückzuführen sein wird. Dieser Eisstrom stellt den letzten sicheren rechtsseitigen Eiszufluß des Traungletschers dar (A. Penck, 1909, S. 237).

Rindbach

Ob im Tal des Rindbaches noch ein zusammenhängender Gletscher entstand, kann nicht gesagt werden, da keine Spuren einer Vergletscherung zu finden waren. Wahrscheinlich kam es aber nicht zur Ausbildung nennenswerter Gletscherzungen, da hier im Gegensatz zum Einzugsgebiet des Gim- und Offenseebach Tales die nordexponierten Kare mit höherer Umrahmung fehlen. Eine Ausnahme dürfte nur das Kar der Spitzer Alm an der Südseite des Gassel Kogels bilden, wo zwar glaziale Überformung aber keine Sedimente erhalten sind.

Umgebung Bad Ischl

In der Umgebung von Bad Ischl zeichnen teilweise prächtig ausgebildete Rundhöckerformen die Auffächerung des Eisstromes aus Süden und Südosten in der Talweitung nach. So verlief die Hauptabflußrichtung in der Talmitte bis knapp südlich des Jainzen noch nach Norden, wie durch die langgestreckten Rundhöcker von U. und O. Eck und nördlich Reiterndorf angezeigt wird. Von hier erfolgte dann ein rasches Umbiegen nach Nordosten ins Trauntal, wobei die Eismassen des Rettenbachtales an die rechte Seite gedrängt mit einer scharfen Wendung in die gleiche Richtung einschwenken.

Am westlichen Rand des Tales drang das Eis in breiter Front ins Tal der Ischl ein. Dabei entstand auf der Hochfläche südwestlich des Kalvarienberges durch den oftmaligen Wechsel von Gosaukonglomerat und -mergel eine kleinräumige Rundhöckerlandschaft, in die auch die kalkalpinen Aufragungen (Kalvarienberg) miteinbezogen sind. Diese Rundhöcker zeichnen ein langsames Ein-

schwenken der Eisabflußrichtung am Fuß der Katrin nach Westen an, während in der Beckenmitte am Kalvarienberg diese Richtung schon vorherrscht.

Im Bereich des Nussensees ist dann an den Rundhöckern und Gletscherschliffen (auf Gosaumergeln in einer Sandgrube) eine E-W Richtung ablesbar.

Ischl Tal

Das Tal der Ischl wird von Grundmoränen und ausgedehnten Schotterablagerungen erfüllt, die G. GÖTZINGER (1939, S. 35) als eine einheitliche Ablagerung auffaßte. Durch die detaillierte Kartierung war es möglich, die Sedimente zu trennen und in eine zeitliche Abfolge zu bringen, die auch die Abtrennung einer Vorstoßphase des Traungletschers im frühen Spätglazial ermöglichte.

Ab Aschau wird das Ischl Tal durch einen in der Talmitte 50—70 m hoch aufragenden Höhenzug beherrscht, der bis zum Kienbach reicht und in den niedrigen Hügeln bei Egg und Mönichsreith seine Fortsetzung findet (Abb. 17).

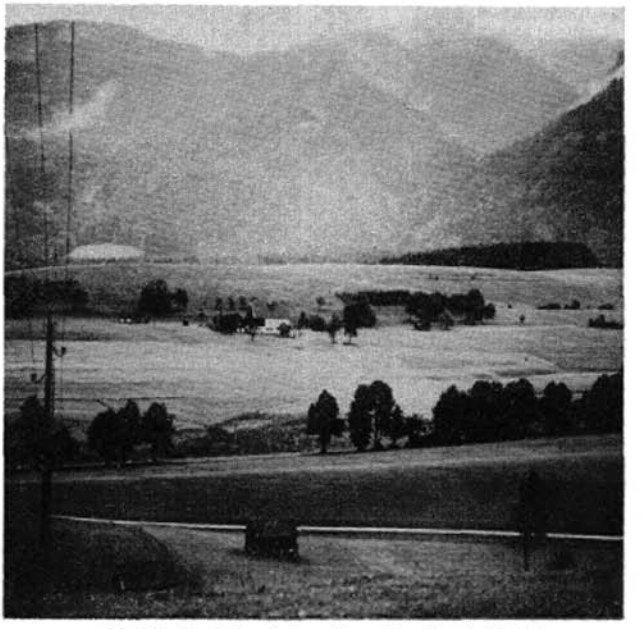


Abb. 17. Drei der hohen Drumlins im Ischl Tal.

Es handelt sich bei diesem Höhenzug um teils sehr mächtige Grundmoränen, die aber einem höheren Sockel aus Gosaugesteinen aufliegen dürften, der an einer Stelle nordöstlich Plakner aufgeschlossen ist. Der Hügelzug stellt eine typisch ausgebildete Grundmoränenlandschaft mit langgezogenen Wällen und Drumlins dar, die mit ihrer Streichrichtung im etwas tiefer liegenden südlichen Teil eine streng nach Westen gerichtete Abflußrichtung des Eises anzeigen. Bei Windhag im östlichen, etwas höheren Teil, schwenkt die Streichrichtung der Hügel nach NW ab. Eine Richtung, die sich nach Norden Richtung Radau noch verstärkt, wodurch ein Einschwenken der Eismassen am Nordrand des Ischltales nach NW in die Schwarzenseefurche angezeigt wird (Abb. 18).

Abb. 18. Blick vom Schafberg ins Ischl Tal. 1 = Katrin, 2 = Bad Ischl, 3 = Drumlins.

Die Moräne ist als typische, gut aufbereitete Grundmoräne zu bezeichnen, die gut bearbeitete und oft gekritzte Geschiebe führt (Taf. 3, Nr. 16, 19, 20). Ihre Zusammensetzung zeigt in den etwas tiefer liegenden südlichen Teilen mit dem Gehalt an Gesteinen der Hallstätter Entwicklung neben hellen Kalken (Wetterstein-, Dachsteinkalk) den Raum des Trauntales südlich und südöstlich Bad Ischl als Einzugsgebiet an (Taf. 3, Nr. 16, 20, 21). Zu diesen Gesteinen kommen dann hin und wieder noch Kristallingeschiebe. Südöstlich der Kote 593 (W Radau) war die Grundmoräne in einer großflächigen Baugrube gut aufgeschlossen (Taf. 3, Nr. 19). Hier traten in der sonst genau wie weiter südlich ausgebildeten Moräne in stark erhöhtem Maße Geschiebe von Gosaukonglomerat und -sandsteinen auf, wie sie im Bereich des Fahrnberges anstehen. Sie zeigen auch durch ihre geringere Bearbeitung (selten Kritzer) einen wesentlich kürzeren Transport als die übrigen Geschiebe an. Diese Gesteine finden sich auch sonst im höheren Teil des Hügelzuges von Windhag in kleinen Anrissen und als Lesesteine häufiger als sonst.

Demnach hat es den Anschein als ob der Lokalgletscher aus der Schöffau nach einer Dominanz des Trauneises während des Hochglazials am Beginn des Rückganges der Vergletscherung einen verstärkten Einfluß im Ischl Tal gewonnen hätte. Zu dieser Zeit, als aber noch ein kräftiger Ast über die Schwarzenseefurche zum Attersee abfloß, mußte spätestens die endgültige Ausgestaltung der nach Nordwesten einschwenkenden Grundmoränenwälle erfolgt sein.

Schwarzensee Furche

Die Furche Schwarzensee—Moosalm, die durch ihre überaus deutliche Eisüberarbeitung mit ausgedehnten Gletscherschliffen und großzügiger Zurundung der

Stufen einen sehr kräftigen Gletscherabfluß nach Norden anzeigt, wird an ihrem Nordende von einem tiefen, scharfen Graben unterschnitten, der den Kessel bei der Eisenauer Alm zum Attersee hin entwässert.

Die die Sedimente der Vorstoßphase (s. Würm Vorstoßphase, Südende des Attersees) überlagernde Grundmoräne bedeckt weite Teile der Eisenauer Alm und zeigt durch fast ausschließlichen Gehalt an Gesteinen der Schafberg-Nordseite eine kräftige Eigenvergletscherung der Nordflanke an. Die Zusammensetzung der Moräne ändert sich aber nach Osten zu bei Weiteben sehr rasch. Hier tritt dann plötzlich wieder dieselbe bunte erratische Gesellschaft, wie im Tal der Ischl, mit Gesteinen der Hallstätter Entwicklung, Dachsteinkalk, Plassenkalk und Gosau und vereinzelt Kristallingeschieben (Gneis, Glimmerschiefer) auf, die dem Traungletscher entstammt.

Am orographisch rechten Ufer des Grabens nördlich des Feichting-Eck setzt ein Moränenwall in 1080 m Höhe an, der anfänglich sehr steil bis ca. 1020 m Höhe abfällt. Hier geht er abrupt in eine ebene Staukante über, die nur kurz unterbrochen um den Berg herumzieht um an der NE-Flanke wieder in einen kleinen Moränenwall überzugehen. Dieser Kranz bildet den Abschluß der geschlossenen Moränenbedeckung der Weiteben und markiert den Eisrand während des Würm Hochglazials.

Eishöhe im Raum Bad Ischl

Der bedeutende Eisstrom der Schwarzensee Furche, der neben dem im Tal von Mitterweißenbach die Hauptader zur Ernährung des Eiskörpers im Becken des Attersees darstellt, hatte am Südende des Attersees eine Höhe von rund 1000 m (Abb. 21). Diese wird auch durch das eine oder andere Erratikum südlich des Äußeren Weißenbachtales am Weg zur Fachberg Alm angezeigt. Wenn aber die Eishöhe um Bad Ischl nur 1200 m NN betrug, wie dies A. Penck (1909), S.219, annimmt, ist es kaum verständlich, daß bei einem so geringen Gefälle derartige Eismassen ins Atterseegebiet (Zehrgebiet) abflossen. Da die Eishöhe um Bad Ischl und südlich davon nicht mehr direkt zu beobachten ist, soll hier auf Hinweise dazu, die aus der Ausbildung der Moränen im Umkreis des Sandling zu gewinnen sind, eingegangen werden.

In den Moränen finden sich neben der sonst vorherrschenden lokalen Zusammensetzung (Hallstätter Kalke, Fleckenmergel und Oberjurakalke) auch Geschiebe von Dachsteinkalk (Taf. 3, Nr. 24, 26, 27), die auf einen Eisabfluß von Süden über die im Mittel ca. 1300 m hohen Sättel und Rücken um den Sandling hinweisen. Außerdem spricht die Ausbildung der Moränen, hoher Schluffanteil und dichte Lagerung für eine mächtigere Eisbedeckung als allein durch die lokalen Gletscher um den Sandling.

Demnach möchte ich annehmen, daß die Gletscheroberfläche in diesem Gebiet in 1500 m Höhe lag, aus der nur der Sandling als Nunataker herausragte. Daraus würde sich aber eine Eishöhe wahrscheinlich um 1400 m im Raum Bad Ischl ergeben, die den starken Eisübertritt in das Becken des Attersees besser verständlich machen könnte (Tafel 5, Profil 1).

Mitterweißenbach

Der orographisch linke Hang des Höllbachtales beim Weißgraben ist von Moräne bedeckt, die in den tieferen Partien fast ausschließlich von Wettersteinkalk gebildet wird. In ca. 700 m gesellen sich zu diesen dann noch vereinzelt auch wesentlich besser bearbeitete Geschiebe der Mittel- und Obertrias, die ein Eindringen des Traungletschers nach der Füllung der Täler durch die Lokalgletscher anzeigen. Darüber hinaus fand sich im Rehstatt Graben, unmittelbar unter den Steilabfällen der Südseite des Höllengebirges, ein über faustgroßes, völlig frisches Gneisgeröll, das dieses Eindringen und einen Abfluß der Eismassen nach Westen zum Attersee weiter bestärkt, wie ihn A. PENCK (1909), S. 236, angibt.

Auf die Eishöhe im Bereich des Sattels kann nur indirekt durch den Vergleich mit der Eishöhe am Südende des Attersees und im Raum Bad Ischl geschlossen werden. Sie dürfte demnach wahrscheinlich zwischen 1100 bis 1200 m gelegen haben.

Gosau

Im Bereich der Zwieselalm zeigen die Gesteine der Mitteltrias im südlichen und die der Gosau im nördlichen Teil eine großzügige Eisüberarbeitung mit langgestreckten Rundhöckern, die einen Abfluß des Eises nach NW in der direkten Fortsetzung des Tales der Gosauseen anzeigen. Diese Abflußrichtung herrschte wahrscheinlich zur Zeit des Hochglazials hauptsächlich vor, wodurch die Hauptmasse des Eises der NW-Abdachung des Dachsteins in Richtung Abtenauer Becken abfloß und weniger in das nach Norden verlaufende Gosautal.

Einen Hinweis für diese Abflußverhältnisse geben die hochgelegenen Grundmoränenreste im Gebiet Sommerau-, Horn-, Moosklaus Alm (Taf. 3, Nr. 28, 37). In diesen Moränen finden sich im Gegensatz zu den tiefer liegenden fast ausschließlich (um 90%) Geschiebe der Gosau (vorherrschend Mergel der Nierentaler Schichten aus der näheren Umgebung), was auf eine weitgehende Verstopfung nur mit geringem Eisdurchfluß zur Zeit des Hochglazials in diesem Talabschnitt hinweist.

Ausseer Becken

Während der Würm-Eiszeit wurde das Becken von Bad Aussee von Eisströmen zweier Einzugsgebiete durchströmt. Der mächtigste war der aus der Grundl See Furche, der die ganze SW-Abdachung des Toten Gebirges als Einzugsgebiet aufweist. Dazu kamen noch die Eismassen vom westlichen Totengebirgsplateau, die durch die Furche des Altausseer Sees abflossen.

Südlich dieser beiden Gletscherströme trat in das Becken auch noch ein nicht unerheblicher Eisstrom aus dem Mitterndorfer Becken ein, der hauptsächlich von den nördlichen Teilen des östlichen Dachsteinplateaus ernährt wurde. Daneben stellte er die Verbindung zum Ennsgletscher her, über die die Kristallingeschiebe, die in den würmzeitlichen Sedimenten nördlich Bad Ischl auftreten, ins Trauntal gelangten.

Die generelle Fließrichtung des Eises war im Becken SE-NW, in die der Grundl See Gletscher ab Bad Aussee einschwenkt. In dieser Richtung verlaufen auch die

großzügigen Rundhöcker im Gebiet des Pötschenpasses und die südöstlich daran anschließenden langgestreckten Moränenwälle bei Wasnerin, Egg, Teichwirt, Löx (Abb. 19).

Abb. 19. Blick vom Loser- ins Ausseer Becken. 1 = Wasnerin.

Diese sind besser als Grundmoränenwälle aufzufassen und nicht als Endmoräne, wie dies G. GÖTZINGER (1936), S. 94, beschreibt, da sie nur aus Grundmoränenmaterial bestehen.

Den einzelnen Einzugsgebieten entspricht auch die Zusammensetzung der Grundmoräne in ihren liegenden Partien (Taf. 3, Nr. 31, 35, 36), während im westlichen Teil in den hangenden Partien bereits eine weitgehende Vermischung eingetreten ist (Taf. 3, Nr. 34).

In den Moränen finden sich ebenso wie im Mitterndorfer Becken trotz vieler, teils großflächiger Aufschlüsse, keine Kristallingeschiebe. Das wird darauf zurückzuführen sein, daß die Eismassen der Lokalgletscher die Becken bereits hoch hinaus erfüllten, bevor das Eis aus dem Ennstal ins Mitterndorfer Becken (D. VAN HUSEN, 1968, S. 281) eindrang und von hier aus nach Nordwesten abfloß.

Mitterndorfer Becken

Im westlichen Teil des Mitterndorfer Beckens sind im Gegensatz zum östlichen nur Grundmoräne des Hochglazials und keine älteren Sedimente (D. VAN HUSEN, 1968, S. 280 ff.) erhalten geblieben. Sie treten hauptsächlich im Bereich Kamp—Knoppen am Nordrand des Beckens auf und werden nur von flachen Schwemmkegeln und dem Knoppenmoos bedeckt. Diese Grundmoränen bestehen aus gut aufbereitetem, dicht gelagertem Moränenmaterial (Taf. 3, Nr. 41), das vornehmlich Geschiebe von Dachsteinkalk enthält, wozu noch einige Prozent Gesteine aus

der Hallstätter Entwicklung kommen, die eher unter den Geschieben über 20 mm Durchmesser zu finden sind. Geschiebe aus dem Bereich des Ennstales fehlen gänzlich (s. vorhergehenden Abschnitt).

Die Drumlinformen dieser Grundmoränendecke zeigen wie die Rundhöcker des Randlerecks und des Kamp einen Eisabfluß im westlichen Teil des Mitterndorfer Beckens zur Zeit des Hochglazials nach Westen an.

Dachsteinplateau

Südwestlich des Nd. Gjaidsteins findet sich eine durchwegs schwach verkittete und geschichtete Breccie, deren Komponenten meist kaum gerundet sind und nur aus Dachsteinkalk bestehen (O. Ganss et al., 1954, S. 59). Sie stellt die Verfüllung einer flachen Mulde in der alten Landoberfläche des Gjaidsteins dar, die durch die Wandstufe im Südosten begrenzt ist. Es dürfte sich dabei sehr wahrscheinlich um eine Ablagerung kaum transportierten Schuttes in einer am Rand des Schladminger Gletschers eisfrei gebliebenen Mulde handeln, da dieses Sediment eine sehr hohlraumreiche, lockere Lagerung zeigt. Dieses Vorkommen und die von O. Ganss (1954), S. 59, ebenso als Gosau eingestuften, ähnlich ausgebildeten Sedimente nördlich des Gjaidkares und beim Hohen Trog liegen am Rand der alten Landoberfläche zu den tief eingesenkten vergletscherten Plateauteilen und dürften die Höhe der Gletscher während der Würmeiszeit in ca. 2400 bis 2500 m NN anzeigen (Tafel 5, Profil 1) (Abb. 20).

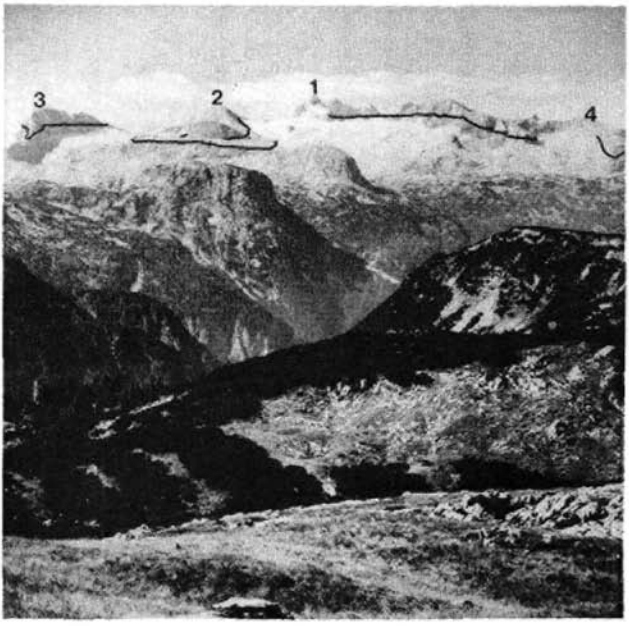


Abb. 20. Blick vom Zinkenkogel auf das zentrale Dachsteinplateau. 1 = Hoher Dachstein, 2 = Hoher Gjaidstein, 3 = Koppenkarstein, 4 = Ochsenkogel. Schwarze Linien: Eishöhe zur Würmeiszeit.

Auf dem Plateau finden sich außer der noch nicht durch Frostverwitterung und Korrosion zerstörten, großzügigen Zurundung von Schwellen und Kuppen fast keine Spuren der Eiszeit. Eine Grundmoränendecke ist nicht vorhanden. Nur in den großen Dolinen und Karstgassen treten stellenweise Grundmoränenflecken von meist nicht mehr als 100 bis 200 m² Größe auf.

Das wird am ehesten darauf zurückzuführen sein, daß die Hohlformen während der Eisbedeckung mit Eis verstopft waren und nicht durch-, sondern überströmt wurden. Darauf deutet auch der Umstand hin, daß die glaziale Überformung hauptsächlich auf die Aufragungen beschränkt ist und in die Hohlformen kaum eingreift (s. Kapitel Sedimente, Geschiebeverteilung).

Schlußfolgerung

Durch den endgültigen Vorstoß erreichte der Traungletscher seine volle Ausdehnung, erfüllte das Becken des Traun Sees und umschloß es mit hohen Wällen bei Viechtau und Gmunden. Dabei kam es zuerst zur Ausbildung eines kurzfristigen Maximalstandes, der hier erstmals vom deutlicheren Hochstand abgetrennt werden konnte. Die gleichen Verhältnisse konnten schon in früheren Arbeiten (D. VAN HUSEN, 1975, S. 64 und 1976, S. 59 f.) auch im Umkreis des Klagenfurter Beckens festgestellt werden.

Da hier der gleiche Ablauf in der Ausdehnung des Würmgletschers mit annähernd gleichem relativem Abstand zueinander und denselben morphologischen Auswirkungen auftritt, kann mit ziemlicher Sicherheit gesagt werden, daß diese Entwicklung nicht nur auf den Draugletscher beschränkt ist, sondern auch nördlich der Alpen auftreten dürfte.

Der Maximalstand war im Zungenbereich des Traungletschers ca. 50 m mächtiger als der Hochstand und dauerte wesentlich kürzer als dieser, wodurch er dementsprechend undeutlichere Reste hinterließ. Er sperrte im Viechtauer Becken den Mühlbach in 620 m Höhe (Staukörper bei Höll) (Abb. 13) ab und drang in der alten Abflußrinne der Aurach bis gegen Vichtau vor. Hier zeigen die niedrigen Moränenwälle, daß das Eis den Flyschrücken bei Jödlleiten noch zur Gänze überfloß und keine Teilung der Gletscherzunge eintrat. Durch die Absperrung entstand in dieser Furche ein See, der mit Schottern und Schluffen verfüllt wurde (Bohrprofil Nr. 160, Rohöl-Gewinnungs-A.G., vgl. W. JANOSCHEK, 1964), deren liegende gröbere Schüttung dem Maximalstand angehören dürfte.

Nördlich Altmünster lehnte er sich an den Gmundnerberg an (Hangbewegung) und reichte bis in den Bereich des heutigen Bahnhofes Gmunden. Mit seinen Endmoränen beim Bahnhof Gmunden ist eine erste Terrassenschüttung verknüpft, die ein kurzes Stück zu verfolgen ist. Sie ist vom Hauptfeld der Niederterrasse unterschnitten und weist ein größeres Gefälle als diese auf. Zu dieser dürften auch die nördlichen Teile des Kalvarienberges zu zählen sein. Östlich der Traun zeigt ein im gleichen Verhältnis zur Niederterrasse stehender Terrassenrest bei Waldbach an, daß der Maximalstand hier ebenso wie der Hochstand eine Einbuchtung aufwies. Dies wird möglicherweise auf eine Aufragung des Untergrundes zurückzuführen sein.

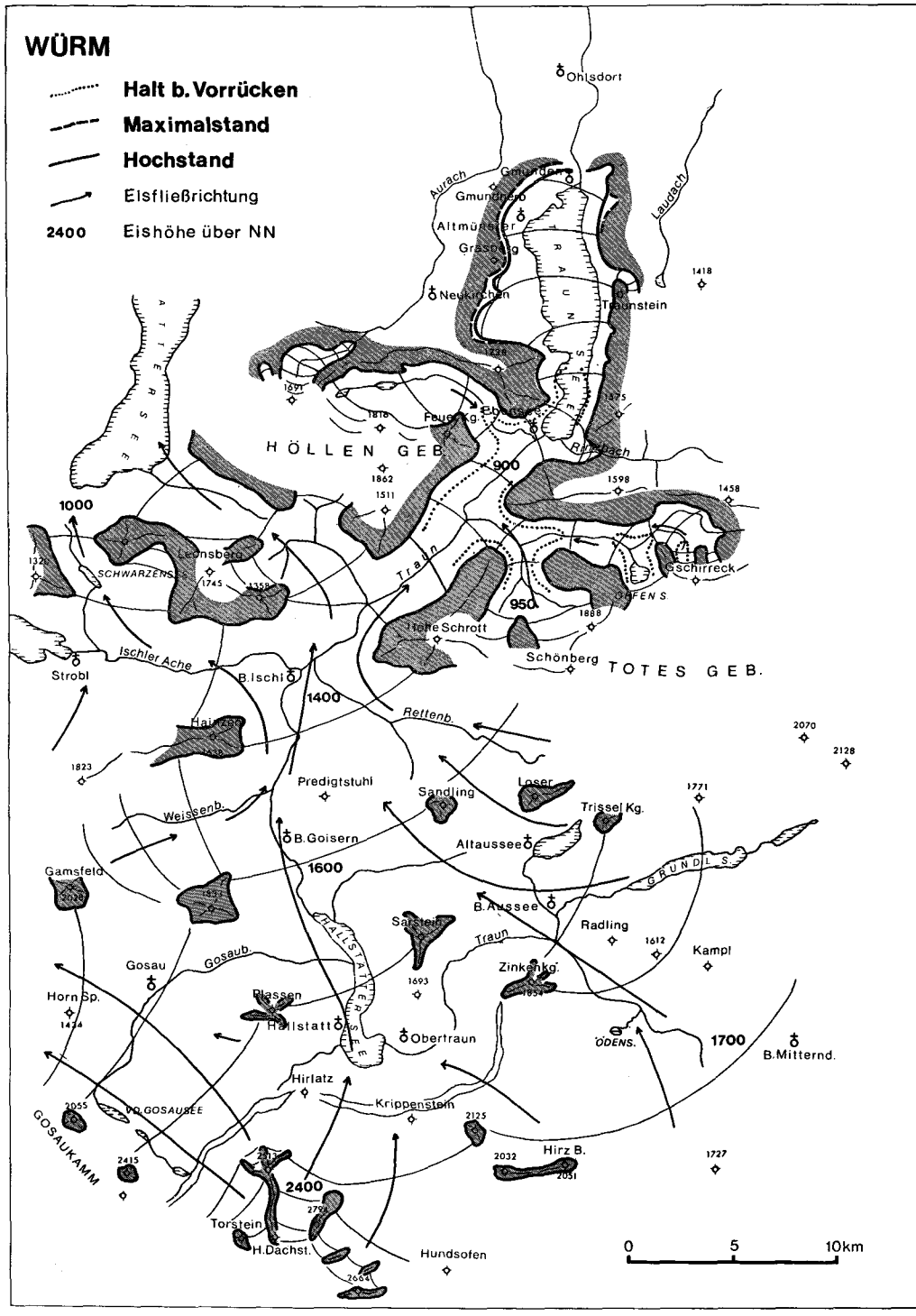

WÜRM
Halt b. Vorrücken
Maximalstand
Hochstand
Eisfließrichtung
2400 Eishöhe über NN
Ohlsdorf
Aurach
Gmunden
Gmundnerb
Altmünster
Grasberg
Neukirchen
Traunstein
Laudach
1418
1691
1818
Feuer Kg.
Ebensee
1375
HÖLLEN GEB.
900
1862
1511
1598
1458
1000
Leonsberg
SCHWARZENSEE
1745
1358
Traun
Gschirreck
ÖFFEN S.
950
1888
Hohe Schrott
Schönberg
TOTES GEB.
Ischler Ache
Strobl
B. Ischl
1400
Rettenb.
Hainzen
2070
2128
1823
Predigtstuhl
Sandling
Loser
1771
Trissel Kg.
Weissenb.
B. Goisern
Altaussee
1600
GRUNDL S.
Gamsfeld
B. Aussee
Sarstein
Radling
Traun
1612
Kampl
Gosau
Gosaub.
HALLSTATTER SEE
Zinkenkg.
1693
Horn Sp.
Plassen
Hallstatt
Obertraun
ÖDENS.
1700
B. Mitternd.
Hirlatz
Krippenstein
2055
VD. GOSAUSEE
GOSAUKAMM
2125
2415
2032
Hirz B.
2051
1727
2400
Torstein
H. Dachst.
Hundsofen
2664
0
5
10km

Abb. 21.

Diesem durch seine kurze Dauer schwach morphologisch wirksamen Maximalstand folgt der etwas kleinere, wesentlich anhaltendere Hochstand. Er hinterließ die deutlich ausgebildeten, scharfen Moränenwälle, die das Viechtauer Becken umschließen (Abb. 12) und eine deutliche Zweiteilung dieser Gletscherzunge anzeigen. Von diesen Moränen gehen kleine Sanderkegel bei Gottshaus und Örach aus, die sich mit den obersten 30 m der Seesedimente verzahnen, die durch ihren hohen Schluffgehalt eine ruhigere Sedimentation zu dieser Zeit anzeigen (Tafel 2, Profil 2).

Am Nordende des Traun Sees zeigen die Moränen eine Lösung vom Hang des Gmundner- und Grünberges an. In den peripheren Abflußrinnen entwickelte sich ebenso wie am zentralen Abfluß in Gmunden die Niederterrasse, die bald zu einer gemeinsamen breiten Terrassenflur vereinigt an der Traun nach Norden zu verfolgen ist.

Diese Abflußverhältnisse blieben bis zum ersten Rückzugsstand erhalten, dessen Moränen knapp innerhalb des Hochstandes liegen (Satorianlagen), nur daß damals bereits die Talung am Fuß des Gmundnerberges (Bahnlinie) durch eine großflächige Rutschung bei Nußbauer verlegt gewesen sein dürfte.

Von der bedeutenden Lokalvergletscherung des Traunsteins (S. Prey, 1956) hat nur noch der steile Gletscher der Farngrube den Traungletscher erreicht, wie seine Geschiebe auf dem Rücken des Dürrenberges anzeigen. In den Gräben südlich davon bis Rindbach kam es zu keiner Vergletscherung, die stark genug gewesen wäre mit dem Trauneis in Verbindung zu treten.

Am Nordrand des Höllengebirges entwickelte sich im Quellgebiet der Aurach ein namhafter Gletscher, der die Enge südlich des Klammbichl (Aurachklause) überwand und bei der Großalm deutliche Moränenwälle hinterließ. An diese schließt dann die Niederterrasse an, die nur in schmalen Streifen erhalten im Aurachtal zu verfolgen ist. Diese Gletscherzunge erhielt aber keinen Eiszufluß aus dem oberen Langbath Tal über den Lueg Sattel wie in der Rißeiszeit. Der Gletscher des Langbath Tales gehörte während des Hochglazials im Gegensatz zur Auffassung A. Pencks (1909), bereits zum geschlossenen Eisstromnetz des Traungletschers.

Die Oberfläche des Eisstromnetzes lag im südlichen Teil des Dachsteinplateaus (Gjaidstein) um 2400 m. Diese verlor dann rasch an Höhe und dürfte auf der Achse Goisern—Aussee—Mitterndorf auf rund 1600 bis 1700 m gelegen sein, so daß Eismassen vom Ennsgletscher ins Trauntal eindringen konnten (Tafel 5, Profil 1).

Der mit den Eisströmen des Toten Gebirges vereinigte Traungletscher erfüllte dann das Ischler Becken, wo er aber nur noch nennenswerte Zuströme aus dem Rettenbach- und Strobler Weißenbach Tal erhielt. Der hier sehr wahrscheinlich noch ca. 1400 m hohe Eisstrom floß dann in seiner Hauptmasse durch die Schwarzensee Furche und das Mitternweißenbach- und Äußere Weißenbach Tal zum Attersee und auch weiter nach Westen ab ohne noch wesentliche Zuflüsse zu erhalten. Am Südende des Attersees betrug die Eishöhe noch rund 1000 m, wie die Seitenmoränen bei der Eisenauer Alm belegen (Tafel 5, Profil 1).

Ein relativ schmaler Arm floß im Trauntal zum Traunsee ab. Er wies an der Mündung des Offenseetales noch eine Höhe von ca. 900 m auf und erhielt den letzten Zufluß aus dem Langbath Tal.

Dieses weit verzweigte Eisstromnetz, für das eine Schneegrenze von 1000 m Höhe (A. PENCK, 1909) angegeben wird, hat sich zur Zeit des Maximalstandes konsolidiert und konnte schon, vorhanden über den Hochstand bis zu den allerersten Rückzugshalten (Satorianlagen) als sich der zentrale Abfluß des Gletschers ausbildete (H. KOHL, 1974), aufrechterhalten werden.

Würm Spätglazial

Erste Abschmelzphasen

Nach dem Rückzug der Gletscherstirn von den undeutlichen Endmoränen bei Schloß Ort (s. Kapitel Würm Hochglazial, Nordufer des Traun Sees) setzt im nördlichen Teil des Traun Tales der Zerfall des Eisstromnetzes ein. Damit beginnt die durch den raschen Eiszerfall und der damit verbundenen Freisetzung großer Mengen von Detritus gekennzeichneten Periode des Spätglazials (Taf. 4).

Mitterweißenbach

Das Gebiet des Sattels um die Umkehrstube ist sehr bald nach dem Hochglazial, von einigen kurzfristigen Halten unterbrochen, wieder eisfrei geworden (Abb. 22).

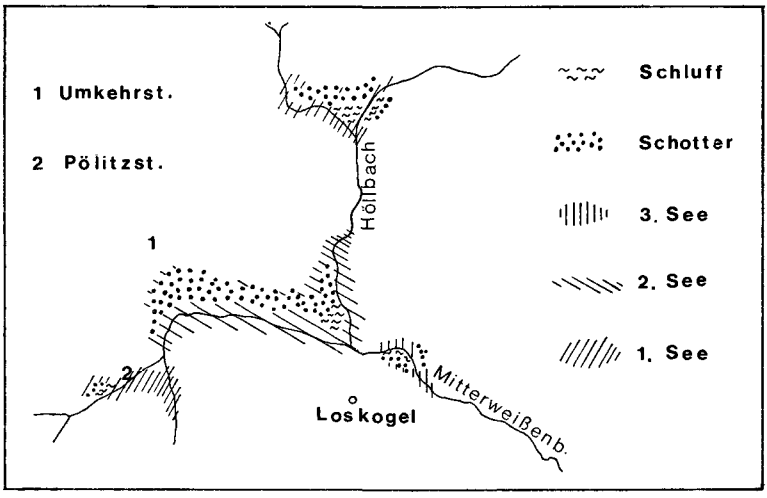


Abb. 22. Abfolge der Stauseen im Mitterweißenbach Tal.

In der ersten Phase lag im Bereich des Sattels ein wahrscheinlich inaktiver Eiskörper, der noch in die Seitentäler eingriff. An seinen Rändern wurden in kleinen Becken Stauseesedimente abgelagert. So entstand bei der Pölitzstube ein kleiner Stausee in 580 m Höhe. Er wurde mit eben gelagerten Schluffen erfüllt, die von groben Schottern bedeckt sind, welche manchmal noch durch Kritzung die Nähe

der Gletscherzunge des Trattengrabens anzeigen. Dessen steile Seitenmoränen sind beiderseits des Grabens in knapp 700 m erhalten.

Ebenso entstand in dem kleinen Becken südlich des Sattels am Zusammenfluß des Höllbaches mit dem Bach des Rehstatt Grabens ein kleiner Stausee, dessen Sedimente durch einen Abbau gut aufgeschlossen waren (s. Kapitel Sedimente, Mitterweißenbach). Es handelt sich um mächtige Schluffablagerungen, die ebenso von Schottern überlagert sind. Im Gegensatz zur Pölitzstube waren damals auf der Südseite des Höllengebirges die Lokalgletscher bereits stärker abgeschmolzen, da keine Reste davon zu finden waren.

Ebenso finden sich hier im Gegensatz zu den nahezu sterilen Schluffen der Pölitzstube in sehr geringer Konzentration Pollen einer offenen Vegetation an den klimatisch begünstigten Südhängen des Höllengebirges.

Es sind dies überwiegend Pollen von Gräsern und den kälteliebenden Kräutern *Artemisia* 35%, *Chenopodiaceae* 15%, *Helianthemum* 2%. Dazu kommen noch *Pinus* 12%, *Betula* 6% und *Salix* 1%. Auffällig ist die geringere Vertretung der Baumpollen in diesem Pollenspektrum gegenüber den Schluffen des Offenseebach und Langbath Tales (s. Kapitel Würm Vorstoßphase).

In der weiteren Folge wurden das Becken der Ascherau und der Sattel bei der Umkehrstube eisfrei. Der schluchtartige Ausgang ins Mitterweißenbachtal nördlich des Loskogels war aber wahrscheinlich durch inaktive Eismassen oder den Ast des Traungletschers im Mitterweißenbachtal blockiert.

In dem dahinter aufgestauten See kamen erst eben gelagerte Schluffe mit Sandzwischenlagen bis in eine Höhe von 535 m (alte Kreidegrube) zur Ablagerung, darüber folgen deltageschüttete Schotter, die ca. 15 m Mächtigkeit erreichen und die vorgebauten Delta des Höllbaches und der Pölitz darstellen. Diese Schotter bilden die weitgespannte Terrasse nördlich der Dürren Pölitz. Sie bedecken den Sattel bei der Umkehrstube, laufen nach Westen zu aber in einen Schwemmkegel aus, der hier keinerlei Stauwirkung zeigt.

Eine ca. 5 bis 10 m mächtige Terrasse östlich des Durchbruches zeigt durch ihren Aufbau (Schluffe im Liegenden, darüber grobe Schotter) an, daß für kurze Zeit in diesem Bereich nochmals ein kleiner Stausee entstand.

Östlich davon sind im Mitterweißenbach Tal keine Spuren des Eisrückzuges mehr zu beobachten.

Westufer des Traun Sees

Zwischen den kleinen Moränenwällen am Ostfuß des Grasberges, die zum System der Moränen Schloß Ort, Pichlbach (s. Kapitel Hochglazial, Nordufer des Traun Sees) gehören dürften und dem See, erstreckt sich die ideal ausgebildete Drumlinlandschaft, die das kleine versumpfte Becken bei Wagnerfeld einschließt. Von diesem geht nach Norden ein kurzes, in die Grundmoräne eingeschnittenes Trockental aus, das auf einer Eisrandterrasse ausläuft und das Ausapern der Grundmoränenwälle westlich Hollereck anzeigt.

Nördlich des Mühlbaches ist im Bereich Hessenberg eine Treppe von Eisrandterrassen mit deutlicher Deltaschüttung erhalten, die das ruckweise Zurückweichen des Gletscherrandes anzeigt (Abb. 14). Südlich des Baches sind äquivalente Terrassen zwischen Eckbauer und Röschleiten entwickelt. Aufgebaut werden sie von

Schottern aus dem Einzugsgebiet des Mühlbaches (Flysch und Langbath Zone), unter die sich anfangs seltener, gegen Osten zunehmend, verschwemmtes Moränenmaterial mengt.

In der weiteren Folge schmolz das Eis rasch ab und gab das Becken von Viechtau gänzlich frei. Dort akkumulierte dann der Mühlbach einen großen, flachen Schwemmkegel, der in einer breiten Terrasse in ca. 450 m Höhe ausläuft. Aufgebaut wird diese von steil nach Osten geschütteten Deltaschottern. Die unmittelbar vorgelagerte Terrasse in 440 m Höhe wird ebenso von schlecht sortierten, sandreichen, groben Schottern aufgebaut, die eine großzügige Deltaschüttung über die gesamte Höhe zeigen. Bei beiden Terrassen ist die Deltaschüttung noch von einer groben, 2 bis 3 m mächtigen, horizontalen Schüttung bedeckt (siehe Kapitel Sedimente; Kames).

Die Sedimente stellen die Verfüllung zweier Eisrandseen mit ca. 450 und 440 m Spiegelhöhe zwischen Sulzberg und Buchschacher dar, die am Rand eines inaktiven Eiskörpers im Becken des Traun Sees aufgestaut wurden. Hinweise, daß die beiden Terrassen einer Deltaschüttung in einem in seiner Gesamtheit höher stehenden Traun See (siehe nächstes Kapitel) entsprechen, wie dies G. GÖTZINGER (1936), S. 88, annimmt, konnten nicht gefunden werden. An keinem der zahlreichen kleinen Bäche um den Traun See treten Terrassen in dieser Höhenlage, auch nicht in geschützter Lage, auf.

Trauntal südlich Ebensee

Im Bereich des Trauntales südlich Ebensee sind außer Gletscherschliffen und unbedeutenden Moränenresten keine Spuren des Eisstromes des Hochglazials erhalten geblieben. Es finden sich hier nur zum Teil ausgedehnte Terrassenfelder, die der Abschmelzperiode des Eises und den damit verbundenen kurzlebigen Seebildungen entstammen.

Im Tal des Rindbaches sind am orographisch rechten Hang westlich des Wasserfalles Sande und Schotter aufgeschlossen, die deutliche Deltaschüttung nach Westen zeigen. Sie haben eine ebene Oberkante in 480 m Höhe und stellen den Rest eines Talverbaues in dieser Höhe dar. In gleicher Höhe findet sich auch im Langbath Tal oberhalb der Seilbahnstation eine isolierte Terrassenkante.

Etwas tiefer ist am Rindbach in 465 m östlich des Jagdhauses noch eine Terrasse ausgebildet, die aus kaum sortierten groben Schottern aufgebaut wird, die Deltaschüttung zeigen. Weiter talauswärts sind dann noch zu beiden Seiten des Baches Reste einer von steilen Schwemmkegeln bedeckten Terrasse in 440 m Höhe erhalten. In 435 m folgt noch eine breite Terrasse, die durch eine steile Erosionskante von der höheren getrennt die südlichen Teile der Ortschaft Rindbach trägt.

Diese Terrassenfolge zeichnet ein ruckweises Freiwerden der Mündung des Rindbaches während des endgültigen Abschmelzens des Trauneises nach (G. GÖTZINGER, 1936, S. 88).

Eine ähnliche Abfolge ist auch an der Mündung des Frauenweißenbaches zu beobachten. Südlich Roit ist eine ausgedehnte Terrasse in 455 m Höhe entwickelt, die sich an ihrem westlichen Ende an Rundhöcker anlehnt. Zwischen diesen ist dann noch eine schmale Terrasse in 450 m ausgebildet, in der ein großes Toteisloch erhalten ist. Westlich davon, durch eine deutliche Erosionskante getrennt,

erstreckt sich der ausgedehnte Schwemmkegel des Frauenweißenbaches, der in 445 m Höhe zur Traun hin ausstreicht. Er wird, wie in einer großen Schottergrube an der neuen Straße zu sehen war, von sandigen Schottern aufgebaut, die eine einheitliche Deltaschüttung nach NE zeigen (A. PENCK, 1909, S. 364) und prächtig polierten Rundhöckern auflagern. Sie werden noch von 2,5 bis 3 m mächtigen groben Schottern mit horizontaler Lagerung bedeckt, die die Schwemmkegeloberfläche bilden.

Ebenso deutliche Deltaschüttung zeigen die schwach verkitteten Sande und Schotter bei der Miesenbachmühle, die eine Oberkante in 455 m haben. Die Nagelfluh wurde erst dem System einer der zahlreichen spätglazialen Seestände im Traunseegebiet zugeordnet (G. GÖTZINGER, 1936, S. 88), später aber, wahrscheinlich aus Gründen der besseren Verkittung, ins Riß/Würm Interglazial gestellt (C. TROLL, 1937, S. 265 und G. GÖTZINGER, 1937, S. 46). Da die Terrasse keine stärkere Verwitterung an der Oberfläche und im Schotterkörper zeigt als die anderen auch und nicht von Moräne bedeckt ist, möchte ich sie doch dem Spätglazial zuordnen. Alle diese Terrassen sind eher kurzfristigen Seen am Rande des abschmelzenden Traungletschers als einem sich ruckweise entleerenden Traun See (G. GÖTZINGER, 1936, S. 88) zuzuordnen, da dann doch eher eine größere Parallelität in der Ausbildung und Höhenlage der durchwegs deltageschütteten Schotterablagerungen zu erwarten wäre. Außerdem ist an deren Gestaltung auch Toteis direkt beteiligt gewesen. Nur die ausgedehnten Terrassen in 440 m Höhe könnten am ehesten einem einheitlichen Seespiegel entsprechen, wie dies A. PENCK (1909), S. 364, meinte. Da aber außer den Terrassen (Viechtau, Rindbach) und der etwas höher liegenden bei Steinkogel keine Deltaschüttungen in diesem Niveau auftreten, möchte ich auch sie ausgedehnteren Eisrandterrassen mit annähernd gleich hohem Wasserspiegel zuordnen. Für diese Entstehung spricht auch noch, daß sich diese Deltaschüttungen in ihrem Oberflächengefälle nicht kontinuierlich weiter entwickelten, wie das bei einem durch die Tieferlegung des Seeabflusses absinkenden Seespiegel zu erwarten wäre, sondern von steilen, 10 bis 20 m hohen Böschungen begrenzt sind.

Erst nach dem endgültigen Abschmelzen des Eises in der Wanne des Traun Sees bildete sich an seinem Südende das einheitliche Delta der Traun aus, das bei Lahnstein in knapp über 430 m Höhe beginnt und bis Ebensee zu verfolgen ist, wo es heute noch in den Traun See vorgebaut wird (zeitliche Entwicklung siehe Tafel 4).

Der südlich anschließende Talabschnitt bis Kößlbach wird von 10 bis 20 m über den heutigen Flußlauf ansteigenden Aufragungen des Untergrundes geprägt, die alle starke Zurundung und in Bereichen frischer Abdeckung auch noch deutliche Kritzung zeigen. Sie könnten einem ehemaligen Talboden entsprechen, der sich aber wegen der starken glazialen Überformung nicht mehr rekonstruieren läßt. An diesen Aufragungen stauen sich die kurzen, steilen Schwemmkegel der Seitenbäche und bilden zwischen ihnen auch kurze Terrassenflächen, die aber zu keinem zusammenhängenden System verbunden werden können.

Bei Kößlbach sind am orographisch rechten Ufer der Traun Terrassen in 480, 460 und 455 m erhalten, deren mittlere den Raum zwischen einer Hauptdolomit-

aufragung in der Talmitte und dem Südhang einnimmt. In ihr sind zwei große Toteislöcher erhalten (D. VAN HUSEN, 1975, S. A 71). Die sandreichen Schotter, in denen sich öfter auch große, völlig ungerundete Blöcke befinden, weisen lagenweise Deltaschüttung auf (Abb. 23).

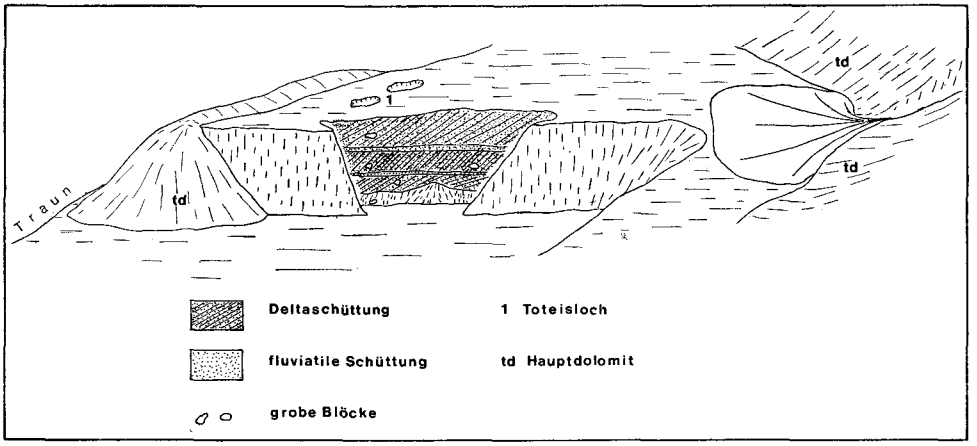


Abb. 23. Skizze der Terrasse bei Mitterweißenbach, Erläuterungen siehe Text.

In den beiden anderen Terrassen war ebenso in kleinen Aufschlüssen Deltaschüttung zu sehen.

Diese Terrassen sind am ehesten als Schüttungen der Traun aufzufassen, als sie ihren Weg durch abschmelzende Toteiskörper suchte. Dabei kam es fallweise auch zur Ausbildung kleiner Stauseen aber keineswegs zu einem großen, das Tal erfüllenden See, wie dies G. GÖTZINGER (1936), S. 89, meinte.

Schwarzensee Furche

Während des raschen Eiszerfalles nach dem Hochglazial wurde wahrscheinlich sehr bald die Schwarzensee Furche eisfrei. Dabei entstand in der glazial übertieften Felswanne bei der Moosalm ein See, der mit tonigen Schluffen mit zum Teil mächtigeren Sandzwischenlagen verfüllt wurde. Diese sind am Ufer des Moosbaches im Liegenden des Hochmoores aufgeschlossen (Abb. 24).

Leider war der volle Wert der Übertiefung der Wanne bei der Moorbohrung nicht feststellbar, wird aber bei der intensiven glazialen Überarbeitung der Schwarzensee Furche mehrere Meter betragen.

Die Vegetationsentwicklung während der Sedimentation der durch die Bohrung erfaßten oberen 2,5 m der Schluffe (Tafel 5, 1 Moosalm) zeigt an, daß die Wanne zur Zeit der kurzen wärmeren Phase um 15 400 BP, die sich in 6,5 m Tiefe abzeichnet, bereits fast gänzlich mit Schluffen erfüllt war. Die kurze Klimaverbesserung ist durchaus mit der in Rödschitz (Tafel 5, 6 Rödschitz) datierten kurzen, wärmeren Phase anhand des starken Rückganges der Artemisiawerte bei gleichzeitiger Zunahme der Baumpollen (Pinus) zu vergleichen.

Abb. 24. Hochmoor Moosau (Schwarzensee Furche).

Ischltal

Spuren des Eiszerfalles sind im Ischltal selten. So zeigen die Reste eines mächtigen Talverbaues, der den Ausgang des Scheffau Baches in der vollen Breite verlegte, einen Halt in rund 700 m Höhe an.

Nördlich Rußbach, am Austritt des Baches ins Ischltal, findet sich eine gut ausgebildete Terrasse in 620 m Höhe. Ihr innerer Aufbau war während der Straßenverbreiterung gut aufgeschlossen (Abb. 25).

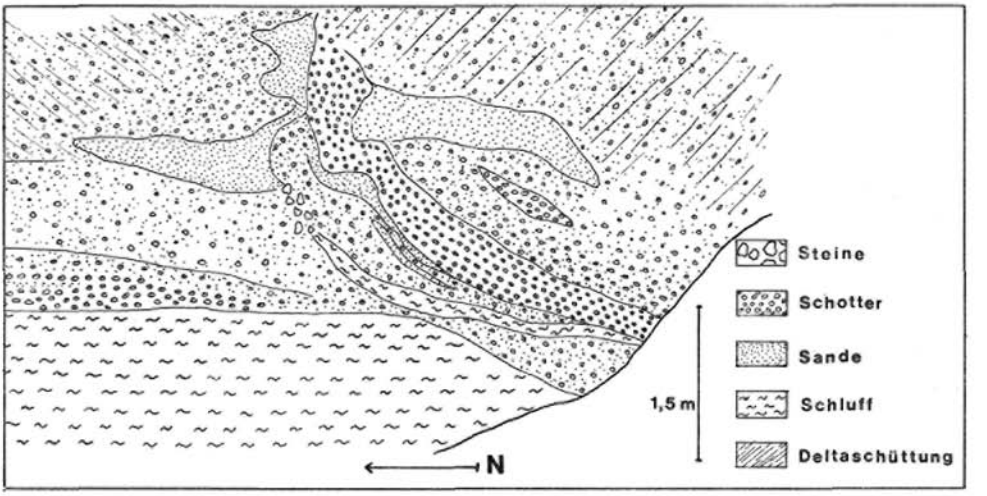


Abb. 25. Strukturen im Eisstaukörper bei Rußbach (Ischl Tal).

Über einem ca. 1 bis 1,5 m mächtigen Paket sandigen Schluffes folgen teils grobe, teils feinere, gut klassierte Schotter, die mit reinen Sandlagen verfaltet und verknetet sind und den Kontakt mit einem noch aktiven Gletscher im Süden der Terrasse während der Sedimentation anzeigen. Diese Ablagerungen werden von sandreichen Schottern überdeckt, die mit steiler Deltaschüttung eine Sedimentation in einen nach dem weiteren Zurückweichen des Gletschers entstandenen Stausee anzeigen. Diese Terrasse gehört zu dem System von Eisrandterrassen mit rund 600 m Höhe im Bereich des Wolfgangsees, für die K. WICHE (1963) die gleichen Strukturen beschreibt. Sie dürften am Rande einer noch die Furche des Wolfgangsee-Ischltales erfüllenden Gletscherzunge akkumuliert worden sein, die, wie durch die Stauchungen der Sedimente erkennbar ist, noch nicht völlig inaktiv geworden war und ein schwaches Gefälle von Ost nach West (K. WICHE, 1963, S. 127) aufwies.

Schlußfolgerung

Die ersten Zeugen des Zerfalles des Eisstromnetzes an seinem Nordende in einzelne Eisströme stellen die Schluffablagerungen im Bereich Mitterweißenbach—Umkehrstube dar. Es sind dies in Stauseen rasch sedimentierte, vorwiegend schluffige Sedimente, die noch mit Schüttungen grober, schlecht bearbeiteter Schotter bedeckt sind, die aus dem großen Angebot von Schutt und verschwemmtem Moränenmaterial aus dieser Zeit stammen.

In der weiteren Folge wurde dann sehr rasch auch der Übergang der Schwarzensee Furche vom Eis freigegeben, so daß der Traungletscher bereits auf die E-W Furche des Ischltales und das Trauntal beschränkt war. Im Trauntal nördlich Bad Ischl und am Traun See zeugen noch mächtige, weit ausgedehnte Eisrandterrassen vom Zerfall und Abschmelzen dieser Gletscherzunge. Diese wurden wahrscheinlich im Gegensatz zur Auffassung von G. GÖTZINGER (1936, 1937) in keinen ausgedehnteren, höheren Traun See aufgeschüttet, sondern stellen die Verfüllung einzelner Eisrandseen dar, da sie mit Toteiserscheinungen verbunden sind und am Ausgang der einzelnen Seitentäler eine unterschiedliche Höhenentwicklung aufweisen.

In der Umgebung des Wolfgangsees kamen ebenso in kleinen Eisrandseen Schotter und Sande zur Ablagerung, die aber noch Spuren des Kontaktes mit der schwach aktiven Gletscherzunge zeigen (K. WICHE, 1963). Ein Aufschluß, der diesen Kontakt durch Verknetung von Sanden und Schottern großflächig erkennen läßt, war neuerdings bei der Verbreiterung der Schwarzenseestraße in dem Eisrandkörper nördlich Rußbach zu sehen.

Unmittelbar nach der Ablagerung dieser Eisrandterrassen und dem folgenden Abschmelzen der in den Tälern vorhandenen Eismassen kam es durch die großen bereit liegenden Schuttmassen zur raschen Ausbildung teils riesiger Schwemmkegel (Strobler Weißenbach), teils zu Deltabildungen (Zinkenbach, Ebensee). Ebenso aus dieser Zeit dürften die schwach verkitteten Breccien in dem weiten Karraum nordwestlich der Hohen Schrott stammen, die nirgends von Moränen bedeckt sind.

Ischler Stand

Die erste Unterbrechung der Abschmelzperiode durch einen kurzen Vorstoß ist im Ischl Tal am deutlichsten ausgeprägt. Deswegen wird für dieses Ereignis der Name Ischler Stand eingeführt.

Ischl Tal

Nach dem Abschmelzen der Gletscherzunge im Bereich des Wolfgangsees kam es im unteren Ischl Tal zur Einschüttung einer Terrasse. Sie ist am orographisch rechten Ufer der Ischl ohne Unterbrechung von knapp unterhalb der Straßenbrücke (Kote 507) bis zum Kalvarien Berg zu verfolgen (Tafel 2, Profil 4).

Anfänglich hat sie eine Mächtigkeit von ca. 10 m, die nach Osten langsam bis auf 15 bis 18 m anwächst. Die Terrasse zeigt durchwegs fluviatile Schüttung und ist lagenweise gut verkittet. In ihren östlichen Teilen im Bereich des Elisabeth Weges wird sie von ca. 3 m mächtigen Schluffen unterlagert, die auf einen Rückstau am Beginn der Akkumulation hindeuten. Dieser dokumentiert sich aber auch noch während der weiteren Sedimentation in sehr stark sandigen und auch schluffreichen Zwischenlagen. Er führt aber zu keiner richtigen Seebildung mehr, da Deltaschüttungen fehlen. Der Rückstau wird am ehesten auf eine Gletscherzunge im Raum Bad Ischl zurückzuführen sein.

Neben den hauptsächlich aus dem verschwemmten Moränenmaterial stammenden Schottern tritt im östlichen Teil der Terrasse (südlich Haiden) sehr stark schlecht gerundeter Hauptdolomit auf, wie er auch die großen jungen Schwemmkegel bei Haiden und Kreutern nördlich der Ischl aufbaut. Nördlich der Ischl treten aber keine Reste dieser Terrasse auf. Deshalb möchte ich annehmen, daß zur Zeit ihrer Akkumulation in dem leicht übertieften Becken am Nordrand des Tales noch ein Toteiskörper lag, an dessen Südrand die Terrasse abgelagert wurde.

Sie wurde in der weiteren Folge nochmals vom Traungletscher überfahren und mit Grundmoräne bedeckt, die auf der Terrassenoberfläche und südlich anschließend zu idealen Drumlins geformt ist. Die Moräne unterscheidet sich in ihrer petrographischen Zusammensetzung wenig, in ihrer Ausbildung (Taf. 3, Nr. 14) aber deutlich von der die Terrasse unterlagernden Grundmoräne des Hochstandes (Taf. 3, Nr. 16, 20) (siehe Kapitel Sedimente).

Ebenso deutlich geringer ist die Lagerungsdichte der hangenden Moräne, was auf die wesentlich kleinere Auflast durch Eis und wahrscheinlich auch deren Dauer zurückzuführen ist (siehe Kapitel Sedimente). Dieser Unterschied in der Ausbildung wird bei den noch jüngeren spätglazialen Vorstößen noch deutlicher erkennbar (siehe Kapitel Sedimente). Darüber hinaus erkennt man an der genau E-W verlaufenden Streichrichtung der Drumlins bei Lindau, daß dieser neuerliche Vorstoß nicht so mächtig wurde um durch die leicht nach Nordwesten ausgerichtete Grundmoränenlandschaft (siehe Kapitel Hochglazial, Ischl Tal) in diese Richtung geleitet zu werden.

Einige spärliche Reste lassen die Erstreckung und Mächtigkeit des Eiskörpers erkennen (Abb. 26). An der Südseite des Ischl Tales sind östlich des Gawanzersteins in 625 m, von oberhalb Tobies bis zum Scheffau Bach in 580 m und südlich Voglhub in 540 m Höhe Moränenwälle erhalten, die eine flach verlaufende Gletscherzunge nachzeichnen.

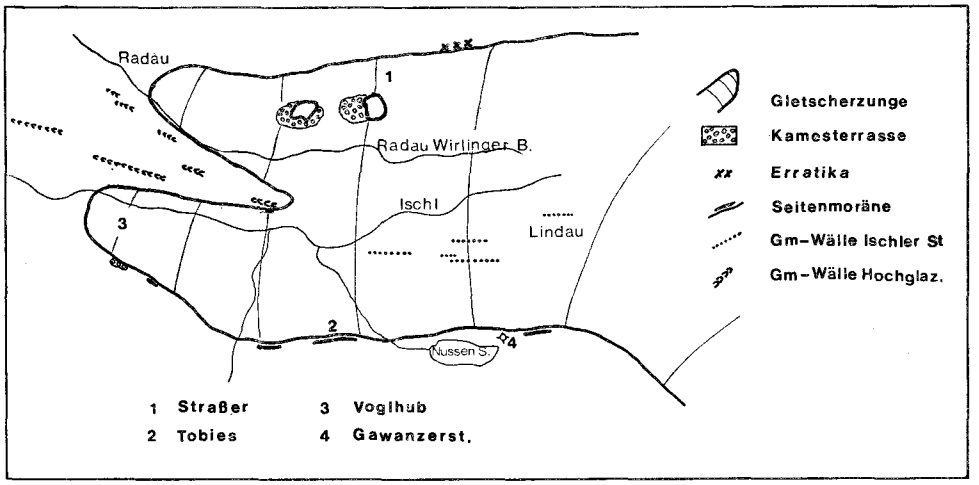


Abb. 26. Skizze der Gletscherzunge des Ischler Standes im Ischl Tal.

An den steilen Hauptdolomitflanken an der Nordseite des Ischl Tales sind keine Spuren erhalten, wenn man von den Erratika beim Krenngraben absieht. Die Gletscherzunge drang sicher auch ins flache Tal des Radau Wirlinger Baches ein, ohne aber Endmoränen zu hinterlassen. Dabei konnte das Eis die Aufragung der Gosaumergel südwestlich Straßer nur noch umgreifen (G. GÖTZINGER, 1939, S. 36 f.). Im Lee des Hügels entstanden Ablagerungen von durchwegs feinen Schottern, die Deltaschüttung zeigen und in Seen um den ausapernden Hügel abgelagert wurden. Die Schotter weisen die gleiche Zusammensetzung wie das Material der Grundmoränen auf, sind aber besser gerollt.

Die Oberkante dieser Ablagerungen in 540 m Höhe dürfte auch annähernd der Höhe der Gletscheroberfläche entsprechen.

Im Trauntal selbst wurde nur der ausgedehntere Talverbau bei Perneck in 610 m Höhe von einer kleinen Seitenzunge dieses Gletschers aufgestaut, der in das Tal eindrang. Daraus kann eine Eisoberfläche von wahrscheinlich 620 bis 640 m Höhe im Trauntal selbst abgeleitet werden.

In der klammartig eingeschnittenen Strecke des Rettenbach Tales konnten sich keine Spuren dieses Standes erhalten. Deshalb kann auch nicht gesagt werden, ob er mit dem Gletscher des Rettenbaches noch zusammenhing (Abb. 27). Wie weit dieser Stand traunabwärts reichte, war ebenso nicht feststellbar, da auch hier keine Moränenreste vorhanden sind. Dieser Stand stellt nur einen kurzen Vorstoß des vorher bereits bis in den Raum Bad Ischl zurückgeschmolzenen Gletschers dar, der aber nicht lang genug dauerte, um gut ausgebildete Endmoränenwälle abzulagern. Er kann möglicherweise mit dem Bühlstadium parallelisiert werden, den A. PECK (1909), S. 364 f., in dieser Position vermutete, ohne ihn aber näher belegen zu können. Der Anteil an Kristallingeschieben in den Eisrandschottern und Grundmoränen (Taf. 3, Nr. 14, 20) zeigt an, daß zu dieser Zeit möglicherweise noch eine Verbindung mit dem Ennstal bestand. Auf alle Fälle gelangten aber noch Eismassen aus diesem Raum zum Abfluß, weswegen

es sich bei diesem Vorstoß nur um eine kurzfristige Reaktivierung des noch zusammenhängenden Eisstromnetzes im südlichen Teil des Einzugsgebietes der Traun handeln kann.

Bad Ischl

Beim endgültigen Abschmelzen des Eises im Becken von Bad Ischl entstanden neben kleineren Eisrandterrassen die das Becken im Ostteil beherrschenden Schwemmkegel des Sulz- und Rettenbaches, die durch ihre Deltastrukturen noch zeitweilige Seebildungen an Toteis anzeigen (A. PENCK, 1909, S. 39 f., Fig. 5). Im Süden bei Sulzbach tritt der eine Schwemmkegel noch mit undeutlichen Moränen in Kontakt, die anzeigen, daß damals eine Gletscherzunge das ca. 40 m übertiefte Becken (Bohrungen, Salinenverwaltung Bad Ischl) südlich des Siriuskogels erfüllte.

Goiserer Becken

Während des Hochglazials war der Talabschnitt um Bad Goisern bis ca. 1600 m Höhe mit Eis bedeckt (Tafel 5, Profil 1), das einerseits von Süden vom Dachstein, andererseits von Südosten über den Pötschen Paß ins Becken eindrang.

Die höchsten noch erhaltenen Marken der Abschmelzphasen finden sich in rund 800 m Höhe. Es sind dies die heute durch großflächige Hangbewegungen in den Zlambachschichten und Liasfleckenmergeln stark aufgelösten Moränenmassen im Bereich der Leisling Alm, wie auch die mächtige Moränenanhäufung oberhalb der Trockentann Alm, die eine mit groben Blöcken (meist Dachsteinkalk) besetzte Kante in knapp oberhalb 800 m bilden. Diese Reste sind wahrscheinlich dem Ischler Stand zuzuordnen. Aus der daraus resultierenden Eishöhe von rund 800 m ergibt sich aber, daß der Pötschen Paß bereits eisfrei war und eine Verbindung zum Ausseer Becken nur noch über das Koppental bestand.

Ein noch deutlicherer Halt im Abschmelzen dieses Gletscherstandes wird durch Eisstaukanten um 700 m Höhe am Gr. Mühlkogel westlich Gschwandt, oberhalb Posern, am Illing Kogel und am Rücken zwischen Leisling und Pichler Bach markiert. Sie bestehen aus Schottern und Sanden, die die Zusammensetzung der Moränen und meist Deltaschüttung zeigen.

Ausseer Becken

Eine dem Ischler Stand entsprechende Marke kann der mächtige Moränenwall in 860 m Höhe südlich des Ischlkogels darstellen. Er dämmt den Sommersberger See ab. Durch seinen ebenen Verlauf wird angezeigt, daß der Lokalgletscher im Einzugsgebiet des Kirchlatzbaches (an der Nordflanke des Sarsteins) zu dieser Zeit mit den das Becken erfüllenden Eismassen zusammenhing, die demnach bis gegen 900 m Höhe gereicht haben.

Gosau

Während des Beginnes des Spätglazials und der damit verbundenen Abnahme der Eismächtigkeit änderte sich die Richtung des Eisabflusses im Gosautal bald (s. Kapitel Hochglazial, Gosau). So zeichnen die groben Dachsteinkalkblöcke auf dem Rücken der Kleinedt Alm einen kurzen Gletscherhalt nach, der den Stand bei der Breining Hütte gerade noch überschritt. Ebenso finden sich südlich des Paß Gschütt in 1050 m sowohl eine Ansammlung größerer Blöcke an einer

Erosionskante als auch ein kleiner Moränenwall, die eine kleine Gletscherzunge über den Paß Gschütt nach Westen anzeigen. Dieser Gletscher könnte dem Ischler Stand entsprechen.

Aus dieser Zeit stammen wahrscheinlich auch die (aufgeschlossenen oberen) Anteile der Grundmoräne östlich der Torfstube, die bereits wesentlich mehr Dachsteinkalkgeschiebe (Taf. 3, Nr. 28) enthalten als die höheren liegenden (unterhalb Horn Spitze) und damit einen verstärkten Durchzug der Eismassen von Süden nach Norden im Gosautal gegenüber dem Hochglazial anzeigen.

Schlußfolgerung

Die erste Unterbrechung des raschen Eisrückzuges im Trauntal stellt der kurze Vorstoß im Tal der Ischl der Ischler Stand (Taf. 4) dar. Nachdem das Ischltal weitgehend eisfrei geworden war, wurde von der Ischl teilweise neben Toteis eine Terrasse aufgeschüttet, die in ihrem Aufbau noch einen Rückstau, wahrscheinlich durch den Traungletscher bei Bad Ischl, anzeigt.

Diese Terrasse liegt der frischen, unverwitterten Würmgrundmoräne auf und wird von Grundmoräne bedeckt, die sich in ihrem Kornaufbau deutlich von der dichteren liegenden Moräne unterscheidet. Sie stammt vom Vorstoß des vorher wahrscheinlich nur bis Bad Ischl zurückgeschmolzenen Traungletschers, der nochmals die Hügel südlich des Kalvarien Berges überwand und etwa 5—6 km ins Ischl Tal eindrang. Seine teilweise ideal ausgebildeten Drumlins (Lindau) zeigen im Gegensatz zu den höheren und größeren Formen des Hochglazials einen strengen E-W Abfluß des Eises an. Dieser Vorstoß, der kaum Endmoränen hinterließ, wird noch durch Kamesterrassen (Wirling), die auch Aufschluß über seine Mächtigkeit geben, als kurzfristiger Gletschervorstoß charakterisiert, der die höchsten Grundgebirgsaufragungen nur umfloß und das Tal nur noch mit einer gering mächtigen Gletscherzunge erfüllte.

Dieser Vorstoß stellt eine kurze Wiederbelebung des im Einzugsgebiet der Traun sicher noch bis ins Mitterndorfer Becken und in die Gosau zusammenhängenden Eisstromnetzes dar. Dieses dürfte um Bad Goisern eine Oberfläche um 800 m Höhe und bei Bad Aussee eine solche gegen 900 m besessen haben und ist demnach nur noch über das Koppental in Verbindung gestanden (Abb. 27).

Durch die in den Schottern und Moränen dieses Standes im Ischl Tal auftretenden Kristallingeschiebe wird noch die Anwesenheit von Eismassen aus dem Ennstal angezeigt. Ob damals noch ein direkter Zusammenhang mit dem Ennsgletscher bestand, dürfte zweifelhaft sein, eher kamen nach der kurz vorher erfolgten Trennung nur noch im Talgebiet der Traun vorhandene Eismassen aus dem Ennstal zum Abfluß (s. Kapitel Sedimente, Geschiebeverteilung).

Eine Einordnung dieses ersten erfaßbaren Vorstoßes des Traungletschers nach dem Hochglazial ins Bühlstadium liegt nahe, zumal A. Penck (1909) und in der Folge G. Götzinger (1936, 1937) dieses im Raum zwischen Bad Ischl und dem Wolfgangsee vermuteten. Gemeinsame Erscheinungsformen sind der kurze Vorstoß der Gletscherstirn des noch zusammenhängenden Eisstromnetzes im Tal-

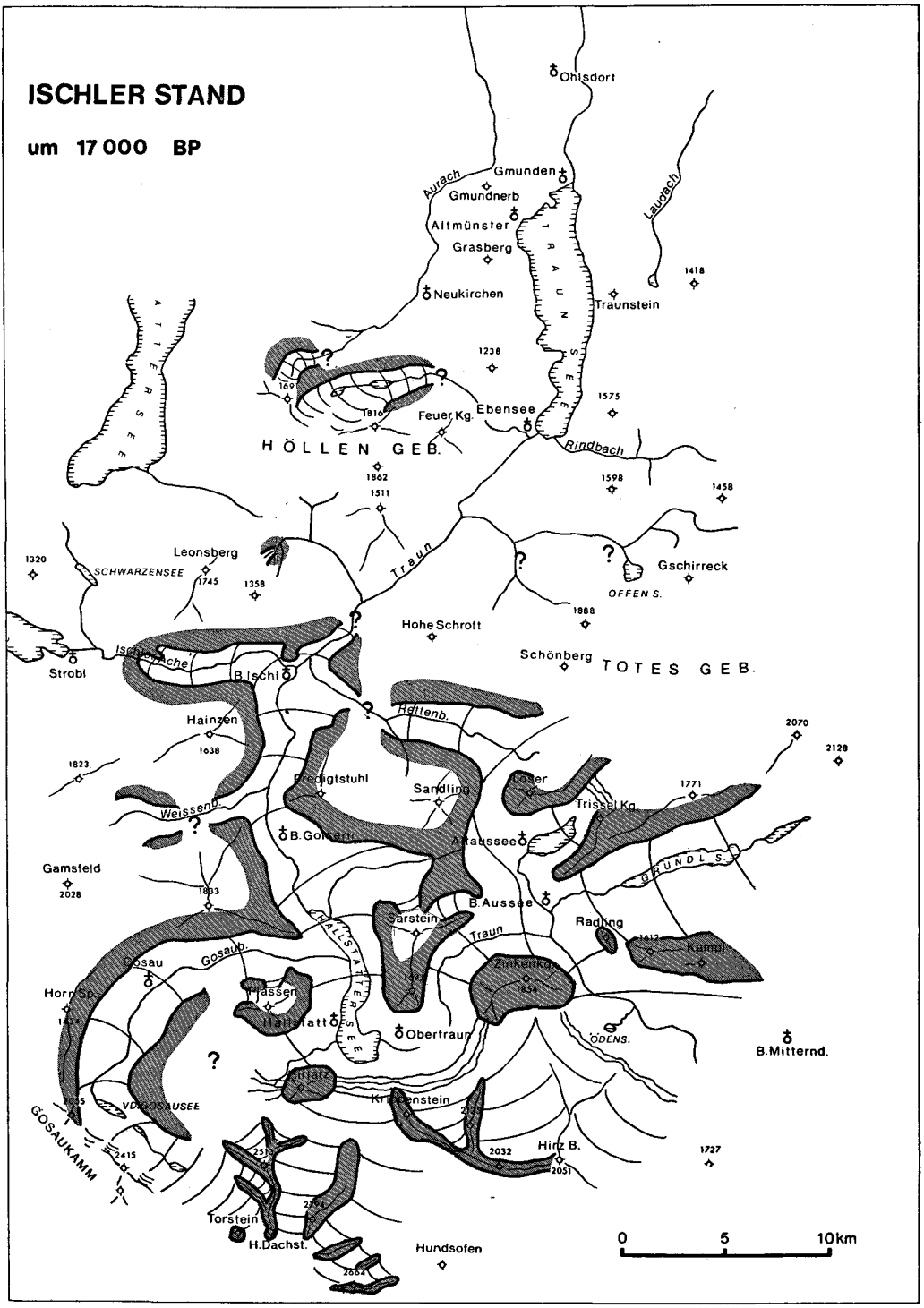

ISCHLER STAND
um 17 000 BP
Ohlsdorf
Gmunden
Gmundnerb
Aurach
Altmünster
Grasberg
Neukirchen
Traunstein
Laudach
TRAUNSEE
ATTERSEE
Feuer Kg.
Ebensee
Rindbach
HÖLLEN GEB.
Traun
Leonsberg
SCHWARZENSEE
Gschirreck
OFFEN S.
Hohe Schrott
Schönberg
TOTES GEB.
Strobl
Ischl
Ache
B.Ischl
Hainzen
Rettenb.
Predigtstuhl
Sandling
Loser
Trissel Kg.
Weissenb.
B.Gosau
Altaussee
GRUNDL S.
Gamsfeld
B.Aussee
Sarstein
Radling
Kampl
Gosau
Gosaub.
HALLSTATTERSEE
Zinkenkg.
Horn Sp.
Plassen
Hallstatt
Obertraun
ÖDENS.
B.Mitternd.
Hirlatz
Krippenstein
VD.GOSAUSEE
GOSAUKAMM
Hirz B.
Torstein
H.Dachst.
Hundsofen
0
5
10km

Abb. 27.

bereich, wobei aber dem Ischler Stand die Mehrgliedrigkeit und die deutliche Ausbildung des Eisrandes fast gänzlich fehlen (s. Kapitel Der Ablauf des Jungquartärs . . .).

Jochwand Stand

Nach dem Ischler Stand zeichnet sich in einigen Talbereichen des Trauntales ein kurzer Vorstoß ab. Die Abfolge seiner Sedimente ist am besten unterhalb der Jochwand (W Bad Goisern) erhalten, weswegen für dieses Ereignis der Name Jochwand Stand eingeführt wird.

Aurachtal

Im Bereich östlich der Taferlklause treten noch zwei Gruppen von deutlichen Moränenwällen des Spätglazials auf. Die ältere liegt am halben Weg zwischen Klammbichl und Taferlklause orographisch links der Aurach und wird durch zwei eng beisammen liegende, breite Moränenwälle markiert. Südlich dieser stellt der Moränenwall nordöstlich der Kote 882 die Fortsetzung dar. Sie umschließen eine im Zungenbereich steile Gletscherzunge, die den Klammbichl aber nicht mehr erreichte.

Goiserer Becken

Innerhalb der Marken des Ischler Standes entwickelte sich dann noch ein „regelrechter Komplex von Moränen und Schottern" (A. PENCK, 1909, S. 367), der aber nur noch auf den engeren Bereich des Trauntales beschränkt bleibt. Dieser kann aber im Gegensatz zur Auffassung von A. PENCK (1909) und G. GÖTZINGER (1936), die ihn geschlossen dem Gschnitz zuordnen, durchaus in zwei faziell deutlich unterscheidbare Phasen gegliedert werden (s. Taf. 2, Profil 5 und 6).

Während der ersten war das Becken von Bad Goisern im Norden noch bis gegen 600 m Höhe mit Eis erfüllt. An der westlichen Talflanke wurden unterhalb der Jochwand mehrere Moränenwälle abgelagert, die mit kleinen Staukörpern an den Seitengräben eng verknüpft sind und stellenweise von sehr grobem Tressensteinkalkblockwerk bedeckt werden. Dieses stammt von kleinen Bergstürzen aus der Jochwand. Nach Süden gehen diese Ablagerungen in eine Eisrandterrasse bei Unterjoch über, die in 600 m Höhe bis zum Ostabfall des Gr. Mühlkogels zu verfolgen ist.

Orographisch rechts der Traun finden sich in der gleichen Position Moränenwälle bei Posern, die an ihrem nördlichen Ende mit Bergsturzmaterial (Tressensteinkalk) der Ewigen Wand in Verbindung treten. Nach Süden setzen sie sich in dem breiten Wall bei Primesberg und dann weiter in einer Staukante bis gegen Lasern fort. Am Talausgang des Stammbaches findet sich bei Riedeln eine Ansammlung riesiger Blöcke in 580 m Höhe, die den Rand dieser Gletscherstirn markieren dürften. Oberhalb der Ortschaft Sarstein lag der Gletscherrand an dem hügeligen Gelände um die Koten 748 und 750 an, und dämmte den Abfluß der Gräben von der NW Flanke des Sarsteins (Schanz Gr.) ab. Dadurch entstand ein kleiner Stausee, dessen Sedimente in einer Kreidegrube gut aufgeschlos-

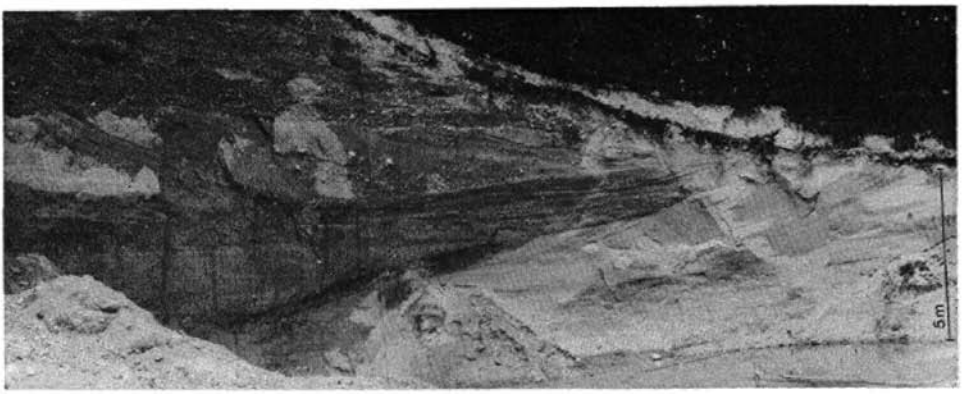


Abb. 28. Schottergrube Wildpfad. Schotter und Sande im Liegenden der Grundmoräne des Jochwand Standes.

sen sind und ein Modell eines rasch erfüllten Eisrandsees darstellen (s. Kapitel Sedimente). Die Oberkante der Seefüllung liegt in 726—727 m Höhe und setzt sich nach Süden als schmale Terrasse bis zur alten Pötschenstraße fort.

Zu diesem Gletscherstand dürfte auch noch der in 750—760 m Höhe frei ins Tal ausstreichende Schwemmkegel im Rothen Graben an der W Flanke des Sarsteins gehören.

Die Oberfläche der Gletscherzunge, die in dieser ersten Phase das Becken von Bad Goisern erfüllte, weist ein nur geringes Gefälle von Süd nach Nord auf. Dieses und die Charakteristik der am Rand angelagerten Sedimente deuten auf einen längeren Stillstand innerhalb des Abschmelzens des Gletschers im Trauntal hin. Daß diesem Gletscherstand auch eine kurze Vorstoßphase vorausgeht, ist an beiden Talflanken zu ersehen. Einen Hinweis gibt die Bohrung auf Salz in Posern (C. v. BALZBERG, 1878), die unter Moräne Sande und Schotter bis zu 63 m Tiefe erschloß.

An der anderen Talseite sind in einer großen Schottergrube südlich Wildpfad an der Innenseite der breiten Moränenwälle unterhalb der Jochwand mächtige Sande, teilweise mit Deltaschüttung aufgeschlossen (Abb. 28), die im Hangenden von gröberen Schottern überlagert werden (Taf. 2, Profil 5). Diese Sedimente sind dann noch von Grundmoräne bedeckt, die in den breiten Wall unterhalb der Jochwand übergeht. Die Grundmoräne zeigt eine für einen kurzen Vorstoß recht typische Kornverteilung und eine lockere Lagerung (Taf. 3, Nr. 29). Die in ihr häufig auftretenden, gut gerundeten Gerölle sprechen für eine Aufarbeitung der liegenden, fluviatilen Schotter. Das gegenüber den Moränen des Hochglazials häufige Auftreten von Gosaugesteinen (Sandsteine, etwas Mergel, Kalke vom Typ Untersberger Marmor) ist auf die Gletscherentwicklung im Gosautal zurückzuführen, da zu dieser Zeit der Abfluß schon gänzlich zum Hallstätter See erfolgte (Abb. 33).

Dieser deutlich markierte Gletscherstand reichte wahrscheinlich bis in den Raum von Lauffen, wo aber in dem engen Tal keine Spuren erhalten sind. Er war mit einem kurzen Vorstoß verbunden, der die feinkörnigen Sedimente am Talrand überfuhr. Diese wurden am Rand einer etwas kleineren Gletscherzunge

abgelagert, als die Enge von Lauffen wahrscheinlich noch mit abschmelzenden Eismassen verschlossen war.

Gosau

Während des Jochwand Standes war der Gosaugletscher bereits isoliert und auf das Gosautal beschränkt. Er hinterließ eine mächtige, deutlich gegliederte Seitenmoräne nördlich Buchberger beiderseits der Mündung des Bärnbaches, die anzeigt, daß er bis zum Eingang der Engtalstrecke gereicht hat.

Diese Moräne weist die gleiche Ausbildung und breite Formung wie die im Goiserer Becken auf. Ob auch hier Stausedimente nochmals überfahren wurden, konnte nicht nachgewiesen werden, da Aufschlüsse fehlten. Zu diesem Stand sind dann noch die teilweise deutlich ausgeprägten Staukanten am Ausgang der Bäche nördlich des Gosaubaches zu rechnen, die ein ruckweises Abschmelzen der Gletscherzunge anzeigen.

Die in der Abschmelzperiode des Ischler Standes und während des Jochwand Standes an der Ostflanke der Horn Spitze abgelagerten Sedimente wurden durch die nachfolgende riesige Hangbewegung in ihrer Lage gestört und sind keinem Stand zuordenbar.

So ist heute der Hang im Bereich Veiten Alm—Falmberg Alm und Ötscher Alm mit einer teilweise dichten Decke von bis zu m^3 großen Blöcken bedeckt, die manchmal wallartig 2—3 m mächtig werden kann (O. GANSS, 1954, S. 81). Da in diesen Ablagerungen nur grobe, ungerundete Blöcke von Dachsteinkalk auftreten, feineres Material unter etwa 10 cm ∅ generell fehlt, wird es am besten als kurz verfrachtetes Bergsturzblockwerk zu deuten sein. Diese Blöcke, sicherlich vieler kleiner Berg- und Felsstürze im Bereich des Gosaukammes (viele Riffkalke), wurden durch das Eis nach Norden verfrachtet und am Rand des niederschmelzenden Eises zum Teil auch in kleinen Wallformen abgelagert.

Deutliche Halte des Eisrückzuges im Bereich des Prielgrabens zeigen die Seitenmoräne am orographischen rechten Hang unmittelbar am Ausgang des Tales und der grobblockige Wall südlich der Briel Alm an. Letzterer stellt die letzte Marke der Gletscherzunge von der Nordabdachung des Schwarz Kogels dar. Er kann möglicherweise dem Jochwand Stand entsprechen.

Wahrscheinlich unmittelbar nach dem Eisrückzug kam es in der mächtigen Moränenverbauung des Roßalpengrabens einerseits durch die starke Erosion der Bäche, anderseits begünstigt durch die Unterlagerung mit Haselgebirge, zu großen Hangbewegungen. Diese entwickelten sich mit der Zeit immer höher ausgreifend bis in den Bereich der Kröpflblaiken, wo heute bereits größere Partien des Felsuntergrundes in die Gleitungen miteinbezogen sind.

Einige undeutliche Marken des Eisrückzuges stellen noch die Moränenhügel unmittelbar südlich Gosau dar, die nur eine geringmächtige Moränenverbauung über Grundgebirge darstellen. Mit diesen korrespondieren noch gut die Eisstaukanten südlich des Ht. Glaslbaches in knapp unter 700 m Höhe.

Hangbewegung Horn Spitze

Während des Abschmelzens des Eises im N-S verlaufenden Talstück des Gosaubaches entwickelte sich durch den Verlust des Widerlagers in der Ostflanke

des Höhenrückens Hochbühel—Horn Spitze eine ausgedehnte Hangbewegung. Sie erfaßte die in diesem Bereich weitgehend söhlig lagernden Sedimente der Gosau (Sandsteine und Nierentaler Schichten). Die Hauptmasse der Hangbewegung wird von der markanten, durchwegs 20—40 m hohen Steilstufe der Hauprabrissnische begrenzt, die im Bereich nördlich der Moosklaus Alm beginnt und in einer weit geschwungenen Muschel nach Süden bis zur Falmberg Alm verläuft. Hier endet sie in einer fast 100 m hohen Wandstufe.

Südlich der Falmberg-Alm springt diese dann etwas nach Westen zurück und verläuft als deutliche Steilstufe teilweise mit frischen Felsanbrüchen bis in den Graben unterhalb der Liesenhütte und in diesem bis zum Gosaubach. Oberhalb dieser Abrißnische entstanden in der weiteren Folge durch die Übersteilung des Hanges noch kleinere, teilweise eng gestaffelte Bewegungsbahnen (Horn Alm), die bis zur Horn Spitze und dem nach Nordosten verlaufenden Rücken zurückgreifen. Südlich der Horn Spitze bildete sich durch diese Bewegungen parallel zum Rücken ein 5—10 m tiefer Graben und flache, lang gestreckte Furchen, die heute versumpft sind. Nordwestlich Kote 1466 griff die Bewegung durch ein Einfallen der Nierentaler Schichten mit 15° nach Osten begünstigt über den Rücken auf die Westflanke über. An den hier die Bewegungsbahnen markierenden flachen Dellen und Furchen finden sich mehrere dolinenartige Formen und Schlucklöcher, die eine aktive Auflockerung in diesem Bereich anzeigen (Abb. 29).

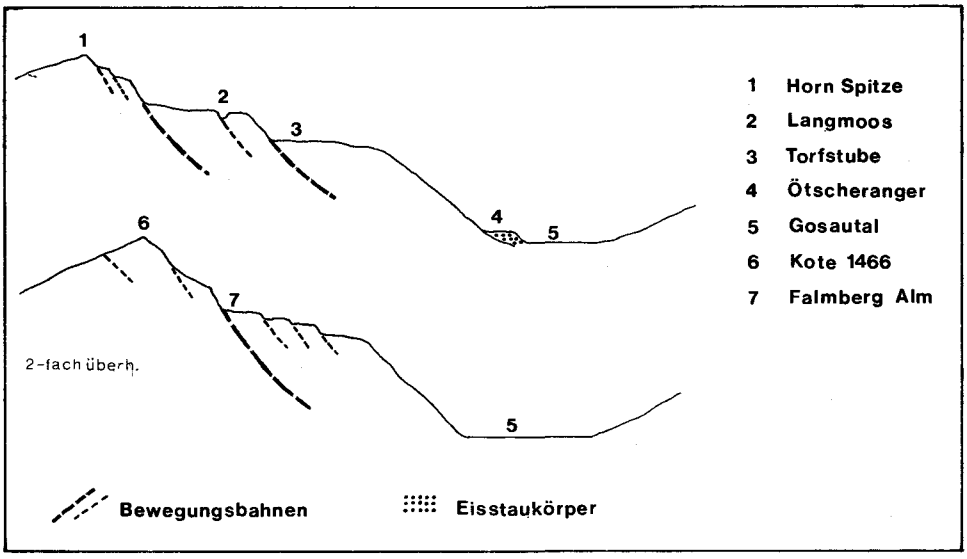


Abb. 29. Zwei schematische Profile durch die Hangbewegung bei der Horn Spitze (Gosautal).

Die bewegte Masse selbst ist noch durch größere Bewegungsbahnen untergliedert. So wird der nördliche Teil durch eine 40—50 m hohe Abrißnische westlich der Torfstube zweigeteilt, in deren Folge auch die grabenartige Furche

des Langmooses knapp oberhalb der Sommerau Alm aufriß (die vielen, teilweise größeren Gleitmuscheln zwischen den beiden Glaslbächen sind hingegen nur durch die starke Erosion in den mächtigen Grundmoränenbedeckungen entstanden). Im südlichen Teil, ungefähr ab der Leutgeb Alm, ist die Gleitmasse durch mehrere niedrige Steilstufen, die kleine Abrißflächen darstellen, unterteilt.

Nach Osten gegen den Gosaubach wird die Gleitmasse durch einen geschlossenen, nur durch scharfe Kerben der Bäche unterbrochenen, 250—300 m hohen Abbruch begrenzt.

Das Alter der Hangbewegung kann nur über ihre Beziehung zu den einzelnen Rückzugsstadien abgeschätzt werden (s. Taf. 4). Die Moränen und Erratikaanhäufungen der ersten Rückzugsstände, die durch die Hangbewegung tiefer gesetzt wurden, sind nur im Bereich der ehemaligen Oberfläche, aber niemals auf den neuen Anrissen und Abrißnischen zu finden. Hingegen sind aber die Eisrandmarken südlich des Ht. Glaslbaches ungestört am Fuß der Hangbewegung entwickelt. Daraus ergibt sich, daß die Bildung der Hangbewegung am besten parallel zum Abschmelzen und dem damit verbundenen allmählichen Verlust des Widerlagers sich entwickelte und bereits mit dem gänzlichen Abschmelzen des Eises in der Hauptsache beendet war (Taf. 4).

Ausseer Becken

Nach dem Ischler Stand wurde der südliche Teil des Beckens eisfrei, wodurch der selbständig gewordene Kirchlatzgletscher kurz ein kleines Stück vorstoßen konnte, wobei er die Endmoräne bei Helmbühel und südlich des Baches ablagerte. Er hinterließ beim weiteren Abschmelzen noch kleine Wälle südlich Helmbühel, zog sich aber dann rasch bis in das kleine Kar an der Nordseite des Sarsteins beim Höherstübl zurück. Dem Ende der Gletscherzunge, die noch von Süden durch das Koppental vordrang, könnte die Endmoräne bei der Ortschaft Sarstein entsprechen.

Eine Marke der während des Jochwand Standes noch vereinigten Gletscher aus dem Grundlsee- und Altausseer Tal ist im Becken noch erhalten gelieben. Es sind dies die Endmoränenwälle um die Kote 728 und südlich Schmiedgut, die sich einerseits durch ihre scharfe Form, andererseits durch ihre diskordante Streichrichtung von den langgestreckten Grundmoränenwällen im Becken abheben (Abb. 30).

Der weitere Verlauf des Eisrandes dieses Gletscherstandes wird noch von den scharfen, senkrecht auf die Grundmoränenwälle verlaufenden Moränen (Kote 770) östlich Lichtersberg, den Eisstaukanten oberhalb Reith und dem Moränenwall bei Posern in 800—820 m Höhe oberhalb Altaussee markiert. Im Grundl See Tal zeigen die Eisstaukanten bei Obertressen und Mosern, die Wälle oberhalb Gut (in 820 m) und die daran nach Osten anschließenden Schuttstaukanten eine langsam ansteigende Gletscherzunge an. Am Südrand umfloß das Eis noch den Gallhofkogel und drang in die Furche des Ziegelbaches vor, wo es die Endmoränen bei den Stügerhäusern ablagerte. Der nördliche Eisstrom lag an dem hohen Grundmoränenwall bei St. Leonhard, der dadurch zu einer Art Mittelmoräne wurde, worauf auch die großen Blöcke auf seinem Rücken hindeuten. Im Straßental dürfte er noch bis gegen Gschlößl vorgedrungen sein, wo er mit

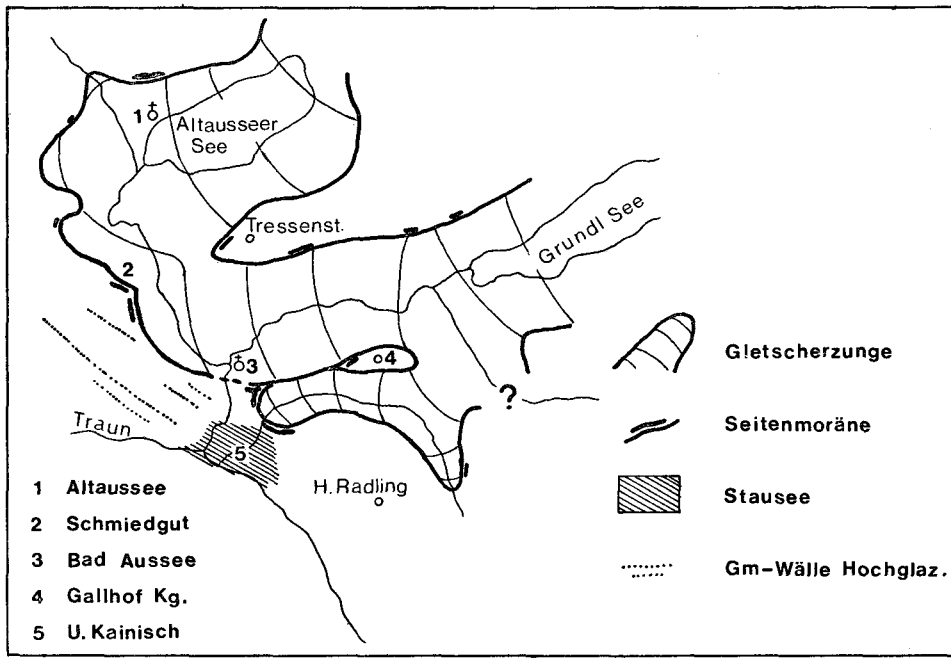


Abb. 30. Ausdehnung der Gletscher des Jochwand Standes im Auseer Becken.

dem Bergsturzmaterial in Verbindung trat, das die Seitenmoräne einer gut 100 m mächtigeren älteren Gletscherzunge durchschlagen hatte. Diese Sedimente zeichnen die relativ flachen Gletscherzungen des Jochwand Standes an der SW-Abdachung des Toten Gebirges nach, die sich südlich des Tressensteines gerade noch berührten. Hier kam es in dem eisfreien Winkel noch zur Ablagerung mächtiger Schuttmassen.

Im Vorfeld dieser Moränen bildete sich in der, durch den hochglazialen Eisstrom aus dem Mitterndorfer Becken übertieften Wanne bei Unter Kainisch (s. Taf. 2, Profil 7) ein kleiner See (G. GÖTZINGER, 1936, S. 95, 97 f.). Seine Sedimente bilden die Terrasse in 665 m Höhe um Eselsbach und südlich der Kainisch Traun. Das kleine Seebecken war anfänglich, als die Gletscherstirn knapp nördlich davon lag, sehr wahrscheinlich mit Toteis erfüllt, da es sonst mit groben Sedimenten verfüllt sein müßte.

In einer späteren Phase, als sich der Gletscher bereits von den Endmoränen des Jochwand Standes zurückgezogen hatte, kamen Schluffe zur Ablagerung, deren obere 5—8 m durch den Anschnitt des Eselsbaches aufgeschlossen sind. Es sind dies durchwegs grobe, teilweise sandige Schluffe, die mit oft mächtigen Fein- bis Mittelsandbändern wechsellagern (s. Kapitel Sedimente).

Das Pollenspektrum dieser Schluffe wird von kälteliebenden Kräutern (*Artemisia* 32%, *Chenopodiaceae* 10%, *Helianthemum* 2%, *Gramineen* 25%) dominiert. Dazu kommen noch *Pinus* 9%, *Betula* 4% und vereinzelt *Salix*. Dadurch sind die Schluffe gut mit den liegenden Abschnitten in Rödschitz und den Schluffen um den Ödensee zu vergleichen (s. Taf. 5, 6 Rödschitz, 7 Ödensee).

Abgeschlossen wird die Sedimentation dann durch eine etwa 2—3 m mächtige Kiesschicht, die in der Schottergrube beim Gipswerk schöne Deltaschüttung mit NW-N Richtung und etwa 30° Einfallen zeigt. Die untere Kante des Deltas verzahnt sich in einer deutlich nach Westen ansteigenden Fläche mit den Schluffen, was das Vorbauen eines Deltas aus dem Kainischer Trauntal in den See anzeigt. Darüber folgte noch eine flache Schüttung der Schwemmkel des Eselsbaches und aus dem Kainischer Trauntal.

Als die stauende Wirkung beim Niederschmelzen der Gletscherzunge des Jochwand Standes im Bereich Hallstätter See—Obertraun wegfiel, kam es entlang der Traun zu einer starken Tiefenerosion und zur raschen Anlage des heutigen engen, bis zu 50 m tiefen Tales in den Grundmoränen und Vorstoßschottern. Durch dieses wahrscheinlich überaus rasche Unterschneiden der Hänge wurden große Teile instabil, wodurch ausgedehnte, teilweise tief gestaffelte Hangbewegungen (z. B. Mündung Kirchlatzbach) entstanden. Die durchwegs in Grundmoräne angelegten Formen zeigen heute keine unmittelbaren Anzeichen von Bewegung, sind aber stellenweise so frisch, daß sie wahrscheinlich bis in jüngste Zeit aktiv waren.

Mitterndorfer Becken

Erste Zeugen des Eiszerfalles und einer eigenständigen Entwicklung im westlichen Teil des Mitterndorfer Beckens bildeten kleine Terrassen im Bereich des Riedlbaches südlich Mühlreith. Es sind dies kleinräumige Terrassenkörper in 815—820 m Höhe aus mäßig gerollten und sortierten Schottern, die häufig von Toteislöchern durchsetzt sind und mit Moränenwällen (Riedlbach, Trattenmoos) verknüpft sind.

In den Terrassenkörpern finden sich öfters grobe Blöcke, die auf unmittelbare Eisnähe hindeuten. Die Entstehung dieser stark gegliederten Schotterkörper kann am besten damit erklärt werden, daß sie zwischen einem Eiskörper im Becken und den einzelnen Gletscherzungen vom Nordostteil des östlichen Dachsteinplateaus abgelagert wurden, die in den einzelnen Furchen (z. B. Großeben, Arn Graben, NW Seewand) noch das Tal erreichten (Abb. 31).

Weiter westlich bildete sich zu dieser Zeit eine undeutliche Terrasse im Niveau von etwa 815 m aus, die durch ihre schluffreichen Sedimente eine ruhigere Sedimentation zwischen den Eismassen anzeigt. Die am Nordrand des Beckens (SW Kainisch) auftretenden kleinen Terrassenreste in etwa 820 m Höhe könnten ebenso dieser Zeit entstammen.

In der weiteren Folge bildete sich am Rand der inaktiven Eismasse im Becken von Kainisch ein weit verbreiteter Randsee mit einer Spiegelhöhe von 810 m aus. Dieser wurde wahrscheinlich sehr rasch verfüllt, was zu den verschiedensten Formen und Sedimenten in dieser Eiszerfallslandschaft führte. So bildete sich im östlich von Kainisch zum damals verlegten Durchbruchstal der Ödenseetraun ins Ausseer Becken hin eine weit gespannte ebene Terrasse aus, die großzügige Deltaschichtung über die gesamte Mächtigkeit der Schichtung zeigt. Die vorherrschenden Schüttungsrichtungen nach SE und NE, die in einer großen Schotterentnahme im mittleren Teil der Terrasse aufgeschlossen sind, zeigen eine

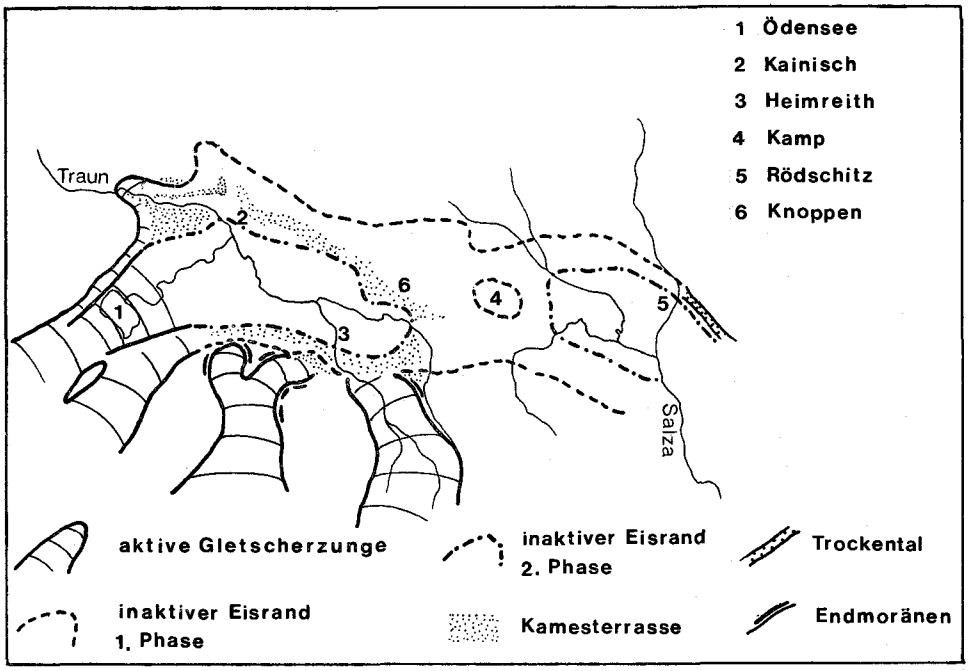


Abb. 31. Verbreitung der Gletscherzungen und Toteismassen im Mitterndorfer Becken am Ende des Jochwand Standes.

Einschüttung des verschwemmten Moränenmaterials und Hangschuttes von den Hängen und dem Eiskörper an, was auch durch die Zusammensetzung der Schotter (hauptsächlich Dachsteinkalk, weniger Gerölle der Hallstätter Entwicklung) unterstützt wird (Abb. 32).

Im westlichen Teil dieser Terrasse bei der Wasenbrücke sind unter den Schottern und dem verschwemmten Schutt mächtige Schluffe am Ufer der Traun aufgeschlossen. Sie stellen die liegenden Sedimente der Deltaschüttung dar und zeigen durch ihr Auskeilen nach Osten zum Becken hin eine Verfüllung dessen von Ost nach West an. Ihr äußerst geringer Pollengehalt *(Helianthemum)* deutet auf eine Bildungszeit unmittelbar nach Eisfreiwerden der näheren Umgebung hin.

Nach Osten zu wird die Terrasse zunehmend schmäler und löst sich nördlich Kainisch in mehrere Kameshügel auf. Östlich des Ortes sind im Niveau dieser Akkumulation auch zwei Osformen erhalten geblieben. Die südliche größere Form zeigt überwiegend Sande, weniger Schotter, die in vielen kleinräumigen Delta (bis 5 m mächtig) abgelagert wurden, die von meist gröberen, horizontal gelagerten Schottern getrennt werden. Diese Schichtfolge, die rasch wechselnde Sedimentationsbedingungen anzeigt, ist oft von Störungen und Grabenbrüchen zerstückelt, die auf differenzierte Setzungen durch die sich rasch ändernden Platzverhältnisse innerhalb des abschmelzenden Eiskörpers hindeuten.

Abb. 32. Blick von der Seewand auf Öden See und Kainisch. 1 = Kamesterrasse, 2 = Oser, 3 = Randler, 4 = Hochmoor, 5 = Oberfläche der Schluffe. Vordergrund: Öden See, Endmoränen im Wald.

Im Bereich von Pichl—Heimreith sind dann nur noch geringmächtige Reste der Terrasse in 810 m Höhe rund um Grundmoränenhügel erhalten.

Im südlichen Teil des Beckens ist diese Terrasse an der Mündung des Riedlbaches ebenso deutlich ausgebildet. Im Terrassenkörper sind an mehreren Stellen große Toteislöcher erhalten, die eine rasche Sedimentation der Schotter und Sande um das abschmelzende Eis anzeigen.

Als letzte Erscheinungsform dieses abschmelzenden Eiskörpers kann noch die undeutliche Terrasse in etwa 800 m Höhe bei Mühlreith mit ihren feinen Sedimenten und einem Toteisloch angesehen werden.

Die Entwässerung dieses Eisrandsees erfolgte durch das Trockental südlich Kamp nach Osten (D. VAN HUSEN, 1968, S. 281 f.). Seine Spiegelhöhe in 810 m, rund 6 m über der von Grundmoräne gebildeten Wasserscheide beim Knoppenmoos zeigt an, daß im Raum des Rödschitzmoores damals noch ein Eiskörper lag. Dieser führte auch zur Ausbildung des Trockentales in den Würmvorstoßschottern zwischen Rödschitz und Bad Mitterndorf (D. VAN HUSEN, 1968, S. 282). Beim weiteren Abschmelzen des Eiskörpers kam es dann in dem sich über das ganze Becken erstreckenden See zur Ablagerung von Schluffen, die das Becken geschlossen bis in eine Höhe von 770 m erfüllen (s. Kapitel Sedimente).

Der etwas darüber aufragende flache Rücken aus Schluffen südlich des Randlereck wird wahrscheinlich bereits zu einer Zeit sedimentiert worden sein, als östlich und westlich davon nach Eismassen lagen. Darauf deutet auch die gegenüber den jüngeren Schluffen noch dürftigere Kräuterflora hin.

Der See im Becken von Kainisch hatte so lange Bestand, bis durch die rückschreitende Erosion in der Furche der Ödenseetraun der Weg ins Ausseer Becken wieder geöffnet war. Aus dieser Phase des Zerschneidens der Kamesterrasse stammt auch die inaktive Flußschlinge in 790 m Höhe, die mit ihrem Gefälle bereits einen Abfluß nach Westen anzeigt.

Als auch der Eiskörper in der flachen Wanne südlich Rödschitz gänzlich abgeschmolzen war, kam es auch hier zu einer Seebildung und Schluffsedimentation. Die Pollenspektren dieser und der Schluffablagerungen südlich Kainisch sind durch die hohen Prozentzahlen von Gräsern und kälteliebenden Kräutern (20—30% *Artemisia*) charakterisiert und daher gut parallelisierbar (Taf. 5, 6 Rödschitz und 7 Ödensee).

Schlußfolgerung

Nach dem Ischler Stand zerfiel auch das Eisstromnetz im südlichen Teil des Trauntales, so daß die noch die Talböden erreichenden Gletscherzungen der Haupteinzugsgebiete (Totes Gebirge, Dachstein) weitgehend selbständig wurden.

Die Gletscherzunge des zentralen Dachsteinplateaus schmolz im Trauntal nach dem Ischler Stand bis in den Raum des Goiserer Beckens ab. An ihren Rändern kam es zur Aufschüttung von Schottern und Sanden von zum Teil großer Mächtigzeit (Schottergrube Wildpfad, Bohrung Posern, C. v. Balzberg, 1878), die mit ihren durchwegs geringen Korngrößen (Sande und feine Schotter in mächtigen Lagen) eine Ablagerung in gering bewegten Gletscherabflüssen anzeigen, die von Seebildungen (Deltaschüttung) unterbrochen sind. Diese Ausbildung der Sedimente im Vorfeld der abschmelzenden Gletscherzunge läßt auf eine Verlegung der Enge von Lauffen, wahrscheinlich durch inaktive Eismassen und Moränenmaterial schließen.

Diese Schotter und Sandablagerungen wurden dann von der wieder eine kurze Strecke vorrückenden Gletscherstirn überfahren und mit Moräne bedeckt (Jochwand). An den Rändern dieser Gletscherzunge kam es einerseits zur Ausbildung breiter Moränenwälle (Jochwand, Primesberg), die mit kleinen Eisrandkörpern und Blockwerk von Bergstürzen verknüpft sind, andererseits kam es auch zur Anlage beständiger Stauseen (St. Agatha). Die Sedimente am Rand dieser Gletscherzunge deuten auf eine kurze Aktivierung im Zuge einer deutlichen Abschmelzphase, die einige Zeit bestand, was durch ihr geringes Gefälle noch unterstrichen wird. Die beschriebene Abfolge und Ausbildung der Sedimente im Zuge dieses Ereignisses sind im Bereich der Jochwand am geschlossensten entwickelt, weswegen dieser Gletscherstand als Jochwand Stand bezeichnet wird.

Endmoränen, die Aufschluß über die Länge der Gletscherzunge geben, sind keine erhalten, wären aber in der Enge von Lauffen oder knapp nördlich davon zu erwarten.

Im Gegensatz zu A. Penck (1909) und G. Götzinger (1937), die die gesamten Moränen im Goiserer Becken nur einem Stadium, dem Gschnitzstadium zu-

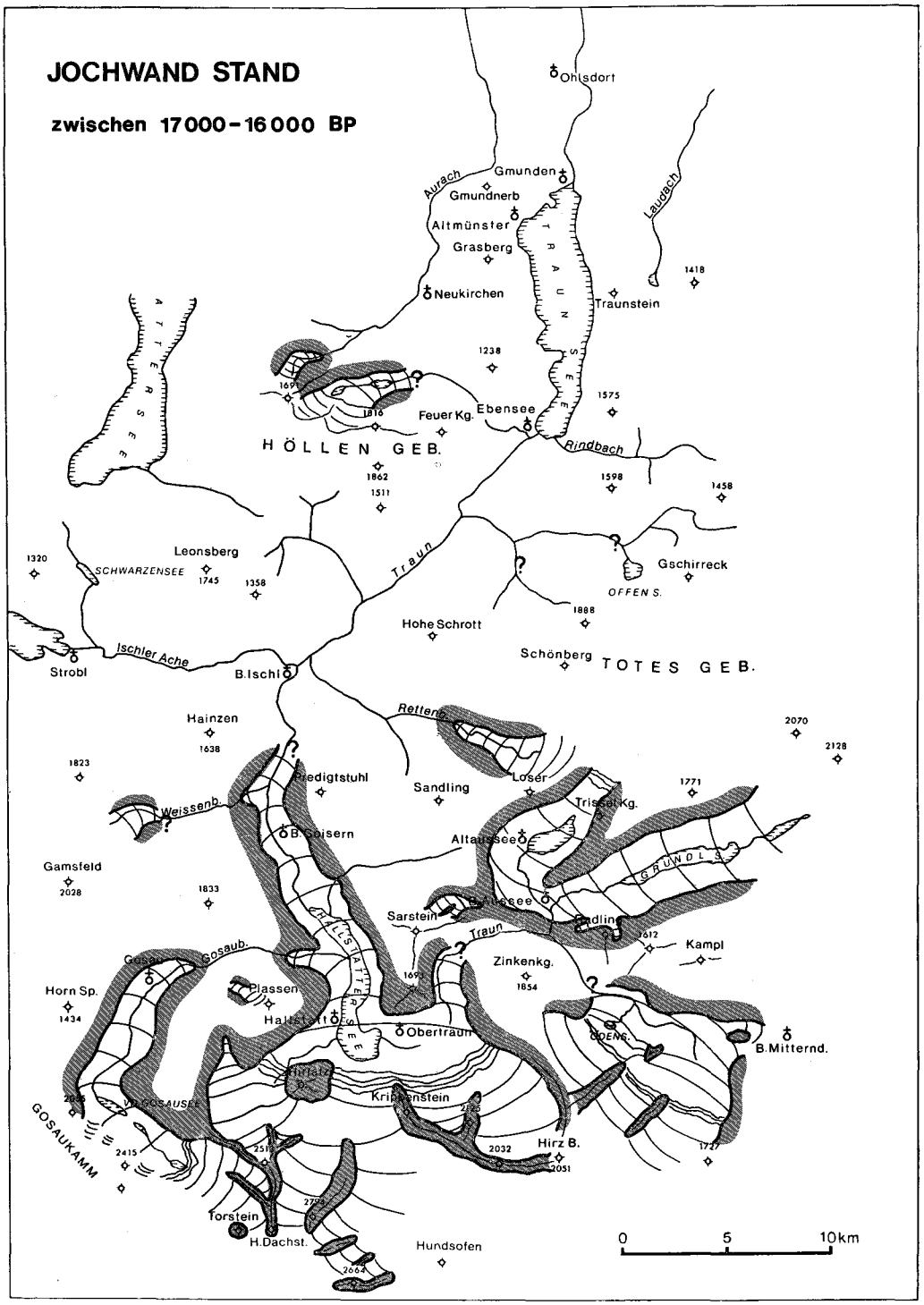

JOCHWAND STAND
zwischen 17000-16000 BP
Ohlsdorf
Gmunden
Gmundnerb
Altmünster
Grasberg
Neukirchen
Traunstein
Aurach
Laudach
TRAUNSEE
ATTERSEE
Feuer Kg.
Ebensee
HÖLLEN GEB.
Rindbach
Traun
Leonsberg
SCHWARZENSEE
Gschirreck
OFFEN S.
Hohe Schrott
Schönberg
TOTES GEB.
Strobl
Ischler Ache
B.Ischl
Hainzen
Rettenb.
Predigtstuhl
Sandling
Loser
Trisselkg.
Weissenb.
B.Goisern
Altaussee
GRUNDL S.
Gamsfeld
Sarstein
Traun
Kampl
Zinkenkg.
Gosau
Gosaub.
Horn Sp.
Plassen
Hallstatt
HALLSTATTERSEE
Obertraun
ODENS.
B.Mitternd.
Hirlatz
Krippenstein
VD GOSAUSEE
GOSAUKAMM
Hirz B.
Torstein
H.Dachst.
Hundsofen
0
5
10km

Abb. 33.

schreiben, ist eine deutliche Trennung der Moränen des Jochwand Standes von den Moränen bei Ramsau durch die von ihnen überfahrenen Vorstoßschotter möglich. Diese ziehen, aus groben Schottern aufgebaut, nur mit fluviatilen Sedimentstrukturen unterhalb der Moräne und deren liegenden feinen Sedimenten am Fuß des Hanges durch (s. Kapitel Goiserer Stand, Goiserer Becken).

Durchaus dem Erscheinungsbild des Jochwand Standes entsprechende Gletscherstände finden sich noch in den anderen Tälern. So ist auch der Gletscherhalt im Ausseer Becken, als die Gletscher des Grundlsee und Altausseer Tales gerade noch vereinigt waren (Moränen bei Schmiedgut, Kote 728) auch mit ausgedehnten Schmelzwasserablagerungen (Ober Tressen) und Bergsturzblockwerk (Straßental) verbunden.

Im Gosautal gehören diesem Stand sehr wahrscheinlich die mächtigen Moränen und Staukörper am Ausgang des Tales an.

Im Mitterndorfer Becken entsprechen diesem Stand die Kamesterrassen und die damit verknüpften breiten Moränenwälle (Riedlbach, Trattenmoos).

Im Rettenbachtal kann wahrscheinlich der kleine Moränenrest bei der oberen Solemeßstation diesem Stand zugeordnet werden.

In den anderen Tälern war eine Rekonstruktion nicht möglich, da keine Spuren erhalten sind.

Beim Abschmelzen der Gletscherzungen des Jochwand Standes wurden die Täler zum ersten Mal weitgehend eisfrei. Im Mitterndorfer Becken bildete sich der Stausee bei Kainisch. Das kleine glazial übertiefte Becken bei Unter Kainisch im Ausseer Becken, das während des Jochwand Standes selbst wahrscheinlich noch mit Toteis verlegt war, wurde ebenso zur gleichen Zeit mit Schluffen verfüllt, wie der Vergleich der Pollenspektren zeigt.

Im Gosautal wurde durch das Abschmelzen der Gletscherzunge und dem damit verbundenen Verlust des Widerlagers die Ostflanke der Horn Spitze instabil. Es bildete sich eine weit ausgreifende Hangbewegung aus, die in mehreren Staffeln gegliedert bis zum Kamm zurückgriff, wo heute noch Zeugen einer anhaltenden Auflockerung zu beobachten sind.

Goiserer Stand

Der Goiserer Stand ist im Gegensatz zu den beiden vorhergehenden Ständen (Ischler und Jochwand Stand) wieder in fast allen Tälern deutlich als kurzer Gletschervorstoß ausgeprägt. Die am besten rekonstruierbare glaziale Serie ist westlich Bad Goisern erhalten. Folglich wurde für diesen allgemeinen Vorstoß der Name Goiserer Stand eingeführt (D. VAN HUSEN, Führer zur Arbeitstagung Geol. B.-A., 1976).

Aurachtal

Das heute von einem großzügigen Schwemmkegel erfüllte Becken der Taferlklause ist von scharfen, mehrgliedrigen Moränenwällen umgeben, die einen Gletscherstand markieren, als dieser das letzte Mal die Steilstufe beim Aurachursprung überwand und noch die Talsohle erreichte. An diesen Moränenkranz

schließt eine kräftige Terrassenschüttung an, die die Moränen des Jochwand Standes unterschneidet und bis zur Aurachklause zu verfolgen ist. Danach setzt sie sich noch in der Terrassenkante unterhalb der Großalm bis zum Forellenhof fort, wo sie dann im Talniveau ausläuft.

Langbath Tal

Das Ostende des Vd. Langbath Sees ist von einem kräftigen, scharfen Moränenwall umschlossen, der nur durch den Seeabfluß unterbrochen vom Steilhang unter dem Pyramidenkogel bis an die Südseite des Sees zieht. Seine Innenseite und die kleinen Moränenkegel zwischen ihm und dem See sind mit teilweise riesigen Bergsturzblöcken bedeckt (G. GÖTZINGER, 1941, S. 17 f.). Von diesem Wall geht eine Terrassenschüttung aus, die mit einigen Metern Mächtigkeit die Talweitung „In der Kreh" erfüllt.

Aus dieser Zeit stammt auch der gut entwickelte Schwemmkegel im Kaltenbachtal. Dieser schließt an grobes Blockwerk an, das an Stelle einer Endmoräne von einer steilen Gletscherzunge abgelagert wurde, deren Seitenmoränen in 900 m an der Forststraße gut aufgeschlossen sind.

Während des Zerfalles dieser Gletscherzunge ging auf den Gletscher ein großer Felssturz nieder, dessen oft mehrere m^3 großen Wettersteinkalkblöcke unterhalb des Ht. Langbath Sees liegen geblieben sind. Die scharfe, 20—30 m hohe Abbruchkante nach Osten zeigt an, daß damals der Raum östlich davon noch von inaktivem Eis erfüllt war. Die Entwicklung des Gletschers während des weiteren Eisrückzuges ist von der Aufspaltung in die einzelnen Kargletscher geprägt.

Oberhalb des Ht. Langbath Sees teilt ein mächtiger Moränenwall das Tal. Er wurde anfänglich zwischen den beiden Kargletschern, einerseits unter dem H. Spielberg (Schaf Alm), andererseits dem größeren westlich des Brentenberges, später nur noch von diesem aufgeschüttet. Dieser Wall stellt einen längeren Halt in der Abschmelzphase der Kargletscher dar, ähnlich den Moränen nordwestlich der Kote 1007 m im Kaltenbachtal.

Der Ht. Langbath See selbst stellt keinen Gletscherhalt dar, wie dies G. GÖTZINGER (1941, S. 19) beschreibt, sondern liegt in einer übertieften Felswanne, die nach Osten durch eine Felsschwelle (Abfluß) begrenzt wird. Der etwa 60 m hohe, stellenweise mit Grundmoräne bedeckte Rücken am Ostufer des Sees wird von Hauptdolomit aufgebaut.

Gimbach

Im Einzugsgebiet des Frauenweißenbachtales sind aus dem Spätglazial nur die deutlichen Spuren des Goiserer Standes erhalten, die bereits eine starke Differenzierung der Gletscher nach der Größe der einzelnen Karräume anzeigen (D. VAN HUSEN, 1975, S. A 72). Der ausgeprägte Vorstoß zeichnet sich im Gimbach bei der Vd. Gimbach Alm ab. Hier liegt bei der Alm ein deutlicher Moränenwall, an den ein kurzer steiler Sanderkegel anschließt. Ebenso zu diesem Stand dürften die scharfen Moränenwälle um die Ht. Mitterecker Stube und bei der Nd. Mitterecker Stube nördlich der Karräume Nestlergruben und Eibenbrünnl zu zählen sein, obwohl hier in beiden Fällen keine Verknüpfung mit

einer Sanderschüttung zu beobachten ist. Diese konnte in den steilen Bachgräben des Zwerch- und Schwarzenbaches nicht zur Ausbildung kommen.

Auf die abschmelzende Gletscherzunge des Eibenbrünnl ging noch ein grobblockiger Bergsturz nieder (Teufelskirche), der große Areale des Talbodens bedeckt.

Gschirreck

In den nordexponierten, steilen, sehr schattigen Gräben des Gschirrecks bildeten sich trotz der geringen Höhe der Umrahmung (ca. 1400 m) kurze, schmale Gletscherzungen, die mit einer Aufschotterung bis zur Grubenstube verbunden sind.

Goiserer Becken

Nach dem Jochwand Stand schmolz der Gletscher stark ab, wobei sich die Stirn mindestens bis an den Nordrand des übertieften Beckens des Hallstätter Sees zurückzog, so daß das Becken von Bad Goisern eisfrei wurde. Danach kam es nochmals zu einem deutlichen Vorstoß des Gletschers, der bis knapp nördlich von Bad Goisern reichte.

Im Vorfeld des vorrückenden Gletschers wurde eine Terrasse aufgeschüttet, die in 530—535 m Höhe südlich des Ramsau Baches ansetzt und am orographisch linken Ufer bis Wildpfad zu verfolgen ist (Taf. 2, Profil 5). Weiter talabwärts sind Reste dieser Terrasse noch bis über Bad Ischl zu verfolgen. Die Terrasse wird von schlecht sortierten, mitunter groben Schottern aufgebaut, die durch ihre meist schlechte Zurundung die Nähe des Gletschers anzeigen.

Diese Terrasse wurde in der weiteren Folge vom Gletscher dann noch auf 2 km Länge überfahren und mit Grundmoräne bedeckt, die die gleiche Zusammensetzung aufweist.

Der Rand des weitesten Vorstoßes wird von der scharf ausgeprägten, teils grobblockigen Endmoräne markiert, die in 580 m Höhe nördlich des Ramsau Baches ansetzt und über Hanuschhof bis zum Jochbach verläuft. An ihrer Außenseite bildete sich eine Umfließungsrinne aus, in der die Seitenbäche ab dem Ramsau Bach zum Abfluß kamen (G. Götzinger, 1936, S. 92).

Am orographisch rechten Ufer der Traun markieren die undeutlichen Moränenwälle am Fuß der hohen Seitenmoräne des Jochwand Standes bei Primesberg den Gletscherrand. Der Rückzug der Gletscherstirn von dieser Moräne erfolgte ruckweise und wird durch kleinere Moränenwälle, Eisstaukanten und Trockentäler der nachrückenden Bäche markiert. Der deutliche Moränenwall, auf dem die Ortschaft Ramsau liegt, umschließt den letzten länger andauernden Halt des Goiserer Standes. An diesen Moränen stauten sich die Seitenbäche und schütteten zum Teil riesige Schwemmkegel auf (westlich Ramsau), die in ihren liegenden Anteilen in die überfahrene Terrasse übergehen. Sie werden von Grundwasser durchströmt, das in kräftigen Quellen (südlich Ramsau, nördlich Hanuschhof) am Fuß der Terrasse austritt (Taf. 2, Profil 6).

Die Vorstoßschotter wurden vom Gletscher durchwegs mit einer einige Meter mächtigen Grundmoräne bedeckt und zu einer gut ausgebildeten Drumlinlandschaft umgeformt, die östlich Ramsau in eine Rundhöckerlandschaft übergeht. In

den Schottern fand sich einen Meter unter der überlagernden Grundmoräne, die an dieser Stelle etwa 4 m Mächtigkeit aufweist, ein zerdrücktes Geröll, das nachträglich wieder durch Kalzit verheilt ist (Abb. 34). Da die Sedimentbedekkung für eine derartig hohe Beanspruchung sicher nicht ausreicht, stellt das Geröll einen schönen Beleg für die Überlagerung durch die Gletscherzunge und die Scherbeanspruchung des Untergrundes durch das bewegte Eis dar.

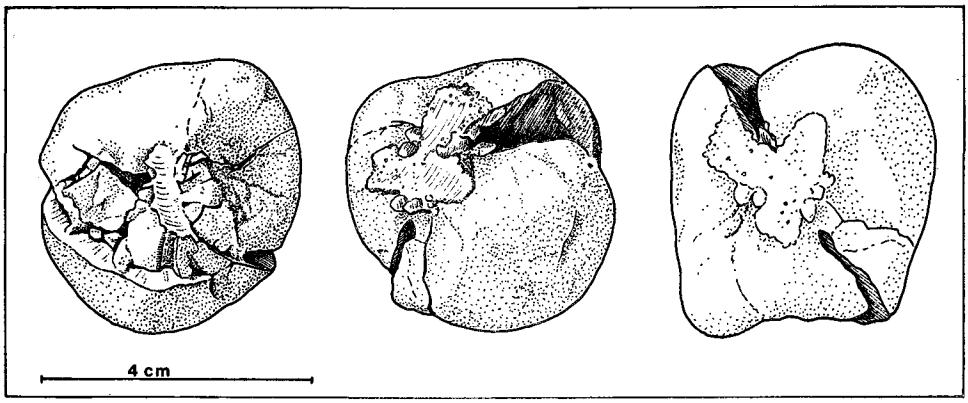


Abb. 34. Zerdrücktes und wieder verheiltes Geröll aus den Vorstoßschottern bei Ramsau (Goiserer Stand). (Zeichnung: L. LEITNER.)

Die nach dem Goiserer Stand rasch abschmelzende Gletscherstirn hinterließ dann noch am Nordrand des Hallstätter Sees zwischen der Westflanke des Sarsteins und dem Arikogel undeutliche Moränenwelle und eine deutliche Eisstaukante, die den See um gut 10 m überragt. Der letzte Gletscherhalt am Nordende des Hallstätter Sees wird durch den Moränenwall bei Ziesen am Fuß des Sarsteins angezeigt, der sich nach F. SIMONY (1882) in einem flachen Rücken am Boden des Sees fortsetzt (A. PENCK, 1909, S. 336).

Hangbewegung Herndl

Am orographisch rechten Ufer der Traun kam es wahrscheinlich bereits nach dem Jochwand Stand zu einer großflächigen Hangbewegung nördlich Herndl. Nach dem Goiserer Stand entstand dann am Westrand des prächtig überschliffenen Dolomithügels von Herndl eine Felsgleitung. Die Gleitmasse ist im großen und ganzen in zwei große Schollen zerlegt, wobei die äußere fast bis ins Talniveau abgeglitten ist (Abb. 35).

Sie wurde intern derart aufgelockert, daß der Dolomit hier in zwei alten Schottergruben händisch abgebaut werden konnte. Die innere wird im Westen durch den extrem steilen Hang, im Osten durch eine 10—20 m hohe bewaldete Stufe begrenzt. Sie stellt von der Straßenkehre erst SSW und dann SW verlaufend die innerste Gleitfläche dar. Bei der geringen Verstellung (ca. 20 m) dieser Scholle trat keine weitere Zerlegung und Auflockerung ein, so daß die Rundhöcker auf der Scholle nur etwas tiefer und seitlich versetzt weiter verfolgt werden können. Durch diese Bewegung wurde im Talboden das Hasel-

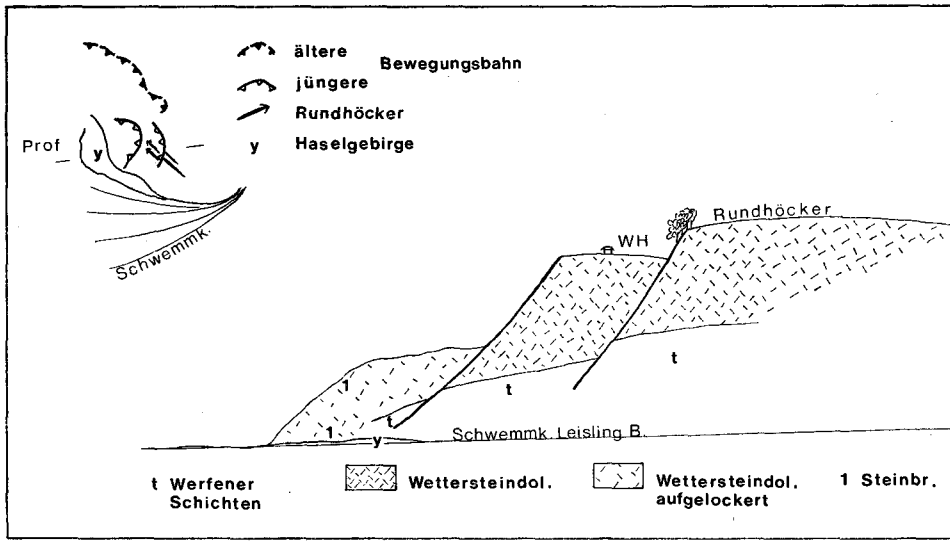


Abb. 35. Schematische Skizze und Profil zur Hangbewegung bei Herndl (Bad Goisern).

gebirge aufgepreßt, was sich in der niedrigen, flachen Wellung über dem Niveau des Schwemmkegels des Leisling Baches am Hangfluß abzeichnet.

Gosau

Nachdem der Gletscher des Gosautales nach dem Jochwand Stand stark abgeschmolzen war, kam es zu einem kräftigen Gletschervorstoß, der noch bis in das schluchtartige Tal des Gosau Baches nördlich des Vd. Gosausees reichte. Hier hinterließ er eine Endmoräne am orographisch linken Ufer (Kote 857), deren kleiner Rest bei Straßenbauarbeiten gut aufgeschlossen war. Sie besteht in den oberen Metern des Aufschlusses fast ausschließlich aus Gosausandsteinen und -mergeln mit Blöcken bis zu mehreren m^3. Diese stammen wahrscheinlich aus dem Schutt des Steilabfalles, der die steile Gletscherzunge fast gänzlich bedeckte.

Von diesem Moränenwall geht ein kurzer steiler Sanderkegel aus, der beiderseits des Baches als schmale Terrassenkante erhalten ist und bis in das Becken südlich Gosauschmied reicht.

Zu diesem Stand gehört auch noch die Eisrandterrasse in 1040 m Höhe unterhalb der Goiserer Eben Alm, in der sich viele große Blöcke von Dachsteinriffkalk des Gosaukammes befinden. Sie wurden wahrscheinlich durch die nordseitigen Kargletscher des Gosaukammes bis auf den Gosaugletscher transportiert. Die Eisrandterrasse geht nach Osten in sehr sandige Schluffe über, die in dem kleinen Bachgraben am Eisrand abgelagert wurden.

Den Vd. Gosausee umschließt ein deutlicher Moränenwall, der am Südufer bis zur Vd. See Alm zu verfolgen ist (A. Penck, 1909). Er entspricht dem inneren Wall des fast überall zweigeteilten Moränenkranzes des Goiserer Standes.

Zu dieser Zeit waren die Kargletscher des Gosaukammes bereits weitgehend vom Gosaugletscher getrennt, wie deren deutliche Moränenwälle anzeigen.

Stammen die langgezogenen Moränenwälle um die Scharwand Hütte noch von Gletscherzungen, die die Wandstufe zum Gosautal überschritten und mit dem Gosaugletscher Kontakt hatten, so waren die Kare (Weitkar bis Weitgrieß) zu dieser Zeit nur noch mit Eis erfüllt und es kamen die Moränenwälle am Ausgang der Kare zur Ablagerung. Zum Goiserer Stand gehören sicher auch die scharfen Moränenwälle bei der Schreier Alm in dem nordwestexponierten Kar des Plassen.

Während des Abschmelzens des Goiserer Standes wurden die beiden eng hintereinander liegenden, grobblockigen Moränenwälle bei der Holzmeister Alm abgelagert, die möglicherweise mit den Wällen am Nordende des Hallstätter Gletschers zu parallelisieren sind.

Auf das abschmelzende und wahrscheinlich hauptsächlich nur noch auf die Schattseite beschränkte Eis ging ein Bergsturz nieder, der im Bereich der Lacke eine weit auseinandergezogene Tomalandschaft bildet.

Ausseer Becken

Nach der Anlage der tief eingeschnittenen Täler der Altausseer und Grundlseer Traun stießen die beiden Gletscherzungen nochmals vor und erfüllten während des Goiserer Standes zum letzten Mal die im Hochglazial angelegten, übertieften Wannen des Grundl Sees und Altausseer Sees (A. Penck, 1909, S. 368).

Der Grundl See wird von der breiten Endmoräne (Kote 745) dieses Gletscherstandes umschlossen. Am Altausseer See wird der Rand der Gletscherzunge durch die scharfen Wälle bei Posern (Kote 763) und oberhalb des Salzbergwerkes am Südrand bei Arzleiten und nördlich Bärtlhof markiert. An diese Moränen schließt dann (am Grundl See mit der Moräne verbunden, A. Penck, 1909, S. 368) eine deutliche Terrassenschüttung an, die in den engen Tälen der Grundlseer und Altausseer Traun noch ein gutes Stück, wenn meist nur in kleinen Resten, zu verfolgen ist. Dadurch ist dieser Gletscherstand, wie dies A. Penck (1909), S. 368, schon tat, mit dem Vorstoß im Becken von Bad Goisern und den anderen scharf ausgebildeten und mit einer deutlichen Sanderschüttung verknüpften Moräne im Trauntal (Gosausee, Gimbach, Langbath) zu parallelisieren.

Während des Abschmelzens dieser Gletscherzungen waren die Seebecken des Altausseer und Grundl Sees noch einige Zeit mit inaktivem Eis erfüllt, an dessen Rändern sich Staukanten ausbildeten. So schüttete der Augstbach ein großes Delta auf, das 7 bis 8 m über dem heutigen Seespiegel ausstreicht. Am Grundl See entstand die Terrasse bei Gößl und die deutlich ausgeprägte Kante am Nordrand des Sees 10 bis 12 m über dem heutigen Seespiegel (A. Penck, 1909, S. 368).

Ebenso ist bei den großen Bergsturzmassen im Steinfeld oberhalb des Altausseer Sees (Abb. 36) und zwischen den beiden Lahngang Seen die Mitwirkung von Toteismassen durch Toteislöcher und Rinnen erkennbar. Die beiden Lahngang Seen liegen in einer stark übertieften Felswanne (— 77 m) und weisen nur durch diese Bergsturzmasse getrennt, einen kommunizierenden Wasserspiegel auf.

Mitterndorfer Becken

Nach der Ausbildung der Seesedimente im Becken von Kainisch-Ödensee kam es nochmals zu einer deutlichen Klimaverschlechterung und einem Vorstoß der

Abb. 36. Bergsturz Steinfeld mit Blick auf Altausseer See. Vordergrund: Bergsturzblockwerk.

Gletscher an der Südseite des Beckens (Tafel 5, Profil 2). Bei diesem Vorstoß erreichten die Hängegletscher noch einmal teilweise den Talboden des Beckens.

Während der Gletscher vom Großeben seine deutliche Endmoräne in ca. 1000 m Höhe hinterließ, erreichte die Gletscherzunge im Bereich der Schreiberin und aus dem Eiblgraben noch den Auboden und hinterließ einen schön ausgebildeten Moränenkranz mit anschließendem kurzem Sanderkegel im Auboden. Die Gletscherzunge im Augraben lagerte nur zwei Seitenmoränen westlich der Arnwand und die vielen groben Blöcke in ihrem Vorfeld am Fuß des Grabens ab.

Im Bereich des Ödensees erreichte die kräftige Gletscherzunge, dank ihres gegenüber den anderen Gletschern wesentlich größeren Einzugsgebietes, nochmals den Talboden und gestaltete die Beckensedimente randlich um.

Nördlich des Ödensees liegen insgesamt drei Moränenwälle. Der innere, direkt nördlich des Sees, ist aus grobem Material und sehr deutlich ausgebildet. Der zweite, Kote 801, wird an seiner Innenseite von grobem Moränenblockwerk, an der Außenseite von Schluffen aufgebaut, die in kleinen Aufschlüssen Stauchstrukturen zeigen, während der äußerste nur angedeutet ist. Er ist am östlichen Rand des Ödenseebeckens grobblockig entwickelt, während der westliche Flügel hauptsächlich aus Schluffen gebildet wird, die mit Moränengeschieben bedeckt sind.

Zwischen den beiden äußeren Wällen sind in den Schluffen zwei wasserführende Toteislöcher entwickelt, die beide ohne Oberflächenzufluß einen nennenswerten Abfluß aufweisen. Die Erscheinung kann am besten damit erklärt werden, daß die Gletscherzunge bei ihrem ersten, wahrscheinlich raschen Vorstoß, die Schluffe des Beckens von Kainisch ausschürfte und vor sich, ca. 10 m hoch, zusam-

menschob. Dabei wurden neben kleinen Eiskörpern auch Schotter eingelagert, die heute als Wasserbahnen dienen (D. VAN HUSEN, 1973, S. A 55).

Erst der innerste und länger andauernde Halt führte zur Ausbildung des Moränenwalles, der den See umschließt.

Während dieses Gletschervorstoßes kam es auch zur Ablagerung einer dünnen Schotterdecke auf den Schluffen im Vorfeld der Moräne, die in allen Gräben zu beobachten war und unter beiden Mooren erbohrt wurde und als Sanderschüttung dieses Vorstoßes anzusehen ist.

Vom Abschmelzen der steilen Gletscherzungen am Nordrand des Plateaus sind keine Zeugen erhalten geblieben, wobei das völlige Fehlen jeglicher Moränenreste ein rasches Eisfreiwerden des nach Nordosten exponierten Plateaus anzeigt. Nur am Rand des Plateaus (Vd. und Mt. Finet Alm, Karsee) sind noch Moränenreste erhalten, die auf eine längerfristige Erfüllung der großen Karsthohlformen mit Eis hindeuten. Diese sind möglicherweise auch noch während des folgenden Echern Standes mit Eis erfüllt gewesen (Tafel 5, Profil 2).

Obertraun

Bei Obertraun finden sich Sedimente, die im Zuge der letzten Abschmelzphasen der Eismassen des Goiserer Standes entstanden sind. So entsprechen die schwach verfestigten Deltaschotter am Fuß des Sarsteinwaldes am östlichen Ortsende von Obertraun, die beim Straßenbau gut aufgeschlossen waren, einer älteren Deltaschüttung der Traun, als diese in dem teilweise noch mit Eis verlegten Tal abfloß. Spuren der abschmelzenden Gletscherzungen stellen die heute von der Traun

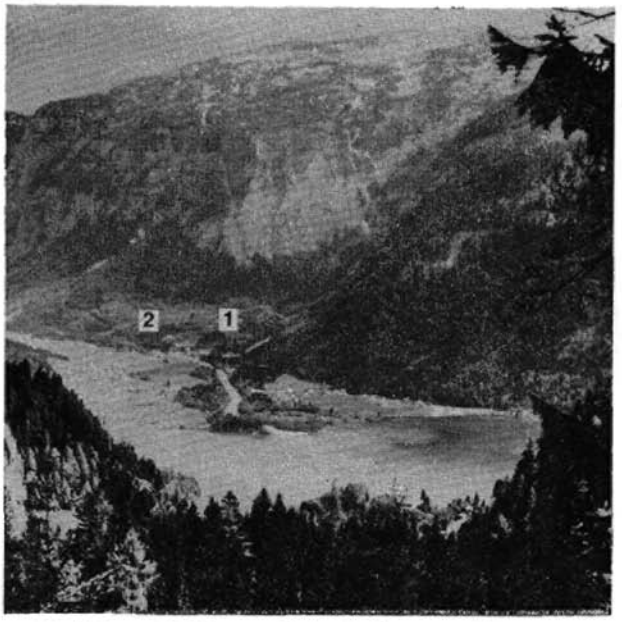


Abb. 37. Blick vom Hallstätter Salzberg auf das Delta von Obertraun. 1 = Endmoräne des Echern Standes, 2 = Moränen des letzten Eisrückzuges (Goiserer Stand).

scharf unterschnittenen, undeutlichen Moränenwälle östlich des Miesenbaches und westlich der Koppenwinkelalm dar (Abb. 37). Der stark mit Schluff durchsetzte, kleinstückige Moränenschutt, der auch den kleinen Wall am Zufahrtsweg zur Koppenwinkelalm aufbaut, entstand an einer inaktiven Eismasse, die den Bereich der Koppenwinkellacke erfüllte. An ihr vorbei begann bereits die Traun ihr Delta bei Obertraun aufzuschütten, als damals das Talbecken endgültig eisfrei wurde. Nach dem gänzlichen Abschmelzen entstand eine flache Wanne, die heute bei hohem Grundwasserspiegel noch mit Wasser erfüllt ist. Der niedrige Wall nordöstlich der Alm dürfte einem kleinen, nur noch durch Lawinen ernährten Eiskörper entstammen, der noch kurze Zeit im Talbereich erhalten blieb. Das Konglomeratvorkommen des Mühlwerksteines im Koppental (F. SIMONY, 1869, 1885, S. 3) mit seiner auffälligen Zusammensetzung (hoher Prozentsatz an kristallinen Geröllen der Augensteine, vermischt mit groben, durchwegs gut gerundeten Kalkgeröllen) stellt wahrscheinlich nur kurz verfrachtete Augensteinschotter dar (D. VAN HUSEN, 1974, S. A 64), die möglicherweise mit der nahen Koppenbrüllerhöhle in Zusammenhang gebracht werden können. Ihre Ablagerung erfolgte wahrscheinlich während des Abschmelzens der Eismassen des Goiserer Standes, da in ihrem Hangenden keine Moräne zu finden war.

Schlußfolgerung

Nach der deutlichen Abschmelzphase des Jochwand Standes kam es nochmals zu einem kräftigen Gletschervorstoß, der am Fuß der ausgedehnten Plateaus und nordexponierten Karräume noch zu ansehnlichen Gletscherzungen führte.

So stieß der Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus über den Hallstätter See hinaus bis nach Kröß nördlich Bad Goisern vor. Dieser Gletschervorstoß ist hier durch zwei eng beisammen liegende, kräftig ausgebildete Endmoränen charakterisiert, die zwei steile Gletscherenden nachzeichnen. Er ist darüber hinaus mit einer deutlichen Terrassenschüttung verbunden, die vom Gletscher im Süden noch ca. 2 km weit überfahren wurde und bis über Bad Ischl zu verfolgen ist.

Dieser kräftige Vorstoß, der vom vorhergehenden Jochwand Stand deutlich getrennt ist, wird als Goiserer Stand bezeichnet.

Ebenso deutlich ist der Goiserer Stand durch Moränen und die damit verknüpfte Terrassenschüttung am Vd. Gosausee, Altausseer See und Grundl See markiert. Im Mitterndorfer Becken erreichte nur noch eine Gletscherzunge kurz den Talboden, wodurch der Ödensee entstand und die Schluffe des Stausees von Kainisch mit einem Schotterschleier bedeckt wurden. Die wesentlich schwächere Ausbildung dieser Gletscherzunge, im Gegensatz zu denen des zentralen Dachsteinplateaus, ist auf die geringe Durchschnittshöhe der Plateauflächen ihres Einzugsgebietes zurückzuführen. Die noch schwächer entwickelten Zungen im Auboden und Großeben östlich davon, zeigen darüber hinaus bereits eine sehr deutliche Differenzierung je nach Höhenlage und Größe der als Einzugsgebiet dienenden Plateaufläche an.

Ebenso deutlich kommt in den Tälern, die kein Plateau als Einzugsgebiet aufweisen, die Exposition zum Tragen. So finden sich nur in den NW-N exponierten

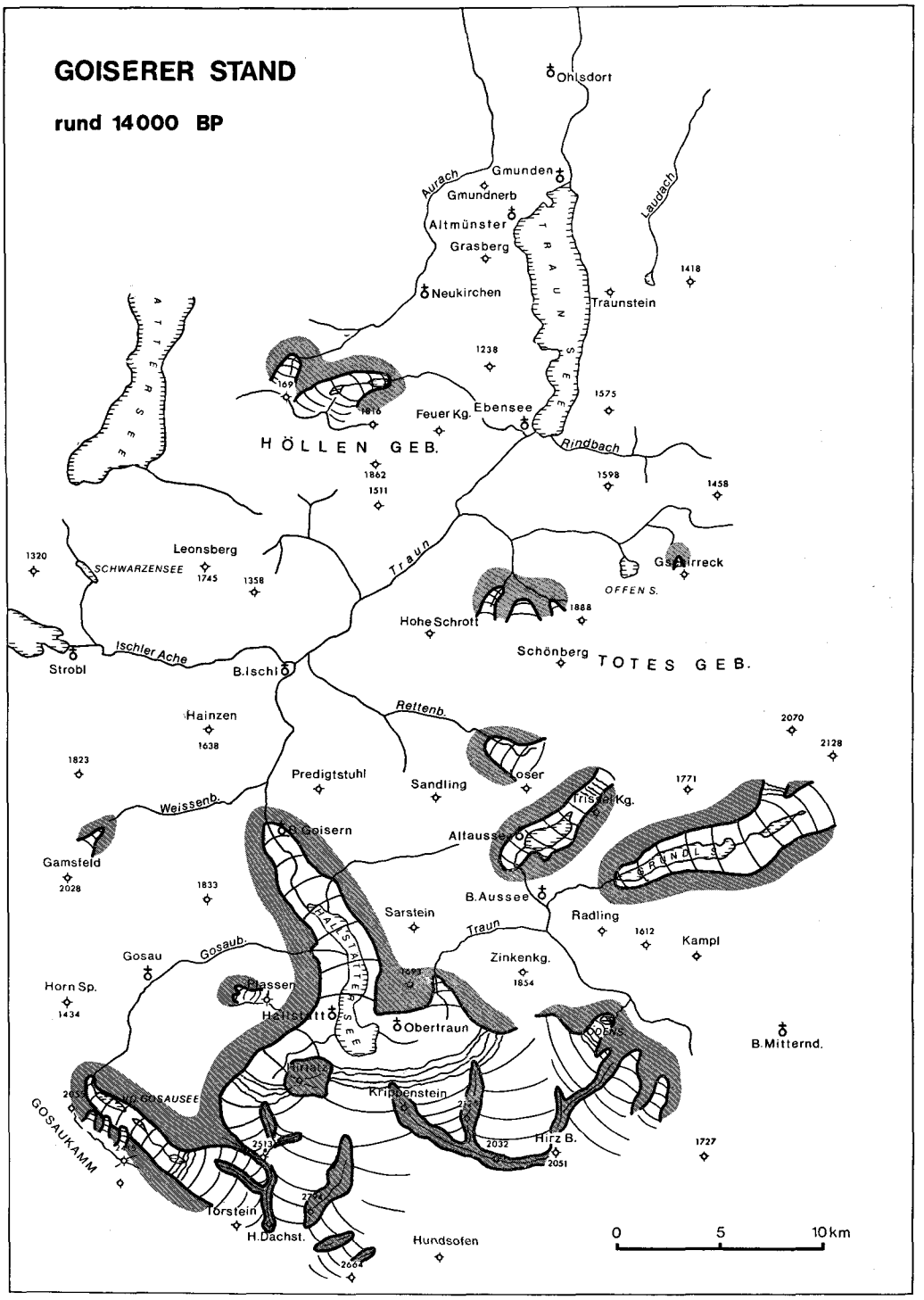

GOISERER STAND
rund 14000 BP
Ohlsdorf
Gmunden
Gmundnerb
Altmünster
Grasberg
Neukirchen
Traunstein
Aurach
Laudach
TRAUNSEE
ATTERSEE
HÖLLEN GEB.
Feuer Kg.
Ebensee
Rindbach
Traun
Leonsberg
SCHWARZENSEE
Strobl
Ischler Ache
B.Ischl
Hohe Schrott
Schönberg
TOTES GEB.
OFFEN S.
Hainzen
Rettenb.
Predigtstuhl
Sandling
Loser
Weissenb.
B.Goisern
Altaussee
Gamsfeld
B.Aussee
Sarstein
Radling
Kampl
Gosau
Gosaub.
Zinkenkg.
Horn Sp.
Plassen
Hallstatt
Obertraun
B.Mitternd.
Krippenstein
GOSAUKAMM
Hirz B.
Torstein
H.Dachst.
Hundsofen
0
5
10km

Abb. 38.

Talschlüssen und Karräumen (Gosaukamm, Schreier Alm, Traunbach Au, Rettenbach Alm, Gimbach, Schwarzenbach, Gschirreck, Langbath See, Aurach Ursprung) noch deutlich ausgeprägte Moränenwälle dieses Standes, die fast durchwegs mit einer kurzen Terrassenschüttung verbunden sind.

Das Abschmelzen dieser Gletscherzungen erfolgte sehr wahrscheinlich rasch und war nur von kurzen Halten unterbrochen, die sich in den undeutlichen Moränenwällen am Nordende des Hallstätter Sees und bei Ziesen (F. SIMONY, 1882) und im Miesenbach Tal bei Obertraun abzeichnen. Ebenso gehören die kleinen Wälle oberhalb des Vd. Gosausees hierher. Im Gebiet des Grundl Sees erfolgte der Rückzug wahrscheinlich durch die Südexposition in einem, wobei nur eine ausgedehnte Eisrandterrasse bei Gößl und eine gleich hohe Kante für einen noch länger bestehenden inaktiven Eiskörper im Seebecken sprechen. Diese und eine ebenso im Altausseer See ausgebildete Kante deutete A. PENCK (1909) als Zeugen eines höheren Seestandes. Durch diesen Eisrückzug kam es auch zu bedeutenden Bergstürzen (Lacke zwischen den Gosau Seen, Steinfeld oberhalb Altausseer See und bei den Lahngang Seen), die alle durch Toteisformen ihren Abgang auf die Reste der Gletscherzungen anzeigen. Ab diesem Zeitpunkt konnte sich auch das ausgedehnte Delta bei Obertraun ausbilden (Abb. 37).

Echern Stand

Nach dem Goiserer Stand erreichten nur noch die Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus in einem Vorstoß nochmals den Talboden. Eine glaziale Serie dieses Vorstoßes ist im Echern Tal erhalten, weswegen der Name Echern Stand gewählt wurde.

Echern Tal

Am Südrand des Hallstätter Sees finden sich noch einmal deutlich ausgebildete Moränen, die einem Gletscherstand entstammen, als vom zentralen Dachsteinplateau die Gletscher das letzte Mal mit kurzen Zungen in den Bereich des Talbodens vorstießen.

Im Echern Tal setzt beim Simony Denkmal ein scharfer, grobblockiger Moränenwall an, der in weitem Bogen bis an den Fuß der Echernwand zieht. Mit ihm ist ein kurzer, an der Wurzel ca. 3 bis 4 m mächtiger Sanderkegel verknüpft, der bis gegen Kohlstatt reicht und heute vom Waldbach wieder unterschnitten ist. Innerhalb des deutlichen Walles folgen dann noch kleinere, undeutliche Wälle unterm Schleierfall und beim Gasthaus Lackner, die kurzfristigen Halten der Gletscherzunge entsprechen.

Innerhalb dieser ist der Talboden von einem mächtigen Bergsturz bedeckt. Die Moränen zeigen einen Gletscher an, der vom Plateau durch die Karstgasse bei der Tiergartenhütte und den Gletschergarten noch mit einer ansehnlichen Eiszunge den Boden des Echern Tales bedeckte.

Miesen Bach

Im Miesenbach Tal stieß eine steile Gletscherzunge aus dem weiten nordexponierten Kar unter dem Krippenstein-Margschierf-Speik Berg noch in den von

undeutlichen Rückzugsmoränen verlegten Talboden vor und warf den Moränenwall bei den Seilbahnstationen auf (Abb. 37), der oberhalb der Bundessportschule das Tal quert. Dadurch wird das Gletscherende markiert, an das ein steiler Schwemmkegel anschließt, der in die großflächige Deltaschüttung der Traun übergeht.

Daß zu dieser Zeit Eismassen aus dem Bereich des Hallstätter Gletschers mit denen des Schladminger Gletschers vereinigt über Gjaid Alm—Tiefkar abflossen, kann als sicher angesehen werden, zumal ein Seitenarm über den Sattel bei der Wiesalm das Echern Tal erreichte. Er hinterließ aber keine Endmoräne, da er im Hallstätter See mit einer breiten Front geendet haben wird.

Gosau

Oberhalb der Lacke finden sich noch sehr grobblockige Moränenwälle, deren deutlichster bei Kote 1082 ansetzt. Sie stellen die Endmoränen des Gosaugletschers dar, der noch das Becken des Ht. Gosausees erfüllte und mit einer schmalen Zunge bis gegen die Lacke reichte.

Diese Moränen dürften nach ihrer Ausbildung und der Höhenlage in bezug auf die Größe des Einzugsgebietes am Plateau dem Echern Stand entsprechen.

Schlußfolgerung

Nach dem endgültigen Abschmelzen des Goiserer Standes wurden die Täler und die niedrigen Plateauteile (westliches Totes Gebirge, östliches Dachsteinplateau) eisfrei. Es kam dann nochmals zu einem kurzfristigen Gletschervorstoß, der sich aber nur noch auf die Gletscher der höchsten Plateauteile (zentrales Dachsteinplateau) deutlich auswirkte.

So stieß der Hallstätter Gletscher, mit dem Schladminger Gletscher vereinigt, über den Plateaurand vor und erreichte mit seiner westlichen Zunge über die Karstgasse der Wiesalm-Tiergarten Hütte den Talboden des Echern Tales. Hier hinterließ er sehr grobblockige Endmoränen (Simony Denkmal), an deren äußersten ein kurzer Sanderkegel anschließt. Die Hauptzunge über Gjaid Alm und Tiefkar endete im Hallstätter See und hinterließ keine heute sichtbaren Spuren. Diesem als Echern Stand bezeichneten Gletschervorstoß entsprechen noch der deutliche Wall im Miesenbach Tal (Seilbahnstationen) und wahrscheinlich auch der sehr grobblockige Wall unterhalb des Ht. Gosausees.

Im Toten Gebirge war wahrscheinlich noch der hohe Plateauteil östlich des Toplitz Sees mit Eis bedeckt, ohne daß aber seine Gletscherzunge den Talboden erreichte. Die von A. Penck (1909) erwähnte Daunmoräne beim Toplitz See konnte nicht gefunden werden.

Auf den anderen niedrigeren Plateaus (Totes Gebirge, östlicher Dachstein) waren keine Gletscher mehr entwickelt. Hier finden sich nur in manchen großen tiefen Karsthohlformen (Finet See, Karsee, Lahnfried Tal) Moränenreste und Schuttkanten, die auf eine Füllung mit Eis hindeuten und aus dieser Zeit stammen dürften.

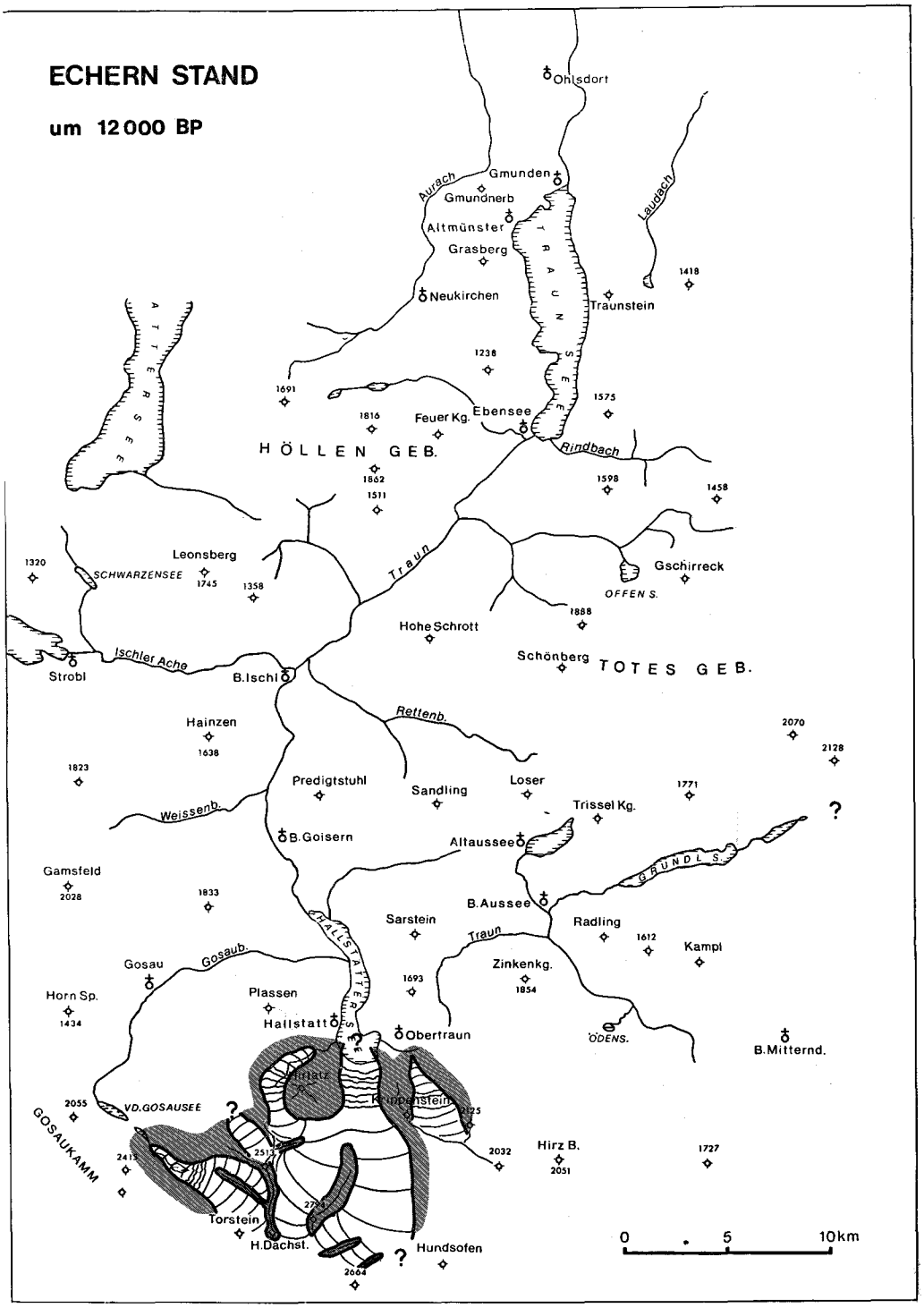

ECHERN STAND
um 12000 BP
Ohlsdorf
Gmunden
Aurach
Gmundnerb
Altmünster
Grasberg
Laudach
Traunstein
Neukirchen
ATTERSEE
TRAUNSEE
Ebensee
Feuer Kg.
HÖLLEN GEB.
Rindbach
Traun
Leonsberg
SCHWARZENSEE
Gschirreck
OFFEN S.
Hohe Schrott
Schönberg
TOTES GEB.
Strobl
Ischler Ache
B.Ischl
Rettenb.
Hainzen
Predigtstuhl
Sandling
Loser
Trissel Kg.
Weissenb.
B.Goisern
Altaussee
GRUNDLS.
Gamsfeld
B.Aussee
Sarstein
Radling
Kampl
Traun
Gosau
Gosaub.
Zinkenkg.
Horn Sp.
Plassen
HALLSTÄTTER SEE
Hallstatt
Obertraun
ÖDENS.
B.Mitternd.
VD.GOSAUSEE
Kuppenstein
GOSAUKAMM
Hirz B.
Torstein
H.Dachst.
Hundsofen
0 5 10km

Abb. 39.

Taubenkar Stand

Nach dem Abschmelzen der Gletscherzungen des Echern Standes zeichnet sich im zentralen Dachsteinplateau noch ein Gletscherstand ab, während dessen die Gletscher noch eine wesentlich größere Ausdehnung als die neuzeitlichen um 1850 aufwiesen. Die deutlichsten Moränen sind im Taubenkar erhalten, das deswegen für diesen Stand namensgebend ist.

Nordabdachung

Die deutlichsten Wälle dieses Gletscherstandes liegen im Taubenkar nordöstlich der Simony Hütte und zeichnen eine Zunge des Hallstätter Gletschers nach, die die Schwelle nördlich des Eissees überwand und das Taubenkar erfüllte (Abb. 40).

Abb. 40. Moränenwälle im Taubenkar.

Ein Seitenast des damals wesentlich mächtigeren Hallstätter Gletschers umfloß noch den Schöberl und reichte bis gegen die Kote 2022 unterhalb des Wildkar Kogels, wo er kleinere Moränenwälle ablagerte.

Diese Moränen zeigen alle im Gegensatz zu den unbewachsenen neuzeitlichen bereits eine gut entwickelte Bodenbildung und dichten Bewuchs mit Gras und Latschen (R. Moser, 1959).

Ebensolche Moränen finden sich noch südwestlich der Ochsenwieshöhe, die wahrscheinlich Endmoränen eines kleinen Eisfeldes im heute unvergletscherten Kar östlich des Mt. und Nd. Ochsenkogels darstellen (Abb. 41).

In einigen bis zu 100 m tiefen Großdolinen (Wies Alm, Schmalzgrube) und hier besonders in denen mit einer steilen Südbegrenzung, treten am Nordrand kleine 1 bis 2 m hohe Moränenwälle auf. Sie deuten auf längere, eigenständige Eiskörper in dieser geschützten Lage hin, während die umgebenden Teile des Plateaus bereits eisfrei geworden waren.

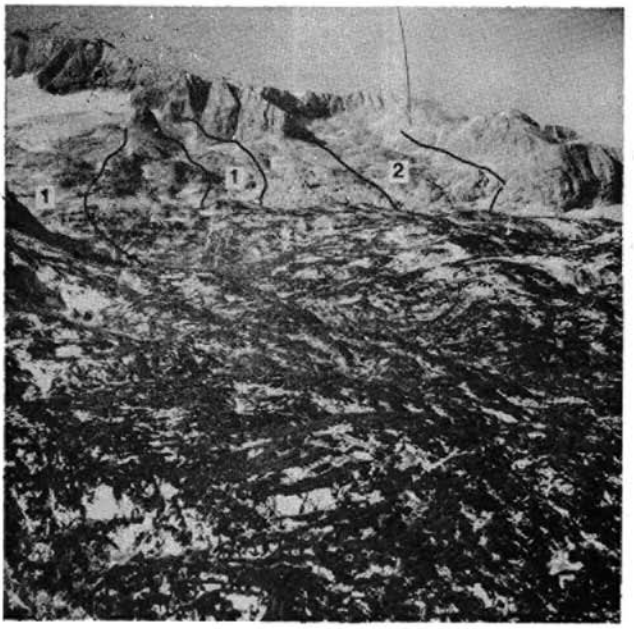


Abb. 41. Blick vom Krippenstein auf Ochsenkogel und Nd. Kreuz. Gletscherzungen des Taubenkar Standes. 1 = Hallstätter Gletscher, 2 = unterm Ochsenkogel (Endmoränen Ochsenwieshöhe).

Gosaugletscher

Am Weg vom Ht. Gosausee zur Adamek Hütte liegen „Am hohen Riedel" zwei 5 bis 6 m hohe Wälle, die einen nicht wesentlich mächtigeren aber breiteren Gosaugletscher als während des 1850-Standes anzeigen, der das ganze Tal erfüllte (Abb. 42). Endmoränen sind in dem steilen Gelände zum Ht. Gosausee keine erhalten.

Erstaunlicherweise sind in allen anderen Karen, die bei der Schneegrenzlage dieses Standes wahrscheinlich noch wesentlich größere Gletscher enthielten (Schladminger Gletscher, Schneelochgletscher) oder überhaupt vergletschert gewesen sein mußten (nördlich H. Ochsenkogel, Koppenkar, Landfriedtal) keine Moränen erhalten. Die Schneegrenze lag während des Taubenkar Standes um 2100 m unter der von 1850. Die Bestimmung erfolgte nach dem Vorschlag von G. Patzelt (1975), S. 310, der die stadiale Schneegrenze nach glaziologischen Kriterien durch die Teilung der Fläche des rekonstruierten Gletschers im Verhältnis von Nähr- zu Zehrgebiet = 2 : 1 bestimmt.

Abb. 42. Blick auf den Gosaugletscher von „Am hohen Riedel". 1 = Hoher Dachstein, 2 = Mitterspitz. Vordergrund: 1850-Moräne.

Schlußfolgerung

Die weitere Entwicklung der Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus ist nach dem Echern Stand noch von einem wahrscheinlich nur kurzen Halt bestimmt, der sich aber nur noch durch wenig deutliche Moränen abzeichnet. So zeigen die Moränenwälle „Am hohen Riedel" an, daß der Gosaugletscher, begünstigt durch sein gleichmäßig geneigtes Bett, gerade noch den Plateaurand erreichte. Der Hallstätter Gletscher hingegen erfüllte das Taubenkar, umfloß den Schöberl und reichte südlich des Wildkar Kogels noch bis gegen Kote 2022. Da die Moränenwälle des Taubenkares die beste Rekonstruktion dieses Gletscherstandes zulassen, wurde er als T a u b e n k a r S t a n d bezeichnet.

Am Schladminger und Schneeloch Gletscher fehlen äquivalente Moränen.

Die hochgelegenen Kare um den Ochsenkogel enthielten damals sicher auch noch kurze Gletscherzungen, von denen aber nur die östlichste schwach ausgebildete Moränen bei der Ochsenwies Höhe hinterließ. Ebenso waren wahrscheinlich die großen Karsthohlformen (Wies Alm, Ochsenwies Alm, Schmalzgrube) zu dieser Zeit noch von kleinen Eiskörpern erfüllt. Für diese Gletscherstände kann eine Schneegrenzdepression von rund 200 m gegenüber 1850 bestimmt werden, die einen Vergleich mit den Egesenmoränen und damit eine Einordnung in die Jüngere Dryas (G. Patzelt, 1975, S. 327) erlauben würde, wofür auch die ^{14}C-Datierung an der Basis des Gjaid Alm Moores spricht (siehe Kapitel Zur zeitlichen Einordnung der Gletscherstände im Spätglazial).

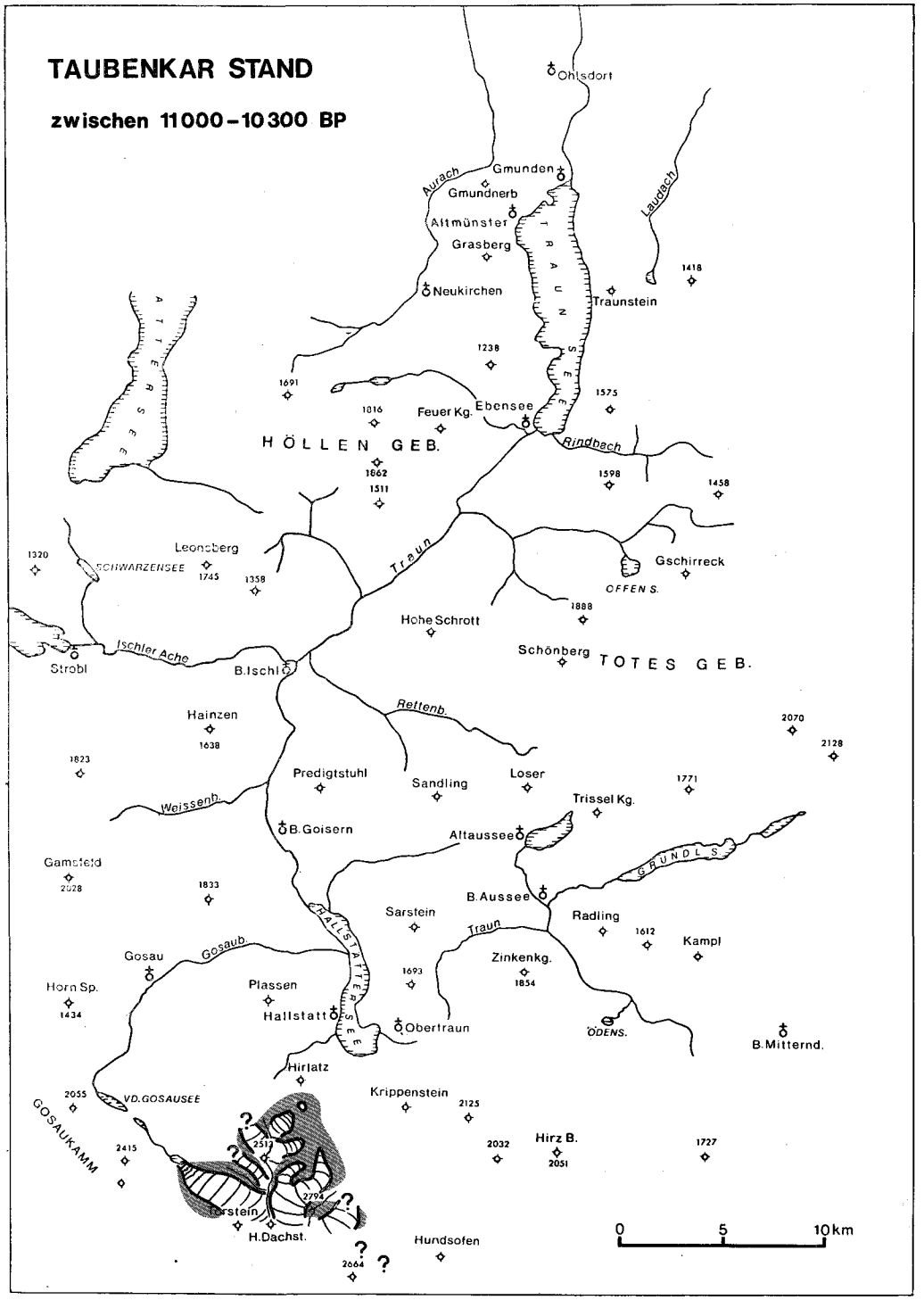

TAUBENKAR STAND
zwischen 11000–10300 BP
Ohlsdorf
Aurach
Gmunden
Gmundnerb
Altmünster
Grasberg
Laudach
Neukirchen
Traunstein
1418
ATTERSEE
TRAUNSEE
1238
1691
1816
Feuer Kg.
Ebensee
1575
HÖLLEN GEB.
Rindbach
1862
1511
1598
1458
1320
Leonsberg
SCHWARZENSEE
1745
1358
Traun
Gschirreck
OFFEN S.
1888
Hohe Schrott
Schönberg
TOTES GEB.
Ischler Ache
Strobl
B.Ischl
Rettenb.
Hainzen
1638
2070
2128
1823
Predigtstuhl
Sandling
Loser
1771
Trissel Kg.
Weissenb.
B.Goisern
Altaussee
Gamsfeld
2028
1833
GRUNDLS
B.Aussee
Sarstein
Radling
1612
Kampl
Traun
Gosau
Gosaub.
Zinkenkg.
1854
Horn Sp.
1434
Plassen
1693
HALLSTÄTTER SEE
Hallstatt
Obertraun
ÖDENS.
B.Mitternd.
Hirlatz
Krippenstein
2125
VD.GOSAUSEE
2055
GOSAUKAMM
2415
2513
2032
Hirz B.
2051
1727
2794
Sarstein
H.Dachst.
Hundsofen
2664
0
5
10km

Abb. 43.

Neuzeitlicher Hochstand von 1850

Sehr deutlich sind die Gletscherstände von 1850 in den heute noch vergletscherten Karen markiert. Sie wurden von F. Simony (1895), S. 126 ff., in seinem großen Werk über „Das Dachsteingebiet" in Wort und Bild genau erfaßt. Es mögen hier nur einige Beobachtungen, die damals wegen der Eisbedeckung nicht möglich waren, beigetragen werden.

Der Gosaugletscher, der auf einem gleichmäßig nach Nordwesten geneigten Talboden bis auf eine Höhe von rund 1800 m vorstieß, lag in einer 20 bis 30 m tief im Dachsteinkalk ausgeschürften Rinne (Abb. 44), deren Ränder von den

Abb. 44. Blick aus dem Vorfeld des Gosaugletschers gegen Gosaukamm. Vordergrund: im Dachsteinkalk ausgeschürfte Rinne. 1 = Moränenwall, 1850 (Außenseite des Walles auf Abb. 42).

10 bis 15 m hohen Moränen begleitet werden. Die 1850-Moränen am Dachsteinplateau zeigen die oft an 1850-Moränen der Alpen zu beobachtende, scharfe Zweiteilung des Kammes in zwei, in mehreren Metern Abstand, parallel verlaufende Rücken. Innerhalb dieser Endmoränenwälle sind außer in der Karstmulde im Vorfeld des Hallstätter Gletschers westlich des Eisjoches keine größeren Areale mit Grundmoräne bedeckt. Es treten überall die deutlich überschliffenen Schichtköpfe des dickbankigen Dachsteinkalkes zutage. Im Vorfeld des Gosaugletschers fanden sich noch Vermessungsmarken früherer Jahre, an denen zu erkennen war, daß die Kritzung an den Gletscherschliffen (Abb. 45) nach 20 bis 25 Jahren durch die Korrosion verlorengegangen ist.

Im Vorfeld des Hallstätter Gletschers sind noch unterhalb der Kote 2162 zwei kleine Moränenwälle erhalten, die dem Stand von 1920 entsprechen (Abb. 46).

Abb. 45. Frischer Gletscherschliff im Vorfeld des Gosaugletschers.

Abb. 46. Blick vom Kl. Gjaidstein auf die Zunge des Hallstätter Gletschers. Strichlierte Linie: Eishöhe 1856, durchgehende Linie: Eishöhe 1920. 1 = Simony Hütte.

Schlußfolgerung

Im Postglazial war die Vergletscherung des Dachsteins maximal auf die Größenordnung der neuzeitlichen Hochstände beschränkt (Abb. 47). Ähnliche Verhältnisse beschreibt auch G. PATZELT (1972) für den Bereich der Hohen Tauern und die Ötztaler Alpen.

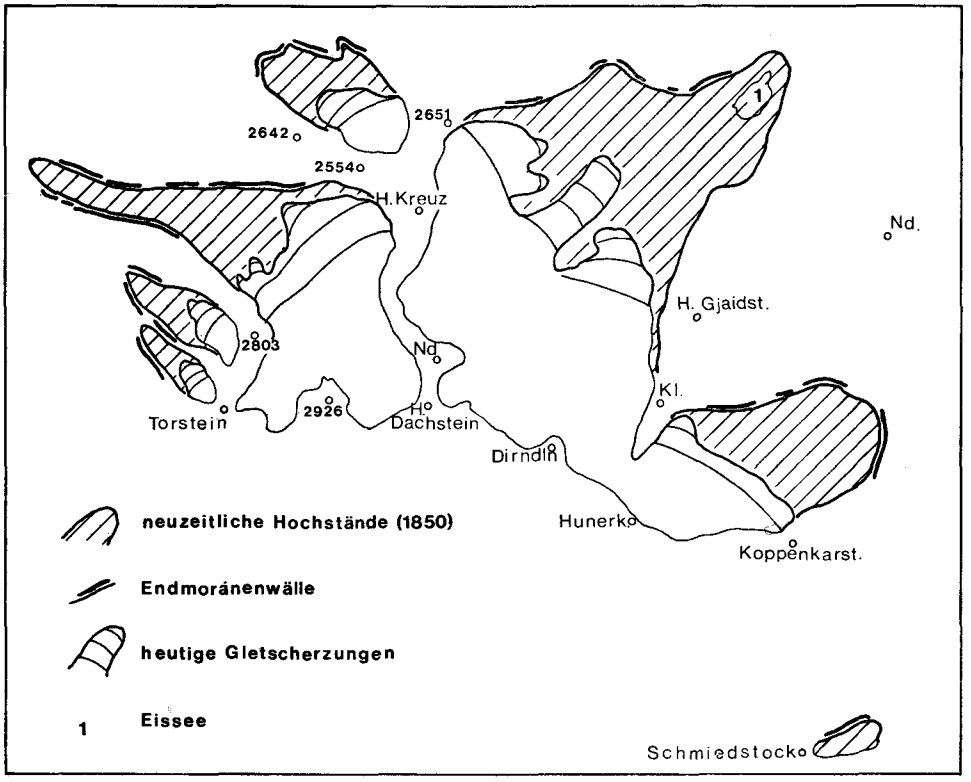


Abb. 47. Verbreitung der Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus von 1850 und heute.

Aus dem Umstand, daß zwischen den 1850-Moränen und denen des Taubenkar Standes keine Moränenreste vorhanden sind, ist anzunehmen, daß der 1850-Stand im Gebiet des Dachsteins mindestens gleich weit wie alle postglazialen Stände reichte. Dabei ist es aber nicht ausgeschlossen, daß zumindest der Schladminger Gletscher, gemessen an seiner heutigen durchschnittlichen Eismächtigkeit von 9 m bei ca. 20 m Maximalmächtigkeit (E. BRÜCKL et al., 1969, 1971) und die anderen kleinen Gletscher auch kurzfristig ganz abschmolzen. Die neuzeitlichen Hochstände erfolgten am Gosau- und Schladminger Gletscher 1850, am Hallstätter Gletscher 1856 (F. SIMONY, 1895).

Zur zeitlichen Einordnung der Gletscherstände im Spätglazial

(Tafel 4 und 5)

Durch die palynologische Untersuchung der weit verbreiteten Moore wurde eine zeitliche Zuordnung der durch die Kartierung rekonstruierten Gletscherstände versucht, von denen bis heute nur der im Goiserer Becken von A. PENCK (1909) beschrieben und dem Gschnitz zugeordnet wurde.

Die dazu notwendige palynologische Analyse der Torfkörper und ihrer liegenden Schluffe führte I. DRAXLER, Geol. B.-A., durch, wodurch ein guter Überblick über die Vegetationsentwicklung im Spätglazial erarbeitet werden konnte.

Parallel dazu wurde der Beginn der organogenen Sedimentation (Gyttja) in den Mooren und die organischen Detritus enthaltenden Horizonte in den Schluffen absolut datiert. Die ^{14}C-Bestimmungen führte H. FELBER am Institut für Radiumforschung und Kernphysik der Österreichischen Akademie der Wissenschaften durch.

Durch diese Methoden war es möglich, die erfaßten Gletscherstände den palynologischen Zonen von F. FIRBAS (1949) zuzuordnen und diese im Bereich des Trauntales auch zeitlich einzuengen. Dabei ergab sich eine gute Übereinstimmung mit der Abgrenzung anderer Räume.

	Schweiz	Dänemark	Kattegat
F. FIRBAS 1949	M. WELTEN 1972	J. IVERSEN 1973	N. A. MÖRNER 1969
	10300 - 10000	10000	10050 - 10000
Jüngere Dryas III			
	11000	11000	11000 - 10950
Alleröd II			
	11900 - 11700	11700	11800
Ältere Dryas Ic			
	12600 - 11300	12000	11950
Bölling Ib			
	14200 - 13200	12500	12300 - 12350
Älteste Dryas Ia			

Abb. 48. Tabelle zur zeitlichen Abgrenzung der Pollenzonen im Spätglazial (^{14}C-Jahre BP).

Als nach den beiden ersten Gletscherständen des Spätglazials (Ischler Stand, Jochwand Stand) die weiten Beckenlandschaften des Trauntales eisfrei wurden, setzte in den Seebecken um Kainisch und Rödschitz (siehe Kapitel Jochwand Stand, Mitterndorfer Becken) die Schluffsedimentation ein.

In Rödschitz konnte die Bohrung in den Schluffen bis auf einen stark mit größeren Steinen durchsetzten Horizont in 8,50 m Tiefe durchgeführt werden (Tafel 5, 6 Rödschitz). Das Pollenprofil zeigt im liegenden Abschnitt eine ausgesprochene Kräuterphase, in der die Vegetation um das Seebecken besonders

von hohen Nichtbaumpollenwerten bestimmt wird. Dabei deutet der hohe Anteil von Artemisia (bis 30%) auf sehr kühles Klima hin. Zu diesen kommen noch Pinus und etwas Betula und Salix. Das dominierende Auftreten von Cyperaceae ab ca. 7,50 m, das die Vegetationsentwicklung weitgehend überdeckt, ist wahrscheinlich auf einen besonders breiten Verlandungsgürtel in dem sehr flachen Seebecken zurückzuführen. In den Schluffen waren in 7,20 bis 7 m Tiefe organische Reste erhalten, die mengenmäßig für eine ^{14}C-Datierung noch ausreichend waren. Ihr Alter von VRI — 484, 15400 ± 470 BP gibt an, daß in dem Becken die Schluffsedimentation sehr wahrscheinlich schon um 16000 BP begann, als das Eis im Becken bereits verschwunden war (I. DRAXLER, D. VAN HUSEN, im Druck). Zu dieser Zeit war aber schon eine nennenswerte Vegetationsentwicklung im Mitterndorfer Becken gegeben. Das Vegetationsbild ist dem der allerersten Rückschmelzphasen, wie es sich in den Schluffen des Mitterweißenbach Tales abzeichnet (siehe Kapitel Erste Abschmelzphasen, Mitterweißenbach), nahezu gleich, wodurch angezeigt wird, daß sich die Vegetation in den ersten Phasen des Spätglazials im Trauntal kaum verändert hat.

Die stete Klimaverbesserung, die sich im Profilabschnitt (8,40 bis 7 m) abzeichnet, war um rund 15400 BP beendet. Die sich in der weiteren Folge bei 6,40 bis 6,50 m Tiefe deutlich abzeichnende kurzfristige Kälteperiode wird sehr wahrscheinlich mit dem kräftigen Gletschervorstoß zu parallelisieren sein, während dessen die Gletscher nochmals den Talboden am Südrand des Mitterndorfer Beckens (Auboden, Ödensee) erreichten. Der Zeitpunkt konnte nicht direkt datiert werden, wird aber unter der Annahme einer weitgehend gleichmäßigen Sedimententwicklung in den Zeitraum um 14000 BP (I. DRAXLER, D. VAN HUSEN, im Druck) fallen (siehe Kapitel, Der Ablauf des Jungpleistozäns . . .).

An den kurzen Klimarückfall schließt eine Juniperus-Strauchphase (Ib, Bölling) an, die erst durch den raschen Pinusanstieg in 5,40 m beendet wird. Dieser wird durch die Datierung der 1 cm mächtigen Torfschicht in den Schluffen mit VRI — 485, 12440 ± 420 BP trotz der großen Fehlergrenze, die sich aus der geringen Probenmenge erklärt, bereits im letzten Abschnitt der Böllingschwankung erfolgt sein (I. DRAXLER, D. VAN HUSEN, im Druck).

Ein durchaus vergleichbares Alter von VRI — 433, 12220 ± 180 BP ergab die Datierung des Gyttjahorizontes im Bereich des Ödenseemoores (Tafel 5, 7 Ödensee). Dieser liegt vermengt mit dem Geröllschleier des Goiserer Standes über den wesentlich älteren Schluffen der Beckenfüllung (siehe Kapitel, Goiserer Stand, Mitterndorfer Becken). Die Vegetationsentwicklung mit ihren kurzen Schwankungen, die sich in den Schluffen bei Rödschitz abzeichnet, ist sehr gut mit der in den Schluffen der Moos Alm (Tafel 5, 1 Moos Alm) (Schwarzensee) zu vergleichen, wie sie sich in den obersten 2,5 m Schluff abzeichnet. Auch hier erfolgte der rasche Pinusanstieg nach der Kräuterphase bereits in der letzten Phase der Böllingschwankung um VRI — 431, 12520 ± 180 BP.

Eine weitere Bestätigung dieses Zeitpunktes stellt die Datierung desselben Horizontes im kleinen Moor bei Plakner (Ischl Tal) mit VRI — 430, 12410 ± 190 BP dar (Tafel 5, 2 Plakner).

Auf Grund dieser ^{14}C-Datierung erfolgte die rasche Klimaverbesserung nach der langen kühlen Periode in den ersten Abschnitten des Spätglazials im Trauntal gegen Ende der Böllingschwankung.

Recht gut läßt sich in diesem Ablauf auch das Moor beim Bauernhof Sperrer bei Bad Goisern (Tafel 5, 3 Goisern Ramsau) einordnen, das innerhalb der Endmoräne des Goiserer Standes liegt. Das Moor liegt in einer Felswanne und wurde früher zur Torfgewinnung abgebaut. Der randlich noch ungestört erhaltene, 4 m mächtige Torfkörper konnte abgebohrt werden.

Über einer ca. 10 cm mächtigen Schluffschicht setzt dann mit einem Gyttjahorizont das Moorwachstum wieder mit dem Beginn der raschen Klimaverbesserung wie in den anderen Mooren ein. Sie wird auch hier durch den rapiden Rückgang der Nichtbaumpollen und den Pinusanstieg auf rund 70% charakterisiert. Das ^{14}C-Alter des Gyttjahorizontes ergab VRI — 432, 11970 ± 200 BP und fällt somit an den Beginn der Älteren Dryas, die durch die Fehlergrenze fast gänzlich abgedeckt ist. Deshalb wurde für sich allein betrachtet der Beginn des Moorwachstums primär (Führer zur Arbeitstagung der Geol. B.-A.) gegen Ende der Älteren Dryas, und der Goiserer Stand selbst in diese gestellt. Durch den Vergleich mit der Entwicklung in den anderen Mooren wird aber auch hier die Einordnung des Pinusanstieges am Ende der Böllingschwankung als zutreffender angesehen werden müssen. Das etwas zu niedrige Alter dürfte auf eine schwache Kontamination der Probe durch jüngere Huminsäuren zurückzuführen sein. Für die sonst in geschlossenen Hochmoorkörpern unübliche Zirkulation könnte hier das Niederschlagswasser verantwortlich sein, das durch den Torfkörper zu der durch den Torfstich entstandenen Wanne abfließen kann.

Demnach wäre auch die Typlokalität des Goiserer Standes, die faziell ja gut mit dem Gletschervorstoß im Mitterndorfer Becken vergleichbar ist, in den Zeitraum um 14000 BP in die Älteste Dryas zu verlegen (Taf. 4). Eine ungefähr dem entsprechende zeitliche Einordnung (ca. 13000 BP) vermutet auch G. PATZELT (1975), S. 321, für den Gschnitzvorstoß im Tiroler Raum.

Einen weiteren Hinweis, daß der Goiserer Stand nicht der Älteren Dryas entspricht, sondern bereits in der Ältesten Dryas liegt, liefert noch das Moor auf der Gjaid Alm am Nordrand des Dachsteinplateaus (Tafel 5, 5 Gjaid Alm).

In der großen Karsthohlform setzte nach dem Abschmelzen des Eises und einer 70 cm mächtigen primären, sandig-schluffigen Sedimentation der Beginn des Moorwachstums ein. Dieser fällt mit der maximalen Ausbreitung von Pinus zusammen, die aber in den liegenden Schluffen schon sehr stark vertreten war. Die ^{14}C-Datierung der liegendsten Anteile des Gyttjahorizontes legt mit VRI — 486, 11490 ± 280 BP den Beginn der ersten organogenen Sedimentation am Ende des Alleröd fest. Eine zweite Datierung von einer anderen Stelle des Moores bestätigte mit VRI — 511, 10570 ± 150 BP, daß die organogene Sedimentation bereits vor oder mindestens in der Jüngeren Dryas begann (letzteres scheint eher unwahrscheinlich). Eine Verunreinigung des Materials mit jüngerem (Huminsäuren) durch zirkulierende Wässer kann nicht ausgeschlossen werden. Diese führten in den Torfschichten und dem obersten Horizont der Gyttja auch zur Einlagerung von Pollen wesentlich jüngerer Schichten (I. DRAXLER, im Druck).

Am Übergang von der Gyttja zur reinen Torfsedimentation setzt dann sehr rasch eine Ausbreitung von wärmeliebenderen Florenelementen, wie Eichenmischwald, Corylus, Alnus und Betula (in Tafel 5, 5 Gjaid Alm, nicht eingetragen) ein, die bereits das Borareal anzeigt (I. DRAXLER, im Druck). Demnach müßte angenommen werden, daß während des Kälterückfalles der Jüngeren Dryas und des nachfolgenden Präboreals so gut wie keine Sedimentation im Bereich des Moores stattgefunden hat.

Durch diese Datierung ist aber eine Einstufung des Echern Standes, während dessen die Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus das letzte Mal den Talboden erreichten (siehe Kapitel, Echern Stand), in die Jüngere Dryas (Führer Geol. B.-A.) unmöglich. Er wird am besten in die Ältere Dryas einzustufen sein.

Zu dieser Zeit zeichnet sich auch eine nochmalige Absenkung der Waldgrenze in die höheren Tallagen des Trauntales ab. Am deutlichsten ist diese in dem kleinen Moor am Schmiedgut (Tafel 5, 4 Schmiedgut) zu erkennen, und wurde mit VRI — 392, 11930 ± 250 BP datiert. Dadurch ist wohl eine zeitliche Zuordnung in die Ältere Dryas gegeben.

Der Jüngeren Dryas sind demnach nur noch die auf die einzelnen Kare beschränkten Gletscher zuzuordnen, bevor diese hinter den Stand von 1850 zurückschmolzen oder gänzlich verschwanden (Ochsenkogel).

Zur Fazies der quartären Sedimente im Trauntal

(Tafel 3)

Zielsetzung

Bei der detaillierten Kartierung der Sedimente der Würmeiszeit waren Unterschiede in der Ausbildung der Grundmoränen feststellbar, die sich auf ihren Gehalt an Feinmaterial, Lagerungsdichte, Rundung der Geschiebe und das Auftreten von Politur und Kritzung bezogen. Diese Beobachtungen ließen eine über den Geländebefund hinausgehende exaktere Erfassung dieser Unterschiede sinnvoll erscheinen.

Die leider spärlich vorhandenen Moränen der Rißeiszeit wurden in diese Untersuchung miteinbezogen um zu einigen Vergleichswerten zu gelangen.

Trotz der Abhängigkeit der Probestellen von natürlichen und künstlichen Aufschlüssen (Baugruben), konnten alle stratigraphisch wichtigen Phasen in der Entwicklung der Eisströme im Hoch- und Spätglazial erfaßt werden. An manchen Stellen wäre eine größere Streuung der Probenpunkte wünschenswert gewesen um besser abgesicherte Ergebnisse zu erhalten, hätte aber die Anlage tiefer Schürfe bedurft.

So sollen die hier kurz referierten Ergebnisse dieser Untersuchungen einen e r s t e n V e r s u c h einer genaueren sedimentologischen Erfassung der Ablagerungen innerhalb und am Rand der Gletscher des Trauntales darstellen. Vergleichsmöglichkeiten mit den Ergebnissen aus Sedimentuntersuchungen an Moränenmaterial ergaben sich aber nur mit Untersuchungen an den großen Eisschilden.

Methoden

In den Grundmoränenaufschlüssen (Anrisse und hauptsächlich Baugruben) wurden aus dem frischen, unverwitterten Material (meist erst 1 bis 2 m unter der Oberfläche) Proben im Umfang von 10 bis 20 kg entnommen. Dabei wurden aber nur Proben aus Partien berücksichtigt, die für einen größeren Bereich des Sedimentes repräsentativ waren.

An zwei in Grundmoräne verlaufenden Bachgräben (Pichl Bach und Ischl Tal) ergab der Vergleich mehrerer Proben aus engerem Abstand, daß die Kornverteilung der typischen Grundmoränen über größere Strecken weitgehend konstant bleibt (Abb. 49) und daher auch einzelne Proben für größere Bereiche als repräsentativ angesehen werden können.

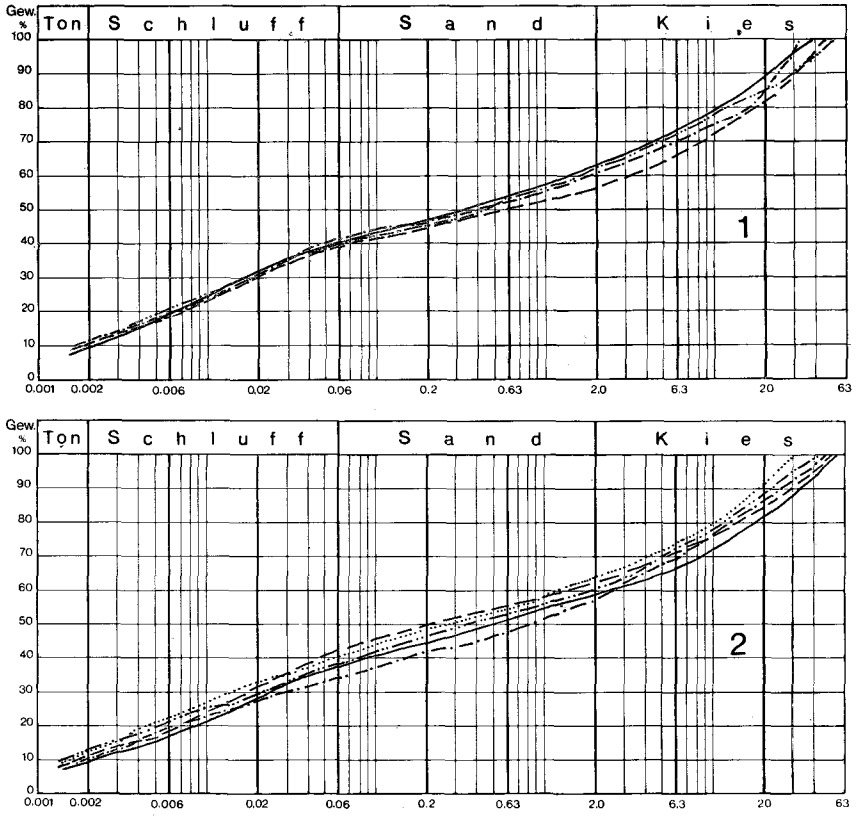


Abb. 49. Kornverteilung von Grundmoränen. 1 = Pichl Bach, 2 = Lindau.

Das Material wurde primär auf seine K o r n v e r t e i l u n g hin untersucht. So wurden die gesamten Proben zuerst getrocknet und nach dem durch Wasserlagerung erfolgten Strukturverlust eine Abtrennung der Korngrößen $< 0{,}063$ mm durch Naßsiebung vorgenommen.

Die Fraktion > 0,063 mm wurde wieder getrocknet und bis zu einem Größtkorn von 63 mm durch Trockensiebung in die Fraktionen 0,063—02; 0,2—0,63; 0,63—2; 2—6,3; 6,3—20; 20 bis 63 mm getrennt. Auf die gleiche Weise wurden auch die Schluffe der Stauseesedimente aufbereitet.

Die Korngrößenanalyse der Fraktionen unter 0,063 mm erfolgte mit der Aräometermethode nach A. CASAGRANDE (1934). Die aus diesen kombinierten Sieb-Schlämmanalysen gewonnenen Kornverteilungskurven (Tafel 3) erstellte auf der Rechenanlage des Inst. für Grundbau und Bodenmechanik der T. U. Wien Dipl.-Ing. W. HAZIVAR, wofür ich ihm herzlich danken möchte. Ebenso bin ich Herrn Dr. W. EPPENSTEINER für manche Hinweise und die fallweise Hilfe bei der Aufbereitung der Proben zu Dank verpflichtet.

Neben der Erstellung der Kornsummenkurven wurde auch versucht die Geschiebeverteilung festzustellen. Dazu wurden die Geschiebe über 10 mm Durchmesser nach den einzelnen Gesteinen ausgezählt um einen Einblick in die Einzugsgebiete der einzelnen Gletscherströme zu erhalten. Dabei stellte sich heraus, daß neben den gut kenntlichen Geschieben des Kristallins der Niederen Tauern, der Werfener Schichten und der Gosau nur noch mit größerer Sicherheit eine Trennung in die bunteren Sedimente der Hallstätter Zone und die durchwegs hellen Kalke und Dolomite der Plattformsedimente der heutigen Kalkstöcke zu treffen war. Darüber hinaus wurde noch versucht den Plassenkalk in der näheren Umgebung des Plassen und im Raum um die Trisselwand auszuscheiden. Die Ergebnisse sind hauptsächlich in Abb. 21 durch die Angabe der Eisflußrichtungen niedergelegt.

Im Bereich des Traun Sees wurden dann die Geschiebe der Kalkalpen zusammengefaßt. Die in den Diagrammen eingetragenen Werte wurden aus der Stückzahl der einzelnen Gesteine ermittelt. Zur Ergänzung der Kornsummenkurven wurde versucht auch den Rundungsgrad der größeren Körner, bei denen bereits bei der Kartierung größere Unterschiede zu bemerken waren, getrennt zu bestimmen. Es wurden dazu die Fraktionen 63 bis 20/ 20 bis 6,3/ 6,3 bis 2 mm herangezogen, wobei die kleinste bereits mit Hilfe einer Lupe gezählt wurde.

Der Rundungsgrad wurde nach den von J. F. PETTIJOHN (1957) vorgeschlagenen fünf Rundungsgraden ausgezählt und die Prozentsätze der einzelnen Rundungsgrade jeder Fraktion in die Diagramme eingetragen um einen Vergleich der einzelnen Fraktionen untereinander zu erhalten.

Der Prozentsatz der Geschiebe mit deutlicher Kritzung und Politur auf größeren Anteilen der Oberfläche wurde auch an den Korngrößen über 10 mm ausgezählt.

Moränen

Korngrößenverteilung

Im prozentuellen Auftreten der einzelnen Kornfraktionen in den Grundmoränen konnten wiederkehrende Unterschiede gefunden werden, die mit der Entwicklung der Gletscherstadien in bezug auf Ausdehnung und Charakteristik verbunden werden können.

So weisen die Grundmoränen des Hochglazials einen weitgehend geraden Verlauf der Kurve (auf halblogarithmischem Papier) auf, der ein starkes Überangebot der feinen Fraktionen anzeigt, wobei sich aber ihr Verhältnis zu den gröberen kaum ändert (Taf. 3, Nr. 41, 32, 31, 34, 35, 36, 22, 27, 24, 23, 20, 16, 17, 18). Weiters stellt der durchgehend mit rund 10% auftretende Gehalt an Tonfraktion eine wichtige Größe dar, die bei allen untersuchten Moränen des Hochglazials wiederkehrt (Abb. 50).

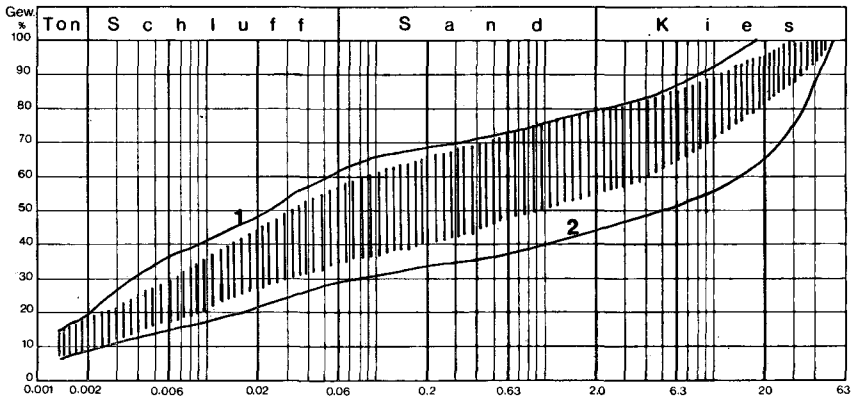


Abb. 50. Senkrechte Schraffur: Bereich der Kornverteilung in Grundmoränen des Hochglazials. 1 = Grundmoräne über besonders feinkörnigem Untergrund, 2 = zu geringe Probenmenge im Verhältnis zum Größtkorn. Nur für Korngrößen unter ca. 2 mm repräsentativ.

Ausnahmen von dieser Kornverteilung (mit einem noch stärkeren Überangebot $<$ 0,063 mm) stellen nur die Moränen im Gosautal (Taf. 3, Nr. 28, 37) im Bereich der Horn Spitze und an der Westseite des Traunsees (Taf. 3, Nr. 10, 15) dar. Diese Sedimententwicklung ist aber durch das weit verbreitete Auftreten der Nierentaler Mergel im Gosautal und der mergelreichen Flyschentwicklung um den Buchschacher zu erklären. Auf eine ähnliche Beeinflussung des Gehaltes an Feinanteilen in Grundmoränen weist schon A. DREIMANIS (1972), S. 96 f., im Gebiet der Großen Seen in Kanada hin. Diese für die Grundmoränen des Hochglazials typische Kornverteilung geht mit einer im Aufschluß immer beobachtbaren, sehr hohen Lagerungsdichte konform.

Völlig die gleiche Kornverteilung und Lagerungsdichte zeigt die Rißgrundmoräne im Becken um Bad Aussee (Taf. 3, Nr. 32). Der Übergang der Grundmoräne in die Endmoräne und der damit verbundene rasche Verlust an Feinmaterial läßt sich am besten an den Proben aus dem Raum Traundorf—Cumberland (Taf. 3, Nr. 4, 8, 12, 13) ablesen. Hier ist der rasches Verlust der feinen Fraktionen durch die Schmelzwässer der Gletscheroberfläche an den Proben aus der Grundmoräne (Taf. 3, Nr. 13), am Innenrand (Taf. 3, Nr. 4), der Endmoräne selbst (Taf. 3, Nr. 12) und deren Außenseite (Taf. 3, Nr. 8), wo sie in die Terrasse übergeht und bereits den Kurvenverlauf von Terrassenschottern zeigt, sehr schön dokumentiert. Nicht so gut ist dieser Übergang an den Moränenkränzen westlich des Seeabflusses im Bereich Ort (Taf. 3, Nr. 6, 7, 11) entwickelt, was hier

auf die verstärkte Entwicklung der peripheren Gerinne zurückzuführen sein wird und dadurch zu einem verstärkten Ausschwemmen der kleinen Fraktionen bereits an der Innenseite der Endmoräne führte (Taf. 3, Nr. 11).

Direkt vergleichbare Kornsummenkurven lieferten die Endmoränenwälle des Maximalstandes der Rißeiszeit, wobei die Probe (Taf. 3, Nr. 1) aus dem Ortsbereich von Ohlsdorf an der Innenseite am Übergang zur Grundmoräne, die Probe westlich Irresberg (Taf. 3, Nr. 2) am äußeren Abhang des Moränenwalles entnommen ist.

Im Gegensatz zu diesen zeigen die beiden Proben, die auf den runden breiten Endmoränenwällen des Hochstandes bei Oberthalham und Altgschwandt (Taf. 3, Nr. 3, 5) entnommen wurden, den charakteristischen Kurvenverlauf der Grundmoräne. Sie stellen einen guten Beleg für die im Gelände zu beobachtende, teilweise Bedeckung der Endmoräne des Hochstandes mit Grundmoräne des Maximalstandes dar. Der hohe Feinsandgehalt der Probe Altgschwandt (Taf. 3, Nr. 5) hängt wahrscheinlich mit dem starken Auftreten feinkörniger Flyschsandsteine im Moränenmaterial zusammen.

Leider waren im Bereich der Rißmoränen bei der Kartierung keine weiteren Aufschlüsse zu finden, die unverwittertes Moränenmaterial aufgeschlossen hätten.

Ein völlig anderes Bild ergeben die Grundmoränen der spätglazialen Stände des Traungletschers. Es konnten im Ischl Tal und bei Bad Goisern Proben der Grundmoräne der drei ältesten spätglazialen Stände entnommen werden, wobei die in Tafel 3 dargestellten Kurven den Mittelwert von jeweils mehreren Proben darstellen. Die Grundmoränen weisen im Gegensatz zu denen des Hochglazials an den Probenpunkten und den übrigen Aufschlüssen ein sandigeres Aussehen auf, das noch durch eine wesentlich geringere Lagerungsdichte verstärkt wird. In der Kornsummenkurve unterscheiden sie sich durch einen wesentlich verringerten Anteil der feinen Fraktionen im Verhältnis zu den gröberen.

Diese Erscheinung ist in der Grundmoräne des Ischler Standes (Taf. 2, Profil 4, Taf. 3, Nr. 14) im Bereich der Zunge des kurzen Vorstoßes deutlicher entwickelt als in der des Jochwand Standes (Taf. 3, Nr. 29), wo die Moräne nur von dem seitlich ausufernden Gletscher abgelagert wurde.

Noch deutlicher wird das Fehlen der Korngrößen unter 0,063 mm in den Grundmoränen des Goiserer Standes (Taf. 3, Nr. 30), der im Gegensatz zu den beiden anderen keine kurzfristige Aktivierung größerer Gletscherkörper, sondern einen kräftigen Vorstoß der bereits weiter abgeschmolzenen Gletscherzunge darstellt.

Ebenso ist dieser Unterschied auch am Südrand des Mitterndorfer Beckens zwischen den Moränen des Jochwand Standes (Taf. 3, Nr. 40, 44) und des Goiserer Standes (Taf. 3, Nr. 45) deutlich zu beobachten (Abb. 51).

Der Ton- und Schluffgehalt der Moränen der spätglazialen Gletscher steht offensichtlich einerseits in direktem Zusammenhang mit der Transportweite und Größe der Gletscher, wie sie auch von R. v. KLEBELSBERG (1948), S. 254, und R. F. FLINT (1971), S. 156, angegeben wird. Da aber im Trauntal keine sehr großen Unterschiede in der Erstreckung und Mächtigkeit dieser Gletscher (Taf. 5)

auftritt, scheint andererseits auch die Gletscherentwicklung vor dem Vorstoß (kurze Reaktivierung oder neuer Vorstoß) und dessen Dauer eine nicht unwesentliche Rolle zu spielen.

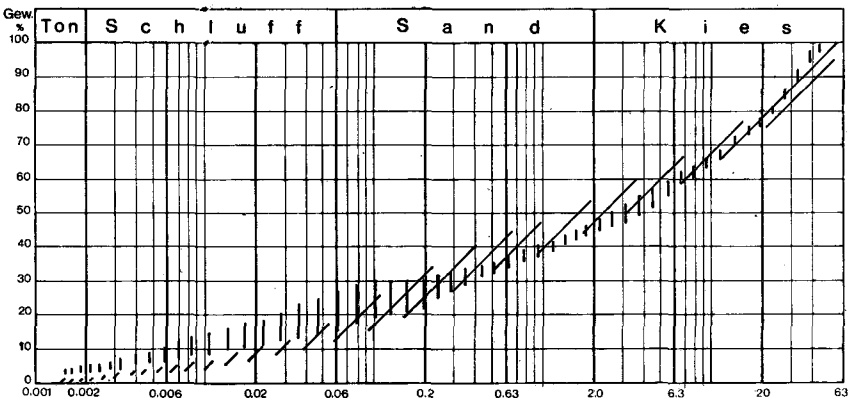


Abb. 51. Kornverteilung in spätglazialen Grundmoränen. Senkrechte Schraffur: Jochwand Stand. Schräge Schraffur: Goiserer Stand.

Geschiebeverteilung

Die aus der Verteilung der verschiedenen kalkalpinen Gesteine ableitbaren Eisabflußrichtungen sind in Abb. 21 eingetragen.

Ein sehr deutlicher Unterschied trat im Gehalt der Kristallingerölle aus den Niederen Tauern im Bereich der Endmoränen der Riß- und Würmeiszeit auf. Finden sich in denen des Würms (Taf. 3, Nr. 4, 7, 8, 11) im Mittel 0,5 bis 1% Kristallingeschiebe, so beträgt der Gehalt in den Rißmoränen (Taf. 3, Nr. 1, 2, 3, 5) durchschnittlich das 3- bis 4fache, was auf einen gegenüber der Würmeiszeit vermehrte Eisdurchgang während des Riß zurückzuführen sein wird. Dieser verstärkte Eisdurgang ist am besten dadurch zu erklären, daß der Ennsgletscher zur Rißeiszeit in der Umgebung des Gesäsues noch bis zirka 1650 m NN reichte (D. van Husen, 1968, S. 259 und 279), während der der Würmeiszeit dort endete und demnach ein wesentlich höheres Gefälle aufwies (D. van Husen, 1968, Abb. 2). Dadurch konnte während der Rißeiszeit wesentlich mehr Eis aus dem Ennstal in den Bereich des Trauntales gelangen.

In diesem Zusammenhang ist die Ausbildung und besonders die mineralogische Zusammensetzung der Feinanteile der Rißgrundmoräne bei Bad Aussee (Taf. 3, Nr. 32) von Interesse.

In den gröberen Fraktionen dominieren die hellen Kalke der Obertrias, zu denen noch Geschiebe der Hallstätter Entwicklung und des Jura treten, wobei auffälligerweise die Geschiebe bis rund 5 bis 7 cm Durchmesser vorherrschen, größere hingegen weitgehend fehlen. Im Sandbereich tritt dann zu den Karbonaten ein hoher Anteil von splittigen Quarzkörnern, Amphibol, Granat, Zirkon, selten Turmalinbruchstücke und Glimmer, die teilweise mit Quarz verwachsen sind. Die Glimmer (Muskovit, Chlorit, Phlogopit und Biotit) sind völlig frisch

und zeigen keine Verwitterungserscheinungen. Der Anteil dieser nicht karbonatischen Gemengteile nimmt von 24% in der Fraktion 0,63 bis 0,2 mm auf rund 46% in der von 0,2 bis 0,063 mm zu. (Die Bestimmungen der Minerale wurden mit Hilfe von Frau Dr. E. KIRCHNER, Salzburg, durchgeführt.)

Diese Zusammensetzung der feinen Fraktionen der Grundmoräne unterscheidet sich deutlich von der Würmgrundmoränendecke im Ausseer Becken, die nur bis maximal 14 bis 15% nicht karbonatische Anteile in dieser Fraktion aufweist, wobei es sich aber durchwegs um splittrigen, hellen Quarz handelt, Amphibole und Biotit fehlen ganz. Neben diesen Unterschieden zeigt die Rißmoräne auch einen weit besseren Aufbereitungsgrad, der sich in guter Glättung (meist Politur) nahezu aller Flächen der größeren Geschiebe über rund 5 mm ausdrückt. Dieser bessere Aufbereitungsgrad dürfte aber weniger auf eine etwas größere Mächtigkeit als auf eine eher längere Dauer der Eisbedeckung hinweisen. Dadurch könnte es aber auch zu einer besseren Durchmischung der Eisströme vom Toten Gebirge und aus dem Ennstal gekommen sein. Dadurch könnten die hohen Anteile an frischen, unverwitterten Mineralen metamorpher Gesteine aus den Niederen Tauern in den nicht karbonatischen Bestandteilen des Sandanteiles zu erklären sein. Größere Kristallingeschiebe fanden sich in diesem Aufschluß nicht. Gesteine der Kalkalpen (am ehesten Untertrias) kommen kaum als Liefergebiet in Frage, da nach den Untersuchungen von Frau Dr. E. KIRCHNER (mündl. Mitteilung) im Haselgebirge und in den Werfener Schiefern der Umgebung von Wienern Glimmer mit Korngrößen bis 0,6 mm nicht auftreten. Außerdem finden sich keine Turmaline, Amphibole und kaum frischer Biotit in diesen Sedimentgesteinen.

Die Moräne war bis heute nur an dieser einen Stelle aufgeschlossen, wodurch eine weitere Überprüfung dieser Zusammensetzung oder möglicherweise auch das Auffinden größerer Kristallingeschiebe nicht möglich war. Deshalb sollen die daran geknüpften Überlegungen nur eine Denkmöglichkeit zur Genese darstellen.

In den Würmgrundmoränen (Hoch- und Spätglazial) des Traungletschers treten die Kristallingeschiebe wenn auch selten, nur nördlich von Lauffen auf. Weiter im Süden und Südosten finden sich trotz teilweise großflächiger Aufschlüsse in den Grundmoränen der Becken von Bad Goisern, Bad Aussee und Bad Mitterndorf keine Spuren solcher Geschiebe, wie dies auch schon A. PENCK (1909) und G. GEYER (1915, S. 190 ff.) angeben. Die Erklärung dafür ist wahrscheinlich am besten die, daß die Becken bereits durch die Lokalgletscher derart mit Eis erfüllt waren, daß der vom Ennstal übertretende Gletscherarm nur noch oberflächlich abfließen konnte (D. VAN HUSEN, 1968, S. 281).

Dieser Ablauf wird auch durch die Zusammensetzung der liegenden Anteile der Grundmoränendecke im Auseer Becken belegt. Hier ist der lokale Einfluß in der Geschiebeverteilung noch wesentlich stärker zu erkennen (Taf. 3, Nr. 31, 35, 36) als nach der endgültigen Erfüllung des Beckens mit Eis, wodurch sich in den hangenden Partien bereits eine gewisse Durchmischung der kalkalpinen Eisströme anzeigt (Taf. 3, Nr. 34). In der kurzen Zeit des Hochglazials (s. Kapitel Der Ablauf des Jungquartärs . . .; Würm) kam es aber nicht mehr zu einer

Einbeziehung des wahrscheinlich auch schwachen Eisstromes aus dem Ennstal in den Gletscherkörper.

Aus dem Umstand, daß in den Moränenablagerungen der spätglazialen Gletscherzungen südlich Lauffen keine Kristallingeschiebe zu finden sind, kann der Bezug dieser Geschiebe aus den Augensteinvorkommen der Plateaus ausgeschlossen werden. Dabei dürfte der Umstand keine unwesentliche Rolle spielen, daß die Dolinen, in denen diese Sedimente ihre größte Verbreitung haben, zu den Zeiten der vollen Vergletscherung der Plateaus vom Eis nicht durchströmt sondern überströmt worden waren (s. Kap. Hochglazial, Dachsteinplateau).

Eine Erklärung, warum die Geschiebe aus den Niederen Tauern nur nördlich Lauffen auftreten, kann im Aufbau und Zusammenbruch des Eisstromnetzes gesucht werden. So treten die ersten Kristallingeschiebe aus dem Ennstal über, als das Eisstromnetz im Trauntal bereits bis in den Raum Bad Ischl aufgebaut war. Während des raschen Abbaues der Eismassen kamen die letzten Kristallingeschiebe erst während des Ischler Standes zur Ablagerung im Zungenbereich, als die Verbindung zum Ennstal aber wahrscheinlich bereits unterbrochen war (s. Kapitel Ischler Stand, Schlußfolgerung).

Rundungsgrad

Die Zurundung der Geschiebe in den Grundmoränen der heutigen Gletscher (Taf. 3, Nr. 39, 43) ist der Verfrachtung über nur einige 100 m entsprechend auf wenige der größeren Geschiebe beschränkt.

Aber bereits nach kurzen Transportwegen am Fuß der Plateaus (Taf. 3, Nr. 40, 44, 45) zeigen die größeren Komponenten eine deutliche Zurundung der Kanten und ein beginnendes Ausschleifen der Buchten und sind bereits mehrheitlich dem Rundungsgrad II (subangular) zuzuordnen. Ähnlich kurze Transportwege gibt R. F. FLINT (1971, S. 167) für die Zurundung unter dem Inlandeis Nordamerikas an.

Die weitere Zurundung erfolgte dann sehr langsam, wie durch den Vergleich der weiter traunabwärts gelegenen Proben zu erkennen ist, erfaßt aber zunehmend auch die kleineren Korngrößen, die dann ebenso mehrheitlich in die Klasse II fallen, während von den größeren aber auch schon Klasse III (subrounded) erreicht wird (z. B. Taf. 3, Nr. 31, 33, 34, 35, 36). Nur Proben aus einem Gebiet wo bereits gerundete Komponenten (Gosau oder ältere quartäre Sedimente) aufgearbeitet wurden, stechen mit recht hohen Werten in den Klassen III (subrounded) und IV (rounded) hervor (Taf. 3, Nr. 19, 20, 21, 22). Ebenso wirkt sich das Vorkommen größerer Areale kleinstückig zerfallender Dolomite in einer schlagartigen Abnahme der Rundung der Fraktion 6,3—2 mm aus (Taf. 3, Nr. 25, 30).

Eine auffällige Änderung tritt in den Grundmoränen um den Traunsee auf. Hier finden sich in den Grundmoränen verhältnismäßig viele Geschiebe der Rundungsgrade III und IV, selten auch V, die auch wenig glaziale Bearbeitung (Kritzung) zeigen. Diese können wahrscheinlich zu einem guten Teil aus wieder aufgearbeiteten älteren quartären Ablagerungen stammen, was sich aber am Auftreten von Konglomeratbruchstücken zu erkennen gibt (Taf. 3, Nr. 3, 5). Wo solche Hinweise fehlen, kann die Möglichkeit einer Aufarbeitung älterer

fluviatiler Sedimente nicht ganz ausgeschlossen werden, der Grund für das Auftreten aber auch in einer anderen Ursache liegen.

So fehlt im Bereich südlich von Traundorf jeglicher Hinweis (Taf. 3, Nr. 4, 8, 12, 13) auf Schottervorkommen und auch am Westufer des Traunsees (Taf. 3, Nr. 17, 18, 15, 10) stellt das einzige bekannte Vorkommen der kleine, gut verkittete Konglomerathügel des Buchberges dar, dessen größere Bruchstücke sich nur ganz selten in den Moränensedimenten finden.

Bei dieser plötzlichen Zunahme der Geschiebe mit besseren Rundungsgraden als sie auch bei noch so intensiver Eisbearbeitung entstehen, wie R. F. FLINT (1971, S. 168) angibt, ist wahrscheinlich ein nicht unerheblicher Anteil auf eine Verfrachtung durch subglaziale Gerinne und eine damit verbundene Zurundung zurückzuführen, bevor die Gerölle dann letztlich wieder durch das Eis dem Grundmoränenmaterial beigemengt wurden (R. F. FLINT, 1971, S. 165). Dabei ist wahrscheinlich auch anzunehmen, daß diese Umlagerungsvorgänge ab der Grenze Zehr- zu Nährgebiet im verstärkten Maß auftreten. Leider waren aber im Trauntal zwischen Bad Ischl und Traunkirchen keine geeigneten Grundmoränenaufschlüsse zu finden, um diese Vermutung weiter untersuchen zu können. Einen Hinweis darauf könnte noch die Bemerkung P. WOLDSTEDTS (1954, S. 56) geben, daß die subglazialen Schmelzwässer des Malaspinagletschers größtenteils wohlgerundetes Material mit sich führen.

Schlußfolgerung

An den Grundmoränen des Hoch- und Spätglazials war im Gelände ein Unterschied in der Lagerungsdichte (hauptsächlich in Abhängigkeit von der Mächtigkeit der Eismassen) und parallel dazu in der Kornverteilung feststellbar.

In den Moränen des Hochglazials stellt sich in den Tälern bereits knapp unterhalb der Hochplateaus nach kurzer Transportstrecke ein Verhältnis von Feinanteilen zu gröberem Material ein, das durch ein Überangebot der feinen Fraktionen charakterisiert ist. Es drückt sich in einem weitgehend geraden Verlauf der Kornsummenkurve in halblogarithmischer Darstellung aus. Ein weiteres Kriterium stellt der Anteil von rund 10% Tonfraktion dar (Abb. 50).

Dieser Gleichgewichtszustand wird nur lokal durch das großflächige Auftreten von leicht aufbereitbaren, feinkörnigen Sedimentgesteinen (Mergel) zugunsten der Feinanteile unter 0,063 mm verändert.

Eine an sich zu erwartende und für sehr große Gletscherareale von R. v. KLEBELSBERG (1948, S. 254) und R. F. FLINT (1971, S. 156) auch postulierte allmähliche Verschiebung zu höheren Werten in den feinen Fraktionen konnte im Trauntal nicht festgestellt werden.

Zu den Grundmoränen des Spätglazials besteht nicht nur in der deutlich geringeren Lagerungsdichte sondern auch im Kornaufbau ein wesentlicher Unterschied (Abb. 51). Er wird einerseits sicher von der Mächtigkeit (R. v. KLEBELSBERG, 1948, S. 254), andererseits auch von der Dauer der Eisbedeckung abhängen. Da aber diese Werte für die einzelnen Gletscherstände nicht sehr stark schwanken, wird wahrscheinlich die vorhergegangene Entwicklung der Gletscher-

zunge (kurze Reaktivierung von Eismassen oder neuerlicher Vorstoß nach weitgehendem Abschmelzen) von Bedeutung sein.

Ob das beschriebene Verhältnis der einzelnen Korngrößen zueinander in den hochglazialen Grundmoränen, und ihr Unterschied zu denen des Spätglazials für Gletscher dieser Größenordnung charakteristisch ist, kann nur durch weitere systematische Untersuchungen auch in anderen Tälern beantwortet werden.

Der Rundungsgrad der Geschiebe erreicht bereits nach kurzen Transportstrecken mehrheitlich den Wert II (subangular) und nimmt dann langsam gletscherabwärts zu. Dabei wirken sich größere Bereiche von kleinstückig zerbrechendem Dolomit durch eine starke Abnahme der Rundung der Korngröße von 6,3—2 mm aus.

In den Grundmoränen nördlich der Grenze Nähr- zu Zehrgebiet finden sich dann weit verbreitet gut gerundete Geschiebe, die nicht allein auf die Wiederaufarbeitung älterer fluviatiler Sedimente zurückzuführen sind. Ihr Auftreten kann wahrscheinlich mit streckenweisem Transport durch subglaziale Wässer erklärt werden.

Der deutliche Unterschied im Auftreten der Kristallingeschiebe der Niederen Tauern in den Moränen der Riß- und Würmeiszeit im Umkreis des Traun Sees ist auf den verstärkten Durchzug von Eismassen aus dem Ennstal und wahrscheinlich auch auf die längere Dauer der Rißeiszeit zurückzuführen.

Daß in den würmzeitlichen Moränen nur nördlich Lauffen—Bad Ischl Kristallingeschiebe auftreten, belegt, daß diese nicht aus den Augensteinablagerungen der Plateaus stammen können und zeigt einen Zusammenhang zwischen dem Auf- und Abbau des Eisstromnetzes an.

Das Auftreten von Kritzung und Politur der größeren Geschiebe konnte in keinen Zusammenhang mit anderen Erscheinungsformen der Grundmoräne gebracht werden.

Oser

Kleinere Osformen waren im Trauntal an zwei Stellen durch große Schotterentnahmen gut aufgeschlossen.

Im Ischl Tal liegen auf einer Terrasse nördlich des Kalvarien Berges in 500 m Höhe einige langgestreckte Hügel, die einen deutlichen E-W Verlauf zeigen. Sie werden von Schottern und Sanden aufgebaut, die die gleiche Zusammensetzung wie die Moränen der Umgebung aufweisen und eine vorherrschende Schüttrichtung nach W-NW aufweisen. Der westliche Teil der Aufschüttung, in dem die feineren Schotter oft von mächtigen Sandlagen unterbrochen werden, zeigt kleinräumige Deltaschüttung (20—35°), die meist dammartig nach Westen vorgebaut wurde. Im östlichen Teil dagegen finden sich durchwegs grobe (kopfgroße Gerölle sind nicht selten) nahezu schichtungslose Schotter, die mit feineren, sehr sandreichen Partien verknetet sind. Die Ablagerung stellt kurze Oser dar, die im Osten noch mit aktivem Eis in Berührung standen.

Im Mitterndorfer Becken treten östlich Kainisch zwei deutliche, längere, dammartige Formen in Erscheinung, die Oser darstellen (Abb. 32). Ihr Aufbau zeigt

die rasch wechselnden Sedimentationsbedingungen und Platzverhältnisse in Spalten des abschmelzenden Eiskörpers des Jochwand Standes an (s. Kapitel Jochwand Stand, Mitterndorfer Becken).

Kames

In die Gruppe dieser Erscheinungsformen sind die zum Teil weit verbreiteten Eisrandterrassen im Kontakt mit den rasch abschmelzenden Gletscherzungen des Würms um den Traunsee, Ischler Standes im Ischl Tal und des Jochwand Standes im Mitterndorfer Becken zu rechnen.

Die weitflächigen Kamesterrassen am Westufer und am Südende des Traun Sees werden alle durch ihre Entwicklung an der Mündung von Seitenbächen ins Haupttal charakterisiert. Sie werden von Schottern und Sanden aufgebaut, die eine Deltaschichtung mit 20—30° Neigung aufweisen, die über die ganze Höhe der Ablagerung einheitlich ausgebildet ist. Abgeschlossen wird diese Schichtfolge meist von oft sehr groben, zwischen 1—3 m mächtigen, eben geschichteten Schottern, die oft deutlich in Fließrichtung dachziegelartig ausgerichtet sind (Abb. 52).

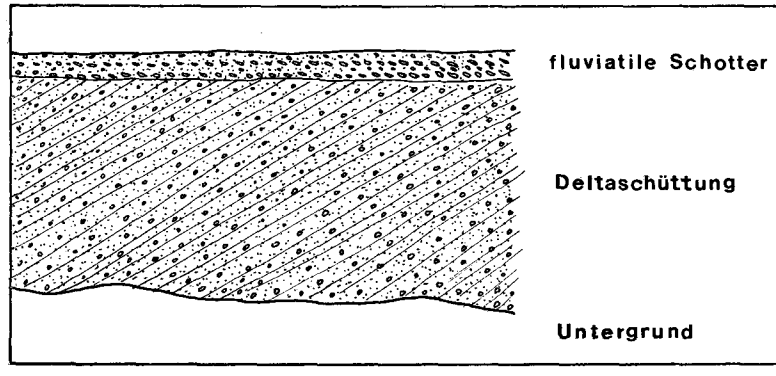


Abb. 52. Schematische Skizze der Eisrandbildungen südlich und westlich des Traun Sees.

Etwas anders ist der Aufbau in den Kamesterrassen im Ischl Tal. Hier erfolgte die Sedimentation der Schotter und Sande vom Gletscher her in kleine Seen, die sich rund um die ausgeaperten Hügel des Untergrundes ausbildeten. Die Ablagerungen zeigen auch hier wieder durchwegs Deltaschüttung, die aber in ihrer Richtung viel uneinheitlicher ist. Die deltageschütteten Anteile werden auch von kreuzgeschichteten Bänken unterbrochen, die anzeigen, daß die Seen keinen bleibenden Bestand hatten.

Die Kamesterrasse des Mitterndorfer Beckens zeigt die gleichen Sedimentstrukturen, nur daß hier in dem abgeschlossenen Becken der Seespiegel wesentlich beständiger war. Deshalb entwickelten sich hier auch viel gleichmäßigere Deltastrkturen, die auch über die gesamte Höhe der Ablagerung reichen. Ein abschließender, eben geschichteter Horizont wie in den Terrassen an der Einmündung der Nebenbäche fehlt diesen Kamesterrassen.

Feinkörnige Stauseesedimente

Am Rand des vorrückenden und auch abschmelzenden Gletschers entstanden in abgeriegelten Seitentälern immer wieder Stauseen, die lange genug Bestand hatten, so daß sie mit feinen Sedimenten verfüllt werden konnten.

Offenseebach Tal

Im Offenseebach Tal kam es während des Aufbaues des Eisstromnetzes zur Ausbildung zweier knapp aufeinander folgender Stauseen (s. Kapitel Würm Vorstoßphase, Frauenweißenbach-Offenseebach). Sie wurden mit sehr mächtigen Schluffablagerungen verfüllt (Taf. 2, Profil 3). Die Sedimentation wird durch eine Wechsellagerung von Schluffbändern mit 2—20 cm Mächtigkeit und Feinsandlagen mit einigen Millimetern bis 1 cm Mächtigkeit charakterisiert (Abb. 53).

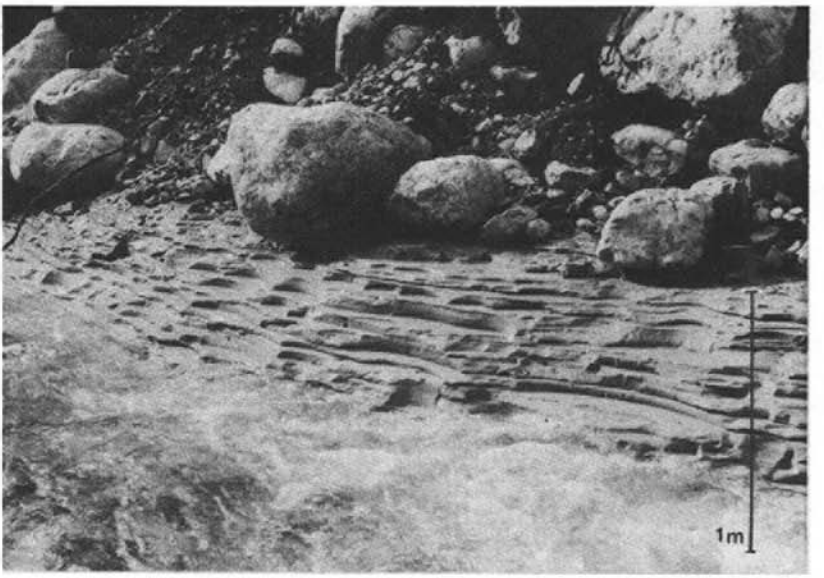


Abb. 53. Gleichmäßig eben gelagerte Schluffe am Offensee Bach.

Die einzelnen Schichten sind in nahezu gleicher Mächtigkeit über lange Strecken zu verfolgen und zeigen eine gleichbleibende Sedimentation über große Bereiche des Sees an. Die Schlufflagen, die bis zu 30% Rohton enthalten (Abb. 54), zeigen eine ruhige Sedimentation mit hohem Angebot an Gletschertrübe an, die nur von kurzen Phasen feinsandiger Sedimentation unterbrochen wird. Diese Sandlagen sind wahrscheinlich in Perioden leichter Strömung im Seebecken entstanden, die den Feinsand transportierte ohne aber das jeweilige liegende Schluffpaket abzutragen, da keinerlei Erosionserscheinungen zu beobachten waren.

Dieser unregelmäßige Sedimentationszyklus wurde nur selten durch die Einstreuung gröberen Materials unterbrochen. So finden sich am östlichen sowie am westlichen Ende dieser Schluffablagerungen einige Lagen oder Nester von

mehr oder minder gut bearbeiteten Schottern (bis 10 cm ∅), die mitunter auch deutliche Kritzung zeigen. Selten treten in der Schichtfolge auch größere Blöcke (bis 1 m^3), die nach der Art von Driftblöcken sedimentiert wurden auf, wobei die Schlufflagen eingedrückt und verfaltet wurden (Abb. 55 und 56).

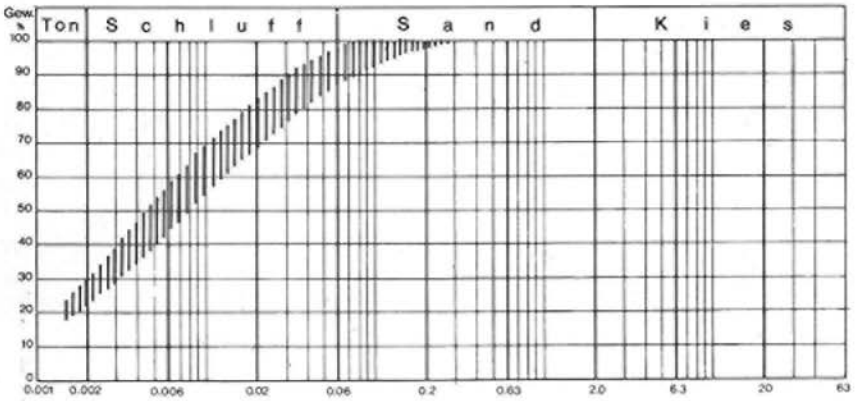


Abb. 54. Kornverteilung der Schluffe im Offenseebach Tal (Auswertung von 10 Proben).

Abb. 55. Durch Driftblock verfaltete Schluffe.

Sonst zeigt die Schichtfolge nur selten kleinere Störungen, die von Setzungen herrühren. An einer Stelle fand sich eine Falte in den Schluffen, die auf subaquatische, synsedimentäre Gleitungen zurückzuführen sein wird (Abb. 56), wie sie im Stausee St. Agatha häufig auftreten.

Am orographisch rechten Ufer des Baches, knapp unterhalb der Säge war über knapp 2 m Höhe eine 10 cm breite Spalte aufgeschlossen (Abb. 56). Sie verläuft mit weitgehend parallelen Wänden senkrecht auf die Schichtung und ist mit Schluff erfüllt, der parallel zu den Seitenwänden zerschert ist. An manchen etwas breiten linsenförmigen Partien war die ursprünglich horizontale Lagerung noch erkennbar. Der Schluff der Spaltenfüllung ist in Kornaufbau, Zusammensetzung sowie Pollengehalt mit dem der umliegenden Bänke identisch.

Abb. 56. Störung in den Schluffen. 1 = Faltung durch subaquatische Gleitung, 2 = Driftblock.

Bei dieser Erscheinung, die nur an dieser Stelle zu sehen war (das orographisch linke Ufer ist mit grobem Blockwerk bedeckt), handelt es sich, wie Prof. Dr. Ch. EXNER anläßlich einer gemeinsamen Exkursion meinte, um eine Störung, die sich durch Bewegungen sehr wahrscheinlich während der Bedeckung durch den Gletscher der Würmvereisung in den Schluffen abzeichnete. Es kam aber zu keinen vertikalen Verstellungen, da beide Seiten gut korrelierbar sind.

An beiden Flanken des Tales verlief die Sedimentation nicht so ruhig. Hier sind die Schluffe wesentlich sandreicher und auch oft von Lagen unbearbeiteten Schuttes durchsetzt und zeigen auch deutliches Einfallen zum Tal hin. In diesem Bereich kam es während der Sedimentation auch zu subaquatischen Gleitungen instabilder Schluffpakete, die zu starker Verfaltung auf engstem Raum führten (s. auch übernächstes Kapitel).

In den hangenden Anteilen dieser Schichtfolge wurden die Schluffe immer sandreicher und sind auch immer öfter von Sand- oder Schotterlagen unterbrochen.

Einige Meter unter der hangenden Moräne waren Bruchstücke unterschiedlicher Größe der Schluffe zu sehen, die in den Sanden und Schottern eingebettet sind und auf eine mechanische Beanspruchung der Schluffe hinweisen. Da die Bruchstücke keine plastische Verformung zeigen, ist wahrscheinlich anzunehmen, daß sie in gefrorenem Zustand transportiert wurden (Abb. 57).

Abb. 57. Resedimentierte Schluffe.

Mitterweißenbach

Am Rand des abschmelzenden Eiskörpers im Mitterweißenbachtal (s. Kapitel Erste Abschmelzphasen, Mitterweißenbach) entstand im Bereich des Höllbaches ein kurzlebiger Stausee, dessen Sedimente durch eine Kreidegrube gut auf-

geschlossen waren (Abb. 58). Der liegende Anteil wird von Schluffen aufgebaut, die meist nur dünne Bänder (1—5 cm) bilden, die von sandigen und schottrigen Zwischenlagen unterbrochen werden. Diese Abfolge erreicht etwa 10 m und zeigt einen Zeitraum ruhiger Sedimentation im See an, die oft nur von kurzen

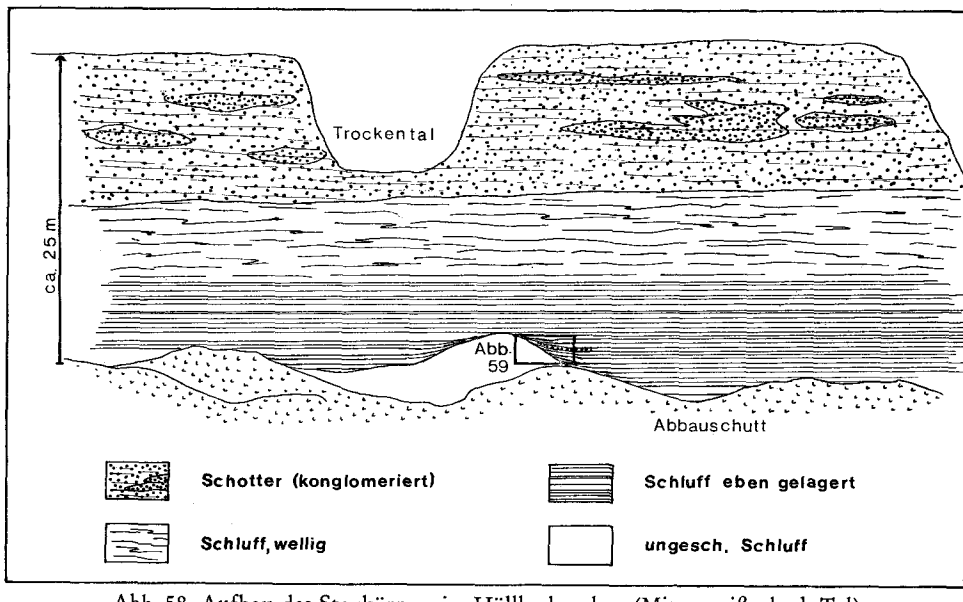


Abb. 58. Aufbau des Staukörpers im Höllbachgraben (Mitterweißenbach Tal).

Perioden mit kräftiger Strömung abgelöst wurden. Sie liegt, wie an einer Stelle der Grube zu beobachten war, diskordant einem Relief in schichtungslosen Schluffen mit über 2 m relativen Höhenunterschieden auf (Abb. 59).

In den hangenden Anteilen dieser Abfolge sind dann teils leichte Wellung, teils auch Faltung der Schichten durch subaquatische Gleitungen zu beobachten, die auf die große Nähe des Beckenrandes zurückzuführen sein dürften. Bedeckt wird diese Sedimentation von etwa 10 m mächtigen, schlecht gerundeten Schottern der beiden Bäche, die lagenweise gut verfestigt sind und nur eine leicht südgeneigte Fläche in 580 m Höhe bilden. Sie stellen die letzte Phase der Auffüllung des Beckens dar, als aber kein See mehr vorhanden war. Sobald dann der Rückstau durch den Eiskörper im Haupttal wegfiel, schnitten die Bäche wieder ein (Abb. 22).

St. Agatha

In dem kleinen Stausee am Rand des Jochwand Standes (s. Kapitel Jochwand Stand, Goiserer Becken) wurden mächtige Schluffe abgelagert, die ebenso durch eine Kreidegrube aufgeschlossen sind.

Im September 1973 war es möglich, die Sedimentabfolge fast geschlossen aufzunehmen und Proben zu entnehmen (Säulenprofil; Abb. 60). Bei späteren Be-

Abb. 59. Diskordanz zwischen ungeschichtetem und geschichtetem Schluff mit zwischengeschalteter Geröllage.

suchen konnten nur noch einzelne Anteile dieser genauer untersucht und beprobt werden, was zu einer Verfeinerung des Bildes beitrug.

Die liegenden Anteile und die Basis werden von der Grube nicht erreicht, wodurch nur die hangenden Anteile (rund 25 m) zu sehen sind (Abb. 60). Die Schichtfolge beginnt knapp oberhalb des kleinen Teiches mit einem Paket von tonigem Schluff, das keine Schichtung zeigt. Darüber fand sich ein kopfgroßer, ungerundeter Dachsteinkalkblock, der als Driftblock aufzufassen ist. Nach einer feinschichtigen Schlufflage (Abb. 61) folgt auf einer leicht welligen Trennfläche eine aus Steinen und Sand bestehende Schicht, in der linsig aufgelöste, verknete Schlufflagen enthalten sind (Abb. 62).

Darüber schließt eine Abfolge dünnschichtiger, 1,5 bis 5 cm mächtiger Schluffe mit mm-dünnen Feinsandzwischenlagen an. Sie wird von drei Lagen mit intensiver Internverfaltung und Stauchung unterbrochen, in der weitgehend ungerundete Schuttkomponenten bis zu 1 cm Korngröße eingebettet sind (bei dem Schutt handelt es sich fast ausschließlich um die hellen Kalke und untergeordnet Dolomite der NW Flanke des Sarsteins). Darüber folgt dann nach einem 10 cm mächtigen, ungeschichteten Schluffband eine Schicht, die eine völlige Auflösung des Gefüges zeigt. Die stark verfalteten Schluffbänder sind durchwegs zerrissen und in Schmitzen aufgelöst (Abb. 63). Die Hauptmasse wird von den Sanden und untergeordnet Schutt bis 3—4 cm Korngröße gebildet, darüber folgt dann wieder eine Periode ruhigerer Sedimentation, die von durchwegs dünnschichtigen aber gegenüber den liegenden Anteilen feindsandreicheren Schluffen charakteri-

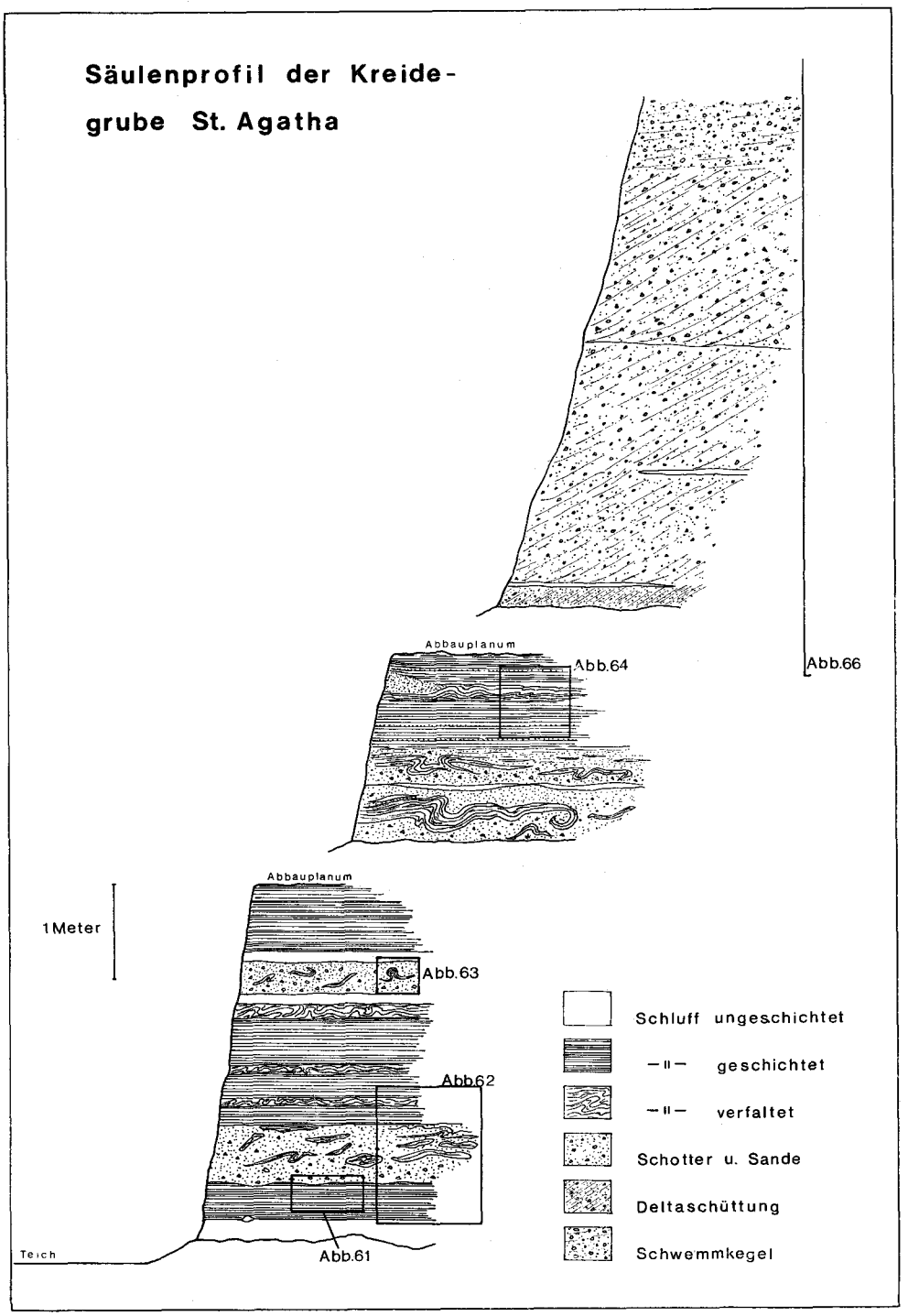

Säulenprofil der Kreide-
grube St. Agatha
Abbauplanum
Abb.64
Abb.66
Abbauplanum
1 Meter
Abb.63
Abb.62
Abb.61
Teich
Schluff ungeschichtet
—"— geschichtet
—"— verfaltet
Schotter u. Sande
Deltaschüttung
Schwemmkegel

Abb. 60.

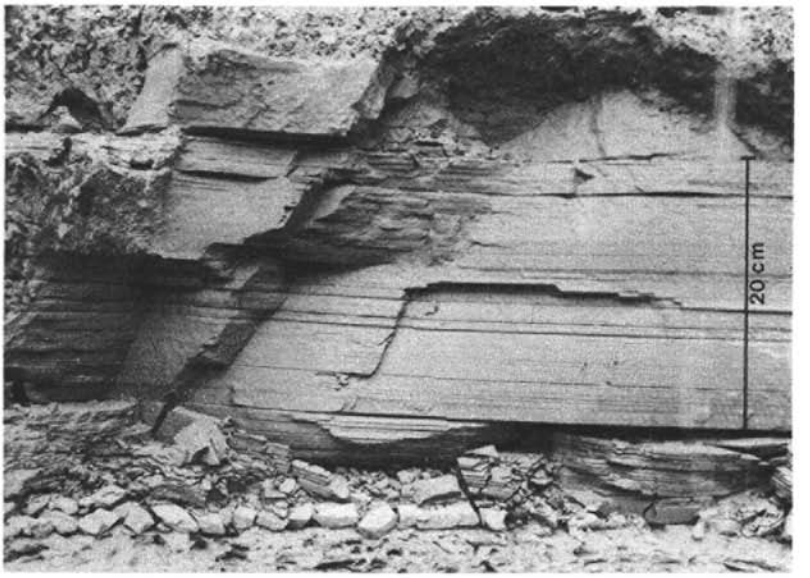


Abb. 61. Feinschichtige Schluffe.

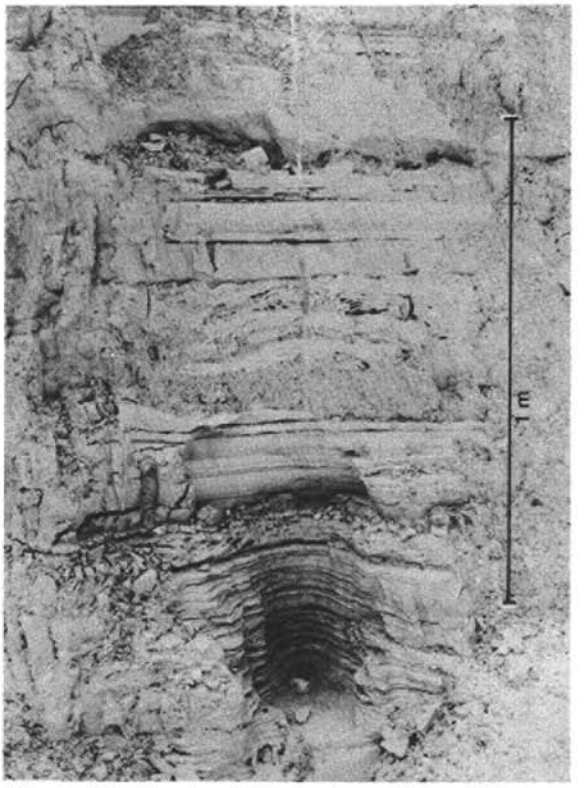


Abb. 62. Schluffe mit mächtigen subaquatischen Gleitungen.

Abb. 63. Detail aus subaquatischer Gleitung.

siert wird. Die obersten 2 m der feinkörnigen Schichtfolge sind dann hauptsächlich durch verknetete Lagen mit hohem Sand- und Schuttanteil geprägt, die nur noch von kurzen Perioden mit ungestörter, ruhiger Sedimentation abgelöst werden. In diesem Bereich sind auch im Gegensatz zu diesen Schichten im liegenden Anteil verstärkt Erscheinungen von Stauchungen (Abb. 64) und Erosion der

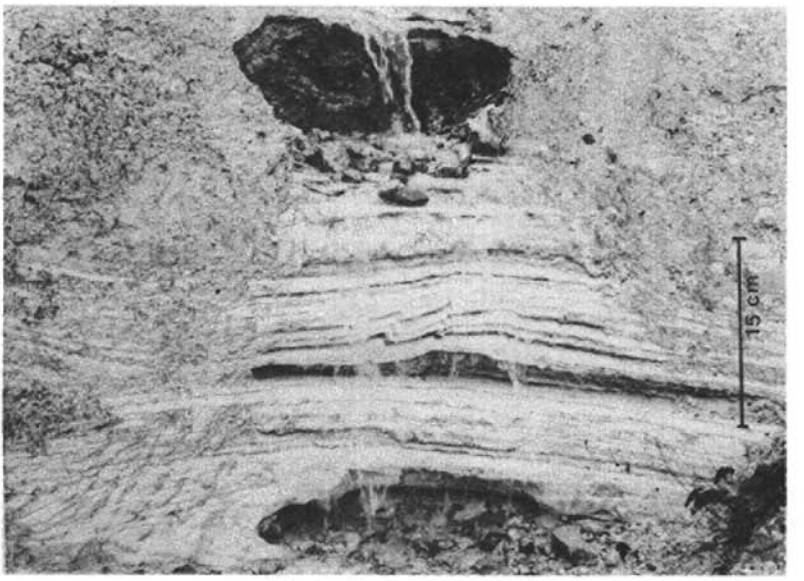


Abb. 64. Gestauchte Schluffe.

unmittelbar liegenden Schluffbänder durch die Gleitungen zu beobachten, was auf eine erhöhte Energie der Gleitung durch die bereits größere Nähe des Ufers hindeutet.

Auf ein Eingleiten von Ost nach West deuten auch die B-Achsen in den intensiv verfalteten Partien hin, die bevorzugt N-S Richtung aufweisen.

Demnach kann als Sedimentationsablauf in diesem kleinen Becken folgender als wahrscheinlichster angesehen werden.

Nach der Abdämmung des Sees kam es zur raschen Sedimentation ungeschichteter, teils sehr mächtiger, toniger Schlufflagen, die keinerlei Unterbrechung der Ablagerung anzeigen. Sie haben die gleiche Kornverteilung wie die Schluff- und Tonanteile der anderen Seeablagerungen und sind sicher hauptsächlich auf die starke Einschwemmung von Schwebstoffen vom Gletscher zurückzuführen (Abb. 65).

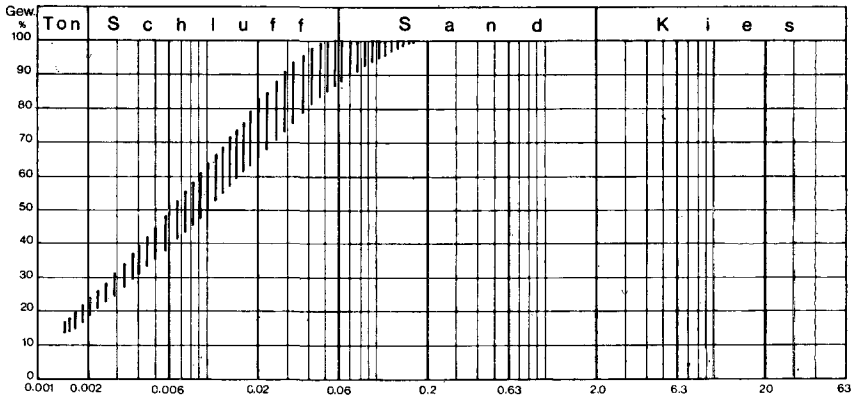


Abb. 65. Kornverteilung der Schluffe aus der Kreidegrube St. Agatha (Auswertung von 10 Proben).

Die ersten, anfänglich noch dünnen, verfalteten Bänke deuten darauf hin, daß das Becken bereits von Osten durch das sich vorbauende Delta soweit eingeengt war, daß die Gleitungen begannen, das ganze Becken zu beeinflussen. Zum Hangenden wird dieser Einfluß immer stärker, der sich durch die mächtigen, verfalteten Lagen dokumentiert, mit dem auch bereits größere Steine des Randbereiches ins Becken verfrachtet wurden.

In diesem Bereich ändert sich auch die Zusammensetzung der Schluffe. Einerseits nehmen die Feinsandlagen an Häufigkeit und Mächtigkeit zum Hangenden hin zu, andererseits nimmt in den Schlufflagen selbst der Gehalt an Tonfraktion zugunsten eines Feinsandanteiles ab (Abb. 65). Dies deutet gemeinsam mit dem vermehrten Auftreten der subaquatischen Gleitungen auf eine zunehmende Erhöhung der Sedimentationsenergie, die durch die zunehmende Verengung des Beckens erklärlich ist.

In der weiteren Folge überlagert dann das aus sehr sandreichen, feinen Schottern nach Westen vorgebaute Delta diese Schichtfolge. Die die Deltaschichtun-

gen trennenden, horizontalen Schlufflagen zeigen einen zu dieser Zeit in mehreren Stufen um rund 4 m ansteigenden Wasserspiegel an.

Die Deltaschüttung wird dann noch als letzte Phase in der Verfüllung des Beckens von etwa 10 m mächtigen, schlecht gerundeten Schottern überdeckt, die vom Liegenden zum Hangenden zunehmend gröber werdend eine leicht nach Westen zu einfallende Schichtung zeigen (Abb. 66). Sie repräsentieren den flach

Abb. 66. Delta und Schwemmkegel im Hangenden der Schluffe (1).

nach Westen auslaufenden Schwemmkegel unterhalb der Ortschaft Pötschen, der die schwach geneigte Terrasse in 726—727 m Höhe bildet, die sich von der Kreidegrube bis knapp südlich der alten Pötschenstraße verfolgen läßt.

Unter Kainisch

Die Sedimente im kleinen Becken von Unter Kainisch zeigen den gleichen Sedimentationsablauf mit einem Wechsel von Schluff- und Sandbändern, nur daß in dem weiten Becken die Störungen durch subaquatische Gleitungen fehlen.

Die Durchströmung des Beckens durch die Traun drückt sich einerseits durch das gegenüber den anderen Seebecken vermehrte Auftreten von mächtigen Sandlagen, andererseits auch durch den verringerten Tonanteil in den Schluffpaketen aus (Abb. 67). Überlagert werden diese Schluffe von flachen Schwemmkegeln des Ziegel Baches und des Abflusses aus dem Tal der Kainischen Traun, bevor diese wieder ihren alten Lauf gewann (s. Kapitel Jochwand Stand, Ausseer Becken).

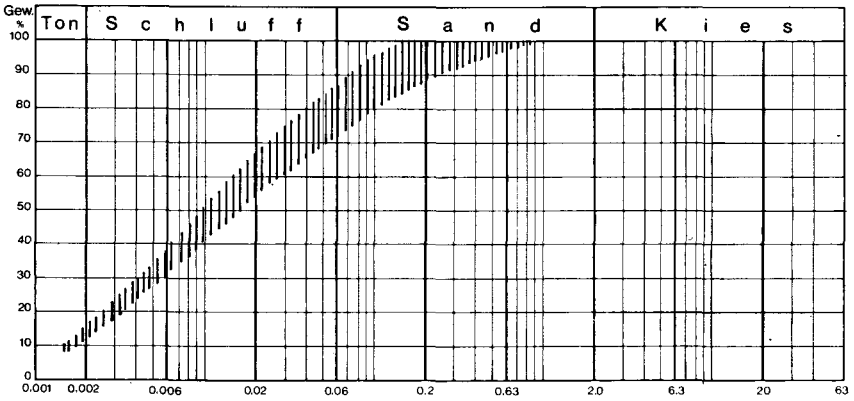


Abb. 67. Kornverteilung der sandigen Schluffe im Becken von Unter Kainisch (Auswertung von 9 Proben).

K a i n i s c h — Ö d e n s e e

Die in dem weit gespannten Seebecken, das nach dem Abschmelzen des Jochwand Standes im westlichen Mitterndorfer Becken entstand, sedimentierten Schluffe zeigen eine ziemlich gleichmäßige Ablagerung, in der dünne Feinsandlagen nur selten auftreten. Dieser ruhigen Sedimentation entspricht auch der Gehalt an Tonfraktion (Abb. 68).

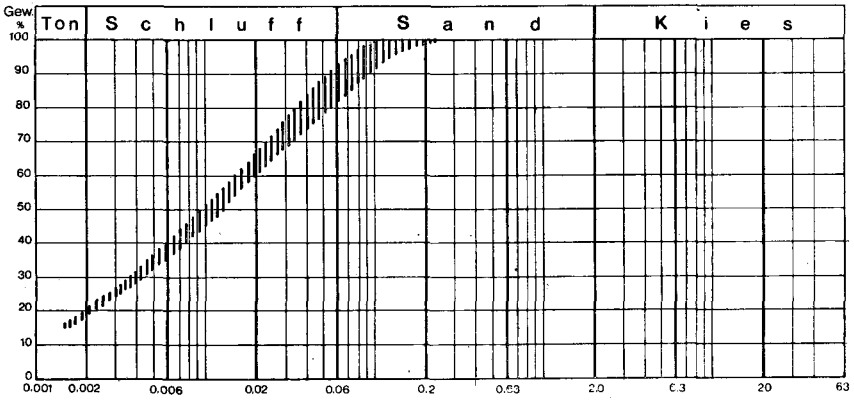


Abb. 68. Kornverteilung der sehr gleichmäßigen Schluffe im Becken von Kainisch-Ödensee (Auswertung von 10 Proben).

Schlußfolgerung

Im Trauntal entstanden hauptsächlich während der ersten Abschmelzphasen und des folgenden Spätglazials am Eisrand und in eisfrei gewordenen Wannen kleine, kurzlebige Seen. Dank eines frei verfügbaren, reichlichen Angebotes an

Schutt aller Korngrößen wurden sie rasch zuerst mit Schluff, in der weiteren Folge mit Schottern verfüllt. Als Modell eines derartigen Ablaufes kann die genau beschriebene Serie von St. Agatha gelten.

Bei einer genaueren Untersuchung des Sedimentationsablaufes der teilweise sehr mächtigen, tonig-schluffigen Lagen konnte innerhalb der einzelnen Schichten kein wesentlicher Unterschied in den Korngrößen und kaum ein allmählicher Übergang in gröbere Lagen (Sand) festgestellt werden. Wie zu erwarten, ergaben sich Unterschiede im Gehalt der Tonfraktion dieser feinkörnigen Sedimente in Abhängigkeit zur Größe des Beckens und des durchströmenden Gerinnes (Abb. 54, 65, 67, 68).

Eine röntgenographische Untersuchung von drei tonreichen Schluffproben auf ihre mineralogische Zusammensetzung, die Frau Dr. E. KIRCHNER, Salzburg, in dankenswerter Weise durchführte, ergaben eine gute Übereinstimmung mit der gesteinsmäßigen Zusammensetzung im Einzugsgebiet des Detritus.

Kainisch-Ödensee		Unter Kainisch		St. Agatha	
Kalzit	65%	Kalzit	68%	Kalzit	38%
Dolomit	10%	Dolomit	10%	Dolomit	50%
Quarz	16%	Quarz	14%	Quarzit	6%
Illit	5%	Illit	4%	Illit	3%
Chlorit	4%	Chlorit	4%	Chlorit	3%

So drückt sich die große Verbreitung von Wettersteindolomit an den unteren Hängen des Sarsteins in St. Agatha durch den hohen Dolomitanteil aus. Das vermehrte Auftreten von Quarz, Illit und Chlorit hängt mit dem Auftreten größerer Bereiche von Untertrias in den Becken von Bad Aussee und Bad Mitterndorf zusammen. Die relativ hohe Quarzführung paßt auch gut zu seinem Auftreten in den Würmgrundmoränen dieser Becken (s. Kapitel Sedimente, Geschiebeverteilung). Keine Aussagen können über den Rhythmus der Sedimentation gemacht werden. Dazu ist der Ablauf zu unregelmäßig und zeigt keine Gesetzmäßigkeit, wie ihn z. B. Jahreswarven aufweisen.

Ein Hinweis auf die wahrscheinlich sehr stark schwankende Sedimentationsgeschwindigkeit war durch die Bestimmung der Pollendichte zu erbringen. So konnten im gleichen Aufschluß in dünnen Schluffbändern, die meist eine dünklere Farbe aufwiesen, Konzentrationen gemessen werden, die 20—30mal höher lagen als die in den mächtigen, völlig homogen aufgebauten Lagen im Hangenden oder Liegenden der dünnen Schicht. Da aber nicht anzunehmen ist, daß sich die Vegetationsdichte so rasch geändert hat, ist eine Schwankung der Sedimentationsgeschwindigkeit viel eher als Grund für die so stark schwankende Pollenkonzentration anzusehen. Dabei dürften während solcher Perioden überaus starken Sedimentangebotes auch die bis zu 20 cm mächtigen, intern völlig ungeschichteten Lagen mit tonig-schluffiger Zusammensetzung auf einmal, möglicherweise auch innerhalb nur weniger Tage entstanden sein.

Der Ablauf des Jungpleistozäns im Trauntal und seine Stellung im regionalen Vergleich

Riß

In der Entwicklung des Rißgletschers zeichnet sich im Trauntal ein Hauptereignis ab, während dessen ein geschlossener, sehr mächtiger, breiter Endmoränenwall ungefähr 3—4 km nördlich des Traunsees aufgeschüttet wurde. Er verläuft in zwei bis drei Wälle gegliedert in einem weiten Bogen von Pinsdorf über Ehrendorf bis Baumgarten. Mit diesem Moränenkranz ist die Schüttung der Hochterrasse im Vorfeld des Gletschers verknüpft.

Dieses Ereignis wird als H o c h s t a n d bezeichnet und markiert eine lange Zeit stationär bleibende, geschlossene Front des Rißgletschers.

Seine Moränen wurden in der darauf folgenden Entwicklung vom Gletscher noch überfahren, der noch 2,5 km weiter nach Norden vorstieß. Dabei wurden die Moränenwälle und die anschließende Hochterrasse überarbeitet und teilweise mit Grundmoränenmaterial bedeckt.

Der jüngere Gletscherstand hinterließ östlich der Traun einen sich in der Landschaft scharf abzeichnenden Endmoränenkranz, der eine Aufteilung der Gletscherfront in einzelne Zungen anzeigt. An die Endmoräne schließen kurze steile Sanderkegel an, die aber bald im Niveau der Hochterrasse auslaufen.

Dieser durch die schmäleren und niedrigeren Wälle als eher kurzfristiges Ereignis charakterisierte Vorstoß wird als M a x i m a l s t a n d bezeichnet.

Der am Nordende des Trauntales in solcher Deutlichkeit rekonstruierbare Ablauf des Riß bildet sich auch an den Gletscherzungen seiner östlichen Nachbarn (Steyr- und Ennsgletscher) ab. Im Bereich des Steyrgletschers konnten schon früher (D. VAN HUSEN, 1975, S. 278 f.) an beiden Gletscherzungen im Steyrtal um Obergrünburg und im Kremstal nördlich Wartberg zwei Stände des Rißgletschers mit dem gleichen klaren Ablauf rekonstruiert werden. Ebenso läßt sich die von einem abschließenden Vorstoß überfahrene Hochterrasse im Flußgebiet der Enns südlich Weyer in diesen Ablauf eingliedern (D. VAN HUSEN, 1968, S. 275 f.).

Diese am Nordrand der Alpen zwischen Enns und Traun gut abgesicherte Untergliederung in zwei bedeutende Stände des Rißgletschers kann recht gut mit der Zweiteilung der Rißmoränen anderer Voralpengletscher verglichen werden.

So beschreibt L. WEINBERGER (1955, S. 15) am östlichen Teil des Salzachgletschers zwei Endmoränenkränze ohne aber näher auf ihre Ausbildung und Beziehung zueinander einzugehen. Von beiden gehen Hochterrassen aus, die sich aber nach kurzer Strecke zu einer einzigen vereinigen.

Vom westlichen Teil (Bayern) des Salzachgletschers gibt E. EBERS (1966, S. 58 ff.) ebenso zwei Moränenzüge an, die sie auch mit denen von L. WEINBERGER verbindet. Sie beschreibt den inneren als breite Wallform, der mit der Hochterrasse verknüpft ist. Der äußere, nicht so mächtig entwickelte Wall (Stauchmoräne von Kirchweidach) soll aber älter sein, teilweise unter der Hochterrasse liegen, sonst aber keinen Kontakt mit dieser aufweisen.

Diese Angaben stehen in krassem Widerspruch zu denen von E. BRÜCKNER (1909, S. 153), der von einer Verknüpfung spricht.

Am loc. typ. des Riß bei Biberach wurde die breit ausgebildete Moräne mit dem anschließenden Terrassenkörper als überfahrene Mindelmoräne eingestuft (A. PENCK, 1909).

Bei den Aufnahmen zur Geologischen Karte von Württemberg stellt F. WEIDENBACH (1937, S. 30 ff.) die überfahrene Moräne mit den anschließenden Schottern ins Riß und spricht von einer Vorstoßabfolge.

Später erfolgte durch das Auffinden von Bodenbildung wieder eine Einstufung der breiten, inneren Moräne in die Mindeleiszeit (K. SCHÄDEL, 1952, K. SCHÄDEL & J. WERNER, 1963) (zusammenfassende Darstellung der Einstufung bei G. M. RICHMOND, 1972, S. 11).

Neuerdings erwähnt H. GRAUL (1973, S. 257) eine Phasenschwankung der Rißvergletscherung, die sich am loc. typ. durch die Bedeckung mächtiger fluvioglazialer Schotter mit einem gestauchten Geschiebemergelband über einige Kilometer Länge abzeichnet. Sie stellt die Grundmoräne der größten Ausdehnung der Rißvergletscherung dar.

Diese Darstellung ist aber ebenso wie auch die Beschreibung F. WEIDENBACHS (1936, S. 69 ff., 1937, S. 30 ff.) gut mit der Abfolge und Ausbildung der Sedimente im Trauntal zu vergleichen.

Bei den beiden beschriebenen Städen des Traungletschers (Hoch- und Maximalstand) handelt es sich wahrscheinlich um eine kräftige Oszillation ohne eine zwischengeschaltete wärmere, durch Verwitterungserscheinungen geprägte Periode. Diese Auffassung kann dadurch unterstützt werden, daß im oberösterreichischen Raum keine Verwitterungshorizonte in den rißzeitlichen Lössen gefunden wurden (J. FINK, 1969, S. 18 f.). Die in anderen Lößprofilen im Umkreis der Alpen erkennbare Untergliederung des Rißlösses in zwei Ereignisse benützt G. M. RICHMOND (1972, S. 12 ff.) zum Vergleich seiner zwei Hauptvorstöße der „Bull Lake Glaciation" in den Rocky Mountains mit der Rißvergletscherung in den Alpen.

Auf Grund dieser Vergleiche kann gesagt werden, daß es sich bei diesen beiden Ständen der Gletscherzungen am Nordrand der Alpen Oberösterreichs um eine Oszillation des hochglazialen Rißgletschers handelt, die am Ende der Rißeiszeit auftrat und eine weitere Verbreitung hatte. Von einer durch Bodenbildung davon abtrennbaren zweiten Phase waren im Trauntal aber keine Spuren zu finden.

Würm

Zu Beginn des Aufbaues des Eisstromnetzes im Trauntal kam es durch Vorstoßschotter zur Auffüllung der praewürmzeitlichen Täler im Ausseer Becken. Sie wurden im Vorfeld der Gletscherzunge des Toten Gebirges (Grundl See, Altausseer See) abgelagert und zeigen durch Deltastrukturen am Eingang des Koppentales eine bereits zeitweilige Abriegelung dessen durch die Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus an (Abb. 7).

Die Größenordnung des Gletschers am Beginn der Schottersedimentation entspricht etwa der des Goiserer Standes im Spätglazial (Abb. 38) und bedingte dem-

nach sicher ähnliche klimatische Verhältnisse. Die Bestimmung des Zeitraumes, während dessen die Gletscher des Trauntales diese Größenordnung erreicht hatten, ist an Ort und Stelle nicht möglich, da keine Fossilien zu finden waren.

Indirekt könnte dabei ein Vergleich mit den Inntalsedimenten weiterhelfen den Zeitraum etwas einzuschränken. Nach den neuen Arbeiten aus dem Inntal (F. FLIRI, 1970, 1973) wurden wesentliche Teile der mächtigen Bändertone von Baumkirchen im Liegenden der Würmgrundmoräne im Zeitraum zwischen etwa 30.000 und 26.000 BP sedimentiert. Die Bändertone zeigen durch ihre Armut an Pollen (S. BORTENSCHLAGER, 1970, S. 23) kaltzeitliche Bildungsbedingungen an. Eine Bestätigung dessen ergaben auch Deuteriumbestimmungen an Hölzern (W. E. SCHIEGL & P. TRIMBORN, 1972) mit einer Erniedrigung der Mitteltemperatur von wahrscheinlich 5° C. Der Grund für den sukzessiven Aufstau des Sees sieht F. FLIRI, 1972, S. 207, in der verstärkten Schuttzulieferung der südlichen Nebentäler des Inns, die klimatisch bedingt sei. Er widerspricht damit der Meinung der Abriegelung des Inntales durch den Zillertal Gletscher (zuletzt F. MAYR, 1968, S. 288). Demnach werden während der Sedimentation der Bändertone die Gletscher noch auf die Nebentäler beschränkt anzusehen sein, was aber durchaus der Situation Steinach-Gschnitz (F. MAYR & H. HEUBERGER, 1968) entsprechen kann.

Auf Grund dieser Überlegungen möchte ich die Bildungszeit der Vorstoßschotter im Ausseer Becken fürs erste in den Zeitraum knapp vor 25.000 BP einordnen (Taf. 4).

Während des folgenden Aufbaues des Eisstromnetzes kam es zu einem Zeitpunkt, als die Gletscherstirn bereits das heutige Becken des Traun Sees erreicht hatte, zu einer kurzen Verzögerung im Vorrücken. Von dem bereits bis rund 600 m NN reichenden Gletscher des Trauntales wurden die beiden Seitentäler des Offensee- und Langbath Baches abgeriegelt (Abb. 10, 11, 21). In den dabei entstandenen Seen wurden mächtige Schluffablagerungen sedimentiert. Der darauf folgende endgültige Vorstoß führte zum Aufbau des geschlossenen Eisstromnetzes auch im nördlichen Teil des Trauntales, in das das Langbath Tal noch miteinbezogen war (Abb. 21). Weiter nördlich waren die Lokalgletscher bis auf eine Ausnahme (Fahrngrube) vom Traungletscher getrennt.

Dieser erfüllte in einem ersten, am weitesten nach Norden vorstoßenden Gletscherstand den Traun See. Er hinterließ um Vichtau und bei Gmunden undeutliche niedrige Wälle und sperrte auch die alte Abflußrinne der Aurach östlich Neukirchen, wodurch die liegenden groben Sedimente in dem Becken entstanden sind (Taf. 2, Prof.). Er wird als M a x i m a l s t a n d bezeichnet.

Von ihm ging eine erste steilere Niederterrassenschüttung aus, von der sich über 2—3 km erstreckende Reste nördlich Gmunden erhalten sind.

Der auf den Maximalstand folgende, in seiner Ausdehnung etwas kleinere Gletscherstand (die Gletscherzunge wies etwa 50 m geringe Mächtigkeit auf) wird von den fast geschlossen erhaltenen Endmoränen westlich und nördlich des Traun Sees markiert. Im Becken östlich Neukirchen sind mit ihm die hangenden feineren Sedimente zu verbinden. Er wird als H o c h s t a n d bezeichnet. Diese mächtigen, deutlich ausgeprägten Moränenwälle sind mit der etwas flacher ver-

laufenden Hauptschüttung der Niederterrasse verknüpft, die über große Strekken traunabwärts zu verfolgen ist. Die Abflußverhältnisse im Niveau der Niederterrasse bleiben dann auch noch bis zu einem kurzen Gletscherhalt bestehen, der den Wall bei den Satorianlagen aufschüttete.

Das Eisstromnetz, das sich während des Maximalstandes konsolidierte, kann an einigen Punkten in seiner Höhe bestimmt werden. Es wies am Dachsteinplateau eine Höhe von rund 2400 m auf, verlor an den Plateaurändern rasch an Höhe und erreichte in den Becken von Bad Goisern, Bad Aussee und Bad Mitterndorf etwa 1600—1700 m NN, so daß aus dem Ennstal Eismassen ins Trauntal abfließen konnten. Um Bad Ischl betrug die Höhe dann noch rund 1400 m NN. Von hier ergoß sich die Hauptmasse des Eises nach Westen und Nordwesten ins Gebiet des Attersees, an dessen Südende noch knapp über 1000 m Höhe erreicht wurden.

Ein wesentlich schwächerer Arm erfüllte das Trauntal und wies an der Mündung des Frauenweißenbaches noch rund 900 m Höhe auf (Abb. 21). Der Unterschied zwischen Maximal- und Hochstand von etwa 50 m wirkte sich sicher nur im engeren Zungenbecken aus.

Eine völlig gleiche Entwicklung des würmzeitlichen Hauptereignisses konnte in den letzten Jahren bereits am Draugletscher und an den Lokalgletschern der östlichen Karawanken gefunden werden (D. VAN HUSEN, 1975 und 1976). Auch hier wird ein etwas größerer Maximalstand durch undeutliche Moränen und kurze Terrassenschüttungen markiert. Er ist von dem durch mächtige Moränenwälle und der Hauptschüttung der Niederterrasse charakterisierten Hochstand abtrennbar.

Eine Differenzierung der Würmwälle wurde auch an den Gletscherzungen des Vorlandes westlich des Traungletschers vorgenommen. So beschreibt L. WEINBERGER (1955, S. 15 f.) einen äußeren Wall, verpnüpft mit einer höheren Niederterrasse und einen mittleren Wall, von dem ebenso eine Niederterrasse ausgeht, die die höhere unterschneidet. Knapp südlich davon liegt noch ein innerer Wall, der eine überfahrene Endlage des Gletschers darstellt. Die gleiche Zweiteilung der Würmmoränen beschreibt er auch vom Irrsee- und Atterseeteilbecken des Traungletschers, nur erwähnt er hier den überfahrenen Wall nicht (L. WEINBERGER, 1955, S. 21).

Vom westlichen Teil des Salzachgletschers ist eine völlig idente Entwicklung von E. EBERS (1966, S. 121 f.) beschrieben worden. Auch hier wird der größte Stand (Unter Weißenkirchener Phase) von kleinen, oft unterbrochenen Wällen umrissen, während der knapp innerhalb liegende (Nunreuter-Radegunder Phase) von gut ausgebildeten Formen markiert wird. Beide sind mit einer Niederterrassenschüttung verbunden.

E. EBERS setzte ihre Untergliederung mit den Darstellungen K. TROLLS (1924) im Inngletscher in Beziehung, wodurch ein Vergleich der Entwicklung der einzelnen Gletscherzungen möglich ist. Der Versuch das überfahrene Tengelinger Stadium mit der Unterbrechung des Eisaufbaues im Trauntal (Offenseebach) zu parallelisieren geht von folgender Überlegung aus. Der Traungletscher konnte wahrscheinlich zu dieser Zeit durch die Aufsplitterung in mehrere Zungen noch

nicht ganz die Größenordnung des Würms erreicht haben, wie das den geschlossenen Vorlandzungen möglich war. Das Ende seiner Zungen lag noch in den engen Seebecken, in denen keine Moränen erhalten blieben.

Die im Trauntal beschriebene Abfolge stellte das Hauptereignis des Würms in diesem Raum dar, das durch den raschen Aufbau eines Eisstromnetzes nach 25.000 BP charakterisiert ist. Es stellt im Trauntal eine nur durch kurze Unter-

allg. Charakteristik	K.TROLL 1924 Inngletscher	E.EBERS 1966 / L.WEINBERGER 1955 Salzachgletscher		Traungletscher
innerster Wall	Ölkofener Phase	Lanzinger Phase		Schloß Ort – Pichl Bach
Hauptwall	Ebersberger Phase Kirchseeoner Phase	Radegunder Phase Nunreuter Phase	mittlerer Würmwall	Satorianlagen Hochstand
Äußerster Wall	Ayinger Phase	Unterweißenkirchener Phase	äußerer Würmwall	Maximalstand
überfahrener Wall		Tengelinger Stadium	innerer Würmwall	Offenseebach T. – Langbath T. ?

Abb. 69. Tabelle zur Parallelisierung der Moränenwälle der Würmeiszeit im nördlichen Alpenvorland.

brechungen und zwei Oszillationen gegliederte Einheit dar, die an den anderen Gletschern der weiteren Umgebung ebenso entwickelt ist. Es handelt sich dabei um die Periode in der im Alpenvorland der Löß sedimentiert wurde, der über dem Horizont des Stillfried B (um 28.000 BP) folgt (u. a. J. FINK, 1969, S. 19), wodurch auch eine Parallelisierung mit der im Spätwürm erfolgten Ausdehnung der Gletscher und Eisschilde möglich ist.

Für das Brandenburger-Frankfurter Stadium der nordeuropäischen Inlandvereisung gibt N. A. MÖRNER (1969, S. 107) (in seiner Arbeit C-Linie) ein Alter von rund 20.000 BP an, das demnach auch für die beiden größten Stände (Maximal- und Hochstand) im Trauntal angenommen werden kann (Taf. 4).

Auf eine gute Übereinstimmung in Ablauf und Datierung durch ^{14}C-Daten zwischen Weichsel und Wisconsin Vereisung weist neuerdings R. F. FLINT (1971, S. 658) hin.

Spätglazial

Ein erster unbedeutender Rückzug des Traungletschers von seinen Endmoränen des Hauptvorstoßes drückt sich in den Wällen am Pichl Bach und bei Schloß Ort aus. Danach setzt der endgültige Rückzug ein. Ob dieser hier ebenso nicht vor 18.000 BP beginnt, wie N. A. MÖRNER (1969, S. 107) für den endgültigen Rückzug von den Endmoränen des Brandenburger-Frankfurter Stadiums angibt, könnte nur angenommen werden.

Das Abschmelzen in dieser ersten Periode erfolgte sehr schnell und führte bald zum Zusammenbruch des Eisstromnetzes im nördlichen Abschnitt des Trauntales und zum Rückzug der Gletscherstirn bis in den Raum Bad Ischl.

Ebenso rasch und auch ohne Spuren einer wesentlichen Unterbrechung erfolgte der Eisrückzug des Salzachgletschers, L. WEINBERGER (1955) und E. EBERS et al. (1966, S. 139ff.). Insofern ergibt sich ein deutlicher Unterschied zum Draugletscher an der Südabdachung der Alpen. Hier wurden von H. BOBEK und E. LICHTENBERGER (1959) eine große Zahl von deutlich ausgeprägten Halten und Vorstoßphasen beschrieben, die den Beginn der Rückzugsphase gliedern. Ob diese Differenzierung nur von den besonderen topographischen Verhältnissen (kleinkuppiges Gelände führt zur Aufspaltung in viele kleine Zungen) abhängt oder Ausdruck einer eigenständigen Entwicklung, bedingt durch die S-Exposition ist, wird noch bei weiteren Untersuchungen überprüft werden müssen.

Im Trauntal wird der weitere Abbau des Eisstromnetzes und später der einzelnen Gletscherzungen von fünf deutlichen Gletscherständen geprägt. Diese in ihrem Ablauf und der faziellen Entwicklung ihrer Sedimente charakterisierbaren Stände konnten durch palynologische Untersuchungen und ^{14}C-Datierung auch zeitlich genauer festgelegt werden (s. Kap. Zur zeitlichen Einordnung der Gletscherstände).

Um eine präjudizierende Gleichsetzung mit den zu allgemein angewandten klassischen spätglazialen Gletscherständen des Tiroler Raumes (A. PENCK, 1909) zu vermeiden, wurden die Stände des Trauntales mit Lokalnamen belegt.

Die im folgenden versuchten Verbindungen mit dem Tiroler Raum stützen sich primär auf fazielle Vergleiche, die nach der Neubearbeitung der Typlokalitäten durch F. MAYR & H. HEUBERGER (1968) möglich scheinen. Soweit eine Zuordnung dieser zu den palynologischen Zonen bekannt ist (G. PATZELT, 1975), konnten diese ebenso herangezogen werden.

Auf eine Berücksichtigung der Schneegrenzdepression bei diesen Vergleichen mußte bei allen Ständen bis auf den jüngsten (Egesen) verzichtet werden, da in den fjordartigen Tälern keine Hinweise auf die Eismächtigkeit erhalten geblieben sind. Außerdem verhindern die hohen Geländestufen der Plateauränder eine kontinuierliche Entwicklung der Gletscherzungen gerade in dem Höhenbereich, wo die Schneegrenze der spätglazialen Stände zu liegen käme. Dadurch würde ein weiterer Unsicherheitsfaktor in die Abschätzung der Schneegrenze mit eingehen.

I s c h l e r S t a n d : Er bringt die erste deutliche Unterbrechung des Abschmelzvorganges (Abb. 26). Charakterisiert wird er durch einen Vorstoß über etwa 5—6 km, der aber außer einer dünnen Grundmoränendecke, schwach entwickelten Seitenmoränen und verbreiteten Kamesterrassen keine Spuren hinterlassen hat.

Der Ischler Stand, in dessen Position schon A. PENCK (1909, S. 365) sein Bühl vermutete, kann mit seiner Charakteristik durchaus der Situation des Bühlstadiums entsprechen, wie es von F. MAYR & H. HEUBERGER (1968, S. 150 f.) beschrieben wird. Als weiterer Hinweis für eine Vergleichsmöglichkeit kann noch das intakt gebliebene Eisstromnetz gelten. Es wird im südlichen Trauntal durch die Kristallingeschiebe der Niederen Tauern belegt, die damals noch zur Ablagerung kamen (s. Kap. Ischler Stand, Schlußfolgerung).

Jochwand Stand: Den nächsten deutlich ausgeprägten Gletscherstand im Einzugsgebiet der Traun stellt der Jochwand Stand dar (Abb. 33). Er kann als Vorstoß charakterisiert werden, der bei Bad Goisern mächtige fluviatile Sedimente überfuhr und deutliche Moränen hinterließ. Die überfahrenen Sedimente zeigen Strukturen, die auf wechselhafte Bildungsbedingungen mit öffers eingeschalteten Stauphasen hinweisen (Abb. 28). Diese könnten wahrscheinlich am ehesten mit der Verlegung des Abflusses im Trauntal durch Toteismassen des Ischler Standes erklärt werden. Im Mitterndorfer Becken fanden sich im Vorfeld der Gletscher noch große inaktive Eismassen. Während dieses Standes waren die Gletscherzungen der einzelnen Talbereiche bereits voneinander getrennt.

Auch in Tirol waren die Gletscher nicht mehr zu einem Eisstromnetz verbunden, als es zum Steinach Vorstoß kam (H. HEUBERGER, 1968, S. 156 ff.). Dieser erfolgte über Schotter im Kontakt mit Toteis. Weiters spricht für einen Vergleich, daß in beiden Räumen (Tirol und Trauntal) der Abstand zum nachfolgenden, sehr markant ausgebildeten Stand im Verhältnis zur absoluten Größe gleich ist.

Der Zeitraum, in den die beiden ersten spätglazialen Stadien fielen, kann nach der Entwicklung der Sedimente im Moor bei Rödschitz und einem ^{14}C-Datum (15.400 ± 470 BP) mit vor rund 16.000 BP eingeengt werden. Am wahrscheinlichsten ist ein Zeitraum von 17.000—16.000 BP anzunehmen, wobei für den Ischler Stand ein Alter gegen 17.000 BP wahrscheinlich scheint (s. weiter unten).

Nach dem Jochwand Stand wurden auch die Beckenlandschaften (Gosau, Goisern, Aussee, Mitterndorf, Kainisch) eisfrei. Durch den Eisrückzug bildeten sich mehrere Hangbewegungen aus, von denen die an der Ostflanke der Horn-Spitze die bedeutendste ist (Taf. 4).

Goiserer Stand: Nach diesem Rückzug kam es nochmals zu einer kräftigen Klimaverschlechterung, die sich in den Schluffen des Rödschitz Moores deutlich abzeichnet. Hier konnte sie auch mit rund 14.000 BP zeitlich eingeengt werden (Taf. 5).

Dieser Klimaverschlechterung kann durch die Abfolge der Sedimente im Bereich des Ödensees der kräftige neuerliche Vorstoß der Gletscher des Goiserer Standes zugeordnet werden.

Der Gletschervorstoß des Goiserer Standes (Abb. 38) ist nicht nur auf die Plateaugletscher und deren Zungen beschränkt, sondern wirkt sich in allen namhaften Tälern aus. Er wird überall von scharf modellierten, mächtigen Moränenwällen markiert, die oft mit einer deutlichen Terrassenschüttung verbunden sind. Die im Vorfeld der Gletscherzunge bei Bad Goisern sedimentierte Terrasse konnte sich im Trauntal ungestört entfalten, wodurch bereits ein völlig freier Abfluß im Gegensatz zum Jochwand Stand angezeigt wird.

Die Typlokalität des Goiserer Standes um Ramsau (Taf. 2, Prof. 5) im Bekken von Bad Goisern stufte A. PENCK (1909, S. 367) ins Gschnitz ein, rechnete aber alle Moränen des Goiserer Beckens dazu. Dieser Komplex ist aber ein-

deutig in die Moränen des Jochwand- und Goiserer Standes zu trennen (s. Kap. Jochwand Stand).

Nach H. NEUBERGER (1968, S. 271) ist das Gschnitz Stadium im Tiroler Raum auch als Vorstoß der Lokalgletscher zu charakterisieren, die eine nur knapp hinter den Steinachzungen zurückbleibende Größenordnung erreichten und markante Moränenwälle ablagerten. Das Toteis des Eisstromnetzes war auch hier zu dieser Zeit bereits völlig verschwunden.

Diese Entwicklung entspricht sehr gut dem Erscheinungsbild des Goiserer Standes im Trauntal, wodurch sehr wahrscheinlich eine gute Parallelität mit dem Original Gschnitz Stadium gegeben ist (Taf. 4). Neben dem Alter von rund 14.000 BP finden sich für die Einordnung in die Älteste Dryas (Pollenzone I a) noch Belege in der Vegetationsentwicklung und deren Datierung in anderen Mooren (s. Kap. Zur zeitlichen Einordnung . . . und Taf. 5).

Neuerdings nimmt G. PATZELT (1975, S. 321) aus vegetationsgeschichtlichen Überlegungen für das Gerlos- und das Original Gschnitz Stadium ein Praeböll-ling Alter um 13.000 BP an, was der Einstufung des Goiserer Standes in die Älteste Dryas gut entspricht, nur daß hier das absolute Alter genauer festgelegt werden konnte.

Nach dem Goiserer Stand erfolgte durch die Erwärmung in der Böllingschwankung ein weitgehendes Abschmelzen der Gletscher, so daß bereits die niedrigen Teile der Plateaus rasch eisfrei wurden. Während des raschen Eisrückzuges lösten sich von den Wänden der tief eingeschnittenen Täler zum Teil mächtige Bergstürze, die alle noch Kontakt mit Toteismassen hatten (Taf. 4).

Gegen Ende der Böllingschwankung breitete sich ab etwa 12.500 BP im Norden (Schwarzensee Furche), bis 12.200 BP im Süden (Ödenseegebiet) der Wald im Trauntal aus.

E c h e r n - S t a n d : Der kurze Klimarückschlag der Älteren Dryas wirkte sich dann nur noch auf die Gletscher des zentralen Dachsteinplateaus aus. So erreichte der Hallstätter Gletscher gemeinsam mit dem Schladminger Gletscher noch den Talboden am Südende des Hallstätter Sees. Ein Seitenarm floß über die Karstgasse Wiesalm—Tiergarten Hütte ab und hinterließ im Echern Tal eine grobblockige Endmoräne (Simony Denkmal), an die eine kurze Sanderschüttung anschließt. Ebenso erreichten noch eine Gletscherzunge aus dem hochgelegenen Kar östlich des Krippensteins und der Gosaugletscher (Lacke) den Talgrund (Abb. 39). Die Einstufung des Echern Standes gelang über die Datierung der Anfänge der organogenen Sedimentation im Moor auf der Gjaid Alm. Diese setzte um 11.490 ± 280 BP im Alleröd ein, wodurch ein jüngeres Alter als die Ältere Dryas für den Echern Stand nicht möglich ist, da keine Überlagerung der organogenen Sedimente durch Moräne oder Schotter mehr erfolgte. Eine zweite Datierung 10.570 ± 150 BP (während der Jüngeren Dryas!) dürfte durch Verunreinigung etwas zu jung sein (s. Kap. Zur zeitlichen Einordnung . . .).

Der Klimarückfall der Älteren Dryas kommt in der Vegetationsentwicklung des Moores beim Schmiedgut gut zum Ausdruck und konnte mit 11.930 ± 250 BP datiert werden (Taf. 5). Dadurch kann der Echern Stand mit rund 12.000 BP in der Älteren Dryas festgelegt werden.

Ein Vergleich mit dem im Tiroler Raum auf das Gschnitz folgende Daunstadium kann sich darauf stützen, daß G. PATZELT (1975, S. 327) dessen Einstufung in die Ältere Dryas als sehr wahrscheinlich angibt. Als weiterer Hinweis könnte auch die grobblockige Ausbildung der Endmoräne gewertet werden.

Die durch diesen Vergleich postulierte Schneegrenzdepression von 300 m gegenüber 1850 (G. PATZELT, 1975, S. 311) kann nur dann zu derart tief reichenden Gletscherzungen am Nordrand des Dachsteinplateaus geführt haben, wenn dieses während der Böllingschwankung nicht eisfrei geworden war. Außerdem werden die Gletscherzungen am Nordfuß des Dachsteinplateaus hauptsächlich in der Art „regenerierter Gletscher" ernährt worden sein.

T a u b e n k a r S t a n d : Nach dem Echern Stand zeichnet sich, nachdem das zentrale Dachsteinplateau auch eisfrei geworden war, noch ein Gletscherstand vor den Moränen des neuzeitlichen Hochstandes von 1850 ab. Damals erfüllte der Hallstätter Gletscher noch das Taubenkar nördlich des Eissees und hinterließ deutliche Endmoränen, während ein Seitenast den Schöberl bei der Simony Hütte umfloß und bis nördlich von dieser vordrang. Der Gosaugletscher erreichte damals gerade noch den Plateaurand, während in den heute eisfreien Karen um den Ochsenkogel noch kleine Gletscherzungen entwickelt waren (Abb. 43).

Für die Gletscher des Taubenkar Standes konnte eine Schneegrenzdepression von rund 200 m bestimmt werden, wodurch eine gute Vergleichsmöglichkeit mit dem Egesenstadium besteht, das G. PATZELT (1975, S. 311 und 327) in die Jüngere Dryas einordnet. Eine Einstufung, die auch für den Taubenkar Stand am wahrscheinlichsten ist.

Die für das Trauntal in sich geschlossen rekonstruierbare Abfolge der spätglazialen Stände dürfte gut mit den klassischen Stadien des Tiroler Raumes vergleichbar sein. Eine absolute Parallelisierung wird aber erst möglich, wenn in beiden Räumen eine sichere Zuordnung zu den palynologischen Zonen und eine sichere zeitliche Festlegung durch ^{14}C-Datierungen erfolgt sein wird.

W e s t a l p e n : Daß der Ablauf des Spätglazials an der Nordseite der Alpen auch weiter im Westen nicht absolut anders verlief, zeigt die Arbeit R. HANTKES (1972) über die Romanischen Voralpen in den Tälern der Saane (frz. Sarine), Simme und Kander. Er beschreibbt (S. 282) ein erstes, deutlich durch gestaffelte Seitenmoränen und Eisrand-Stauschotter gekennzeichnetes Stadium, während dessen das Eisstromnetz in den südlichen Teilen noch in Funktion, in den nördlichen aber bereits aufgelöst war (Enny-Blumenstein-Jaberg Stadium). Das nachfolgende Les Moulins-Strättligen-Thun-Stadium ist durch eine Vorstoßphase der bereits selbständigen Gletscher von differenzierter Größe gekennzeichnet.

Das dritte abgrenzbare Stadium stellt das durch mehrere deutlich ausgebildete Moränenwälle und anschließende Sanderflächen charakterisierte Saane-Zweisimmen-Interlaken Stadium dar. Diese Abfolge scheint in ihrer faziellen Charakteristik gut mit den drei ältesten spätglazialen Ständen der Ostalpen übereinzustimmen. Unter Berufung auf die Mooruntersuchungen M. WELTENS (1952) um Boltigen müßte das Sanen-Zweisimmen-Interlaken Stadium nach R. HANTKE (1972, S. 287) sehr wahrscheinlich noch vor einer Erwärmung, die dem Alleröd

vorausging (Bölling?), erfolgt sein. Diese Einstufung entspräche aber gänzlich der des Goiserer Standes in die Älteste Dryas. Die Zuordnung der beiden jüngsten Stadien (Gstaad-St.-Stephan-Areboden Stadium und Gsteig-Lenk-Meirringen Stadium) in die Ältere und Jüngere Dryas, wie sie R. HANTKE (1972, S. 287 f.) vornimmt, wurde für das jüngere neuerdings durch M. KÜTTEL (1974, S. 214) angezweifelt, ohne daß aber die palynologischen Belege auch durch geologisch morphologische abgesichert wurden.

Diese den Ostalpen sehr ähnliche Abfolge kommt auch in den früheren Arbeiten R. HANTKES (1958, 1968, 1970 a, b) (Rhein, Linth, Reuss) zum Ausdruck. Nur sind die Verhältnisse oft durch die im Zungenbereich der spätglazialen Stände liegenden Becken (z. B. Vierwaldstätter See) derart kompliziert, daß ein Versuch der Parallelisierung erst sinnvoll scheint, wenn auch eine Zuordnung einzelner Stände zu den palynologischen Zonen vorliegt.

Die im Trauntal rekonstruierbare Abfolge läßt auch für die älteren Stände eine weitere zeitliche Einengung zu, die für einen ersten Versuch des Vergleiches über die Alpen hinaus dienen mag.

Für den Goiserer Stand kann durch die beiden ^{14}C-Daten ein Alter von rund 14.000 BP sehr wahrscheinlich gemacht werden (Taf. 5). Diese Einstufung beruht auf der gleichmäßigen Sedimententwicklung im Becken von Rödschitz, die auch durch eine wenig schwankende Pollendichte in den Schluffen unterstützt wird (s. auch Kap. Ausbildung der Sedimente). Da sich auch im Liegenden des mit 15.400 ± 470 BP datierten Horizontes keine starken Schwankungen bei gleichmäßig abnehmender Pollendichte abzeichnen, scheint es gerechtfertigt, daß auch hier eine weitgehend kontinuierliche Sedimententwicklung stattfand. Die stetig abnehmende Pollendichte ist eher auf die Vegetationsentwicklung als auf raschere Sedimentation zurückzuführen, da keine Horizonte auftreten, die nur umgelagerte Pollen älterer Sedimente führen.

Als wahrscheinlicher Zeitraum für das Abschmelzen der letzten Eismassen im Becken von Mitterndorf könnten somit etwa 16.000 BP angenommen werden.

Demnach müßten aber Jochwand und Ischler Stand älter sein, wobei für letzteren ein Alter gegen 17.000 BP dann wahrscheinlich würde (Taf. 4 und 5).

Weitere Untersuchungen werden hoffentlich helfen diese erste Einstufung genauer festzulegen und die offenen Fragen besser zu beantworten.

N o r d e u r o p a : Durch die Zuordnung der einzelnen Gletscherstände zu den palynologischen Zonen und ihre genauere zeitliche Einstufung scheint es auch gerechtfertigt , einen Vergleich mit dem Eisrückzug des Skandinavischen Eisschildes herzustellen. Dabei stützt sich dieser Vergleich hauptsächlich auf umfassende, durch eine Vielzahl von ^{14}C-Datierungen und Warvenchronologie untermauerte moderne Untersuchungen des spätglazialen Eisrückzuges am Kattegat und in Südschweden von N. A. MÖRNER (1969) und H. TAUBER (1970).

Danach lag nach übereinstimmender Aussage der Südrand des skandinavischen Eisschildes zur Zeit des Taubenkar Standes in der Jüngeren Dryas auf der Linie Salpausselkä-Mittelschwedische Moränen-Ra Linie. Während der Älteren Dryas war Südschweden noch fast gänzlich mit Eis bedeckt. Der Eisrand wird von den deutlichen Moränenzügen der Berghem Linie markiert. Für diese gibt N. A. MÖR-

NER (1969, S. 183) ein Alter von etwa 11.950—11.800 BP an, das sehr gut zur Einstufung des Echern Standes paßt.

Die Verbindung der Stände der Ältesten Dryas könnte nur noch über die ^{14}C-Alter erfolgen, wodurch die noch ungenügende Einstufung der Stände des Trauntales einen sehr großen Unsicherheitsfaktor darstellt. Ohne diese einer bestimmten der vielen genau datierten Linien N. A. MÖRNER (1969, Taf. 2) zuzuordnen, kann aber abgelesen werden, daß bis zum Ende der Ältesten Dryas nur ein größerer Teil des Kattegats eisfrei geworden, die Ostsee aber noch mit Eis bedeckt war.

Während der beiden ersten deutlichen Stände in der Ältesten Dryas der Alpen lag demnach der Eisrand noch südlich der Ostsee in Dänemark und Norddeutschland, wahrscheinlich im Bereich knapp südlich der D-Linie (Pommersches Stadium), für die N. A. MÖRNER (1969, S. 181) ein Alter von 15.000—14.800 BP angibt. Daraus ergibt sich aber, daß der Massenverlust des Eisschildes gegenüber dem offensichtlich gegen Klimaverbesserungen wesentlich empfindlicheren Eisstromnetz der Alpen in dieser Zeitspanne überraschend gering war, was hauptsächlich auf die riesige, geschlossene Eismasse zurückzuführen sein wird.

Eine Auswirkung dieses Unterschiedes im Abschmelzen zeichnet sich ja auch im Zeitpunkt des Beginns der vegetationsgeschichtlich definierten Böllingschwankung ab (Abb. 48), die in den Alpen um gut 1000 Jahre früher begann (Abb. 48, vgl. auch G. PATZELT, 1975, S. 313). Erst dann setzt auch im Bereich des skandinavischen Eisschildes der rapide Eisrückzug ein, während die Alpengletscher nur noch als größere Lokalgletscher zu bezeichnen sind, im Trauntal aber nur noch die höchsten Plateauteile von nennenswerten Eisflächen bedeckt waren.

Literatur

ARNBERGER, E. & WILTHUM, E.: Die Gletscher des Dachsteinstockes in Vergangenheit und Gegenwart. I. Teil. — Jahrb. O.-Ö. Musealverein, *96*, 181—214, Linz 1952.

BALZBERG, C. v.: Die Tiefbohrung von Goisern. — Berg. u. Hüttenm. Jahrb., *26*, 231—290, Wien 1878.

BOBEK, H.: Der Eisrückzug im Klagenfurter Becken. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., *101*, 3—36, Wien 1959.

BRÜCKL, E., GANGL, G. & STEINHAUSER, P.: Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Dachstein im Jahre 1967. — Arb. Z. A. Meteorol. Geodyn., 1—24, Wien 1969.
Die Ergebnisse der seismischen Gletschermessungen am Dachstein im Jahre 1968. — Arb. Z. A. Meteorol. Geodyn., 1—31, Wien 1971.

BORTENSCHLAGER, S. et al.: s. FLIRI, F. et al., 1970.

CASAGRANDE, A.: Die Aräometermethode zur Bestimmung der Kornverteilung von Böden und anderen Materialien. — 56 S., Berlin 1934.

DANSGAARD, W., JOHNSON, H. B. & LANGWAY, C. C.: Icecores and Paleoclimatology. — Radiocarbon and Abs. Chron., 337—351, Uppsala 1970.

DEL NEGRO, W.: Bemerkungen zu den Kartierungen L. WEINBERGERS im Traungletschergebiet (Attersee- und Traunseebereich). — Verh. Geol. B.-A., 12—15, Wien 1969.

DRAXLER, I.: Pollenanalytische Untersuchungen auf Blatt 96, Bad Ischl. — Führer z. Arbeitstagung Geol. B.-A., 34—38, Wien 1976.
Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Einzugsgebiet der Traun (OÖ, Stmk.) (im Druck).

DRAXLER, I. & HUSEN VAN D.: Zur Entwicklung des Spätglazials im Mitterndorfer Becken (Steiermark (im Druck).
DREIMANIS, A. & VAGNERS, U. J.: Effect of Lithology upon Texture of Till. — In: GOLDTHWAIT, R. P., Glacial Deposits, 86—101, Bechmark Pap., in: Geol., 21, Strandsburg, Penns. 1975.
EBERS, E.: Das Quartär im Becken von Mitterndorf (Salzkammergut). — Jahrb. Ver. f. Landesk. u. Heimatpfl. i. Gau Oberdonau, *90*, 291—301, Linz 1942
Der pleistozäne Salzachvorlandgletscher. — Veröff. Ges. Bayr. Landesk. e. V., *19—22*, 116 S., München 1966.
FAHNESTOCK, R. K.: Morphology and Hydrology of a Glacial Stream-White River, Mount River, Washington. — Geol. Survey, Prof. Pap. 422—A, A 1—A 70, Washington 1963.
FIRBAS, F.: Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. I. Allgemeine Waldgeschichte. — 480 S., Fischer, Jena 1949.
FINK, J.: Le Loess en Autriche. — In: „La Stratigraphie des Loess en Europe", 17—21, VIII. INQUA Congr.
FLINT, R. F.: Glacial and Quaternary Geology. — 892 S., John Wiley & Sons inc., New York 1971.
FLIRI, F.: Beiträge zur Geschichte der alpinen Würm-Vereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). — Z. Geomorph. N. F., *16*, 1—14, Berlin 1973.
FLIRI, F., BORTENSCHLAGER, S., FELBER, H., HEISSEL, W., HILSCHER, H. & RESCH, W.: Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). Eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Würm-Vereisung der Alpen. — Z. Glkde. Glaz. Geol., *VI*, 5—35, Innsbruck 1970.
FROMM, E.: An Estimation of Errors in the Swedisch Warve Chronology. — Radiocarbon Var. and Abs. Chron., 163—172, Uppsala 1970.
GANSS, O., KÜMEL, F. & SPENGLER, E.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Dachsteingruppe. — Wiss. A. V. H., Innsbruck 1954.
GERMAN, R.: Sedimente und Formen der glazialen Serie. — Eiszeitalter u. Gegenwart, *23/24*, 5—15, Öhringen/Württ. 1973.
GEYER, G.: Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. — Jahrb. Geol. R.-A., *65*, 177—239, Wien 1915.
GEYER, G. & VACEK, M.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 75.000, SW-Gruppe 20 Liezen. Geol. R.-A., Wien 1916.
GEYER, G. & ABEL, O.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 75.000, SW-Gruppe 11 Kirchdorf. Geol. R.-A., Wien 1918.
Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich, Gmunden und Schafberg. Geol. B.-A., Wien 1922.
GÖTZINGER, G.: Das Ausseer Mittelgebirge. — Mitt. Geogr. Ges. Wien, *78*, 227—234, Wien 1935.
Die Moränengürtel des Attersee- und Irrseer Traungletschers und der Ostrand des Salzachgletschers. — Führer f. d. Quartärexkursion i. Österreich, I. Teil, 111—119, Wien 1936.
Die Moränen des Traungletschers in der weiteren Umgebung von Gmunden. — Führer f. d. Quartärexkursion i. Österreich, I. Teil, 99—104, Wien 1936.
Zur glaziologischen Analyse der Quartärablagerungen im Trauntalgebiet oberhalb von Gmunden. — Anz. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., 45—51, Wien 1937.
GÖTZINGER, G.: Drumlins und Oser im Traungletschergebiet. — Anz. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., 35—39, Wien 1939.
Die spätglaziale Abschmelzungsfolge der westlichen Zweige des Traungletschers. — Anz. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., 7—15, Wien 1940.
Weitere glazialgeologische Beobachtungen im Bereiche des eiszeitlichen Traungletschers. — Anz. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., *2*, 12—19, Wien 1941.
GRAUL, H.: Der Stand der Quartärforschung im S der BRD in lithostratigraphischer, pedologischer und geomorphologischer Hinsicht. — Heidelb. Geogr. Arb., 251—267, Heidelberg 1973.
GRIPP, K.: Über die Entstehung der Fjorde. — Eiszeitalter u. Gegenw., *22*, 131—147, Öhringen/Württ. 1971.
HANTKE, R.: Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würm-Eiszeit. — Eclogae Geol. Helv. *51*, 119—150, Basel 1958.

Die Difluenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans (Kanton St. Gallen) und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee-Talung und im Rheintal. — Eiszeitalter u. Gegenw., *19*, 219—226, Öhringen/Württ. 1968.
Die spätwürmeiszeitlichen Stadien auf der schweizerischen Alpennordseite. — Eiszeitalter u. Gegenw., *21*, 71—80, Öhringen/Württ. 1970 a.
Aufbau und Zerfall des würmeiszeitlichen Eisstromnetzes in der zentralen und östlichen Schweiz. — Ber. Naturforsch. Ges. Freib. i. Br., *60*, 5—35, Freiburg i. Br. 1970 b.

HANTKE, R.: Spätwürmzeitliche Gletscherstände in den Romanischen Voralpen (Westschweiz). — Eclogae geol. Helv., *65/2*, 279—291, Basel 1972.

HEUBERGER, H: Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial — Eiszeitalter u. Gegenw., *19*, 270—275, Öhringen/Württ. 1968.

HUSEN VAN D.: Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. *18*, 249—286, Wien 1968.
Bericht über quartärgeologische Arbeiten im Trauntal auf Blatt 96, Bad Ischl. — Verh. Geol. B.-A., A 55—A 59, Wien 1973.
Bericht über quartärgeologische Arbeiten auf Blatt 96, Bad Ischl. — Verh. Geol. B.-A., A 63—A 68, Wien 1974.
Bericht über quartärgeologische Arbeiten im Trauntal auf Blatt 96, Bad Ischl. — Verh. Geol. B.-A., A 69—A 72, Wien 1975.
Die quartäre Entwicklung des Steyrtales und seiner Nebentäler. — OÖ. Musealv., *120*, 271—289, Linz 1975.
Beitrag zum Quartär auf Blatt 96, Bad Ischl. — Führer z. Arbeitstag. Geol. B.-A., 27—33, Wien 1976.
Zur quartären Entwicklung des Krappfeldes und des Berglandes um St. Veit a. d. Glan. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *23*, 55—68, Wien 1976.

IVERSEN, J.: The Development of Denmarks Nature since the Last Glacial. — 126 S., Reiztels, Kopenhagen 1973.

JANOSCHEK, W.: Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee. — Jb. Geol. B.-A., *107*, 161—214, Wien 1964.

KINZL, H.: Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. — Zeitschr. f. Gletscherk., *17*, 66—121, Innsbruck 1929.

KLAUS, W.: Pollenanalytische Untersuchung zur Vegetationsgeschichte Salzburgs: Das Torfmoor am Walserberg. — Verh. Geol. B.-A., *1/2*, 200—211, Wien 1967.
Das Riß-Würm-Interglazial von Mondsee. — Mitt. Quartärkomm. Österr. Akad. Wiss. *1*, 15—30, Wien 1974.

KLEBELSBERGER, R. v.: Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. — *1*, Springer, Wien 1948.

KLOIBER, H. G.: Das Becken von Gosau und sein Rahmen. — Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 1968.

KOHL, H.: Die Exkursion zwischen Lambach und Enns. Abschnitt Lambach—Linz—Krems. — Verh. Geol. B.-A., 40—62, Wien 1955.
Die Entwicklung des quartären Flußnetzes im Bereich der Traun-Enns-Platte/OÖ. — Heidelb. Geogr. Arb., H. Graul-Festschr., 31—44, Geogr. Inst., Heidelberg 1974.

KÖSTER, E.: Mechanische Gesteins- und Bodenanalyse. Leitfaden der Granulometrie und Morphometrie. — 171 S., C. Hanser, München 1960.

KRAL, F.: Pollenanalytische Untersuchungen zur Waldgeschichte des Dachsteinmassivs. — 145 S., Habilschr. Inst. Waldbau BKU, Agrarverlag, Wien 1971.
Zur Vegetationsgeschichte der Höhenstufen im Dachsteingebiet. — Ber. Deutsch. Bot. Ges., *85*, 137—151, 1972.

KRAPPFELD. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., *101*, 37—62, Wien 1959.

LICHTENBERGER, E.: Der Rückzug des Würm-Gletschers im mittleren Klagenfurter Becken und Krappfeld. — Mitt. Österr. Geogr. Ges., *101*, 37—62, Wien 1959.

LICHTENECKER, N.: Gletscherbeobachtungen am Karls-Eisfeld (Hallstätter Gl.) in der Dachsteingruppe im Sommer 1927. — Z. Gletscherk., *16*, 147—149, Innsbruck 1928.

LORENZ, J. v.: Der Hallstätter See. Eine limnonologische Studie. — Mitt. k. k. Geogr. Ges., *41*, 1—218, Wien 1898.

MANGELSDORF, J.: Beiträge zur Sedimentologie des Inntalquartärs. — Festb. Geol. Inst. 300-Jahrf. Univ. Innsbruck, 399—440, Innsbruck 1970.
MAYR, F.: Über den Beginn der Würm-Eiszeit im Inntal bei Innsbruck. — Z. Geomorph. N. F., *12*, 256—295, Berlin 1968.
MAYR, F. & HEUBERGER, H.: Type Areas of Late Glacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. — Univ. of Colorado Stud., Glaciation of the Alps, 143—165, Univ. of Colorado Press 1968.
MOJSISOVICS, E.: Bemerkungen über den alten Gletscher des Traunbettes. — Jb. Geol. R.-A., *18*, 303—310, Wien 1868.
Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien (auf S. 136). — 552 S., Wien 1879.
Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 75.000, Ischl und Hallstatt. — Geol. R.-A., Wien 1905.
MÖRNER, N. A.: The Late-Quaternary History of the Kattegat Sea and the Swedish West Coast. — Sverig. Geol. Undersökning, Ser. C, 487 S., Stockholm 1969.
MOSER, R. & VARESCHI, V.: Die Pflanzen der Moränen des Dachsteins. — Jb. OÖ. Musealv., *104*, 181—200, Linz 1959.
MOSER, R. & MAYR, A.: Flächen- und Massenverlust des Dachsteingletschers. — Jb. OÖ. Musealv., *104*, 163—180, Linz 1959.
MÜLLER, G.: Methoden der Sedimentuntersuchung. — 303 S., Schweizerbartsche Verl. Bh., Stuttgart 1964.
MÜLLER, G. & FÜCHTBAUER, H.: Sedimente und Sedimentgesteine (Teil II). — 762 S., Schweizerbartsche Verl. Bh., Stuttgart 1970.
PATZELT, G.: Die spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpengletschern. — Ber. Deutsch. Bot. Ges., *85*, 47—57, 1972.
Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). — Z. Geomorph. N. F., Suppl. *16*, 25—72, Berlin 1973.
Die neuzeitlichen Gletscherschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). — Z. Gletscherk. Glazialgeol. *IX*, 5—57, Innsbruck 1973.
Unterinntal—Zillertal—Pinzgau—Kitzbühel. Spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung. — Innsbr. Geogr. Stud. *2* (Exkursionsführer Tirol), 309—329, Innsbruck 1975.
PATZELT, G. & BORTENSCHLAGER, S.: Wärmezeitliche Klima- und Gletscherschwankungen im Pollenprofil eines hochgelegenen Moores (2270 m) der Venedigergruppe. — Eiszeitalter u. Gegenw., *20*, 116—122, Öhringen/Württ. 1969.
PENCK, A. & RICHTER, E.: Glazialexkursion in die Ostalpen. — IX. Internationaler Geologenkongreß, Führer f. d. Exkursionen, Nr. XII, Wien 1903.
PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. — 1. u. 2. Bd., 716 S., Leipzig 1909.
PETTIJOHN, F. J.: Sedimentary Rocks. — 2. Aufl., 718 S., Harper & Brothers, New York, N. Y., 1957.
PREY, S.: Zur Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen im Trauntal östlich Ohlsdorf. — Verh. Geol. B.-A., 152—161, Wien 1949.
Die eiszeitlichen Gletscher im Traunstein-Zwillingskogelkamm und im Almtal bei Gmunden, OÖ. — Z. Gletscherk. u. Glazialgeol. *III*, 213—234, Innsbruck 1956.
RESCH, W. & KÖHLER, M.: Sedimentologische, geochemische und bodenmechanische Daten zum Bänderton von Baumkirchen (Inntal/Tirol). — Festschr. HEISSEL, Veröff. Univ. Innsbr., *86*, 181—214, Innsbruck 1973.
RICHMOND, G. M.: Comparison of the Quaternary Stratigraphy of the Alps and Rocky Mountains. — Quat. Res., *1*, 3—28, New York 1972.
RICHTER, K.: Bildungsbedingungen pleistozäner Sedimente Niedersachsens auf Grund morphometrischer Geschiebe- und Geröllanalysen. — Z. deutsch. Geol. Ges., *110*, 400—435, Hannover 1958/59.
SCHÄDEL, K.: Die Stratigraphie des Altdiluviums im Rheingletschergebiet. — Oberrhein. Geol. V., Jb. u. Mitt. N. F., *34*, 1—20, Stuttgart 1952.
SCHÄDEL, K. & WERNER, J.: Neue Gesichtspunkte zur Stratigraphie des mittleren und älteren Pleistozäns im Rheingletschergebiet. — Eiszeitalter u. Gegenw., *14*, 5—26, Öhringen/Württ. 1963.

SCHADLER, J.: Das Salzkammergut. — Verh. Geol. B.-A., 49—64, Wien 1951.
SCHIEGL, W. E. & TRIMBORN, P.: Die paläoklimatische Bedeutung des Deuteriumgehaltes von fossilen Holzproben aus dem Bänderton von Baumkirchen (Inntal). — Z. Gletscherk. Glazialgeol., *VIII*, 231—233, Innsbruck 1972.
SCHÜCHTER, Ch.: Geologische Untersuchungen im Quartär des Aaretales südlich von Bern. — Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 117 S., Bern 1976.
SCHMEIDL, H.: Ein Beitrag zur spätglazialen Vegetations- und Waldentwicklung im westlichen Salzachgletschergebiet. — Eiszeitalter u. Gegenw., *22*, 110—126, Öhringen/Württ. 1971.
SIMONY, F.: Die Seen des Salzkammergutes. — Sitz. Ber. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., 543—566, Wien 1850.
Über Urgesteinsablagerungen im obersten Traunthale. — Sitz. Ber. Akad. Wiss. Abt. 1, *59*, 722—733, Wien 1869.
Die Gletscher des Dachsteingebirges. — Sitz. Ber. Akad. Wiss. math.-nat. Kl., 501—536, Wien 1871.
Das Schwinden des Karls-Eisfeldes. Nach 50jährigen Beobachtungen und Aufnahmen. — 33 S., D. u. Oe. Alpenverein, Wien 1891.
Das Dachsteingebiet. — 152 S., Ed. Hölzel, Wien 1895.
SPAUN, G.: Das Quartär im Ennstal zwischen Hieflau und Altenmarkt. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *14*, 149—184, Wien 1964.
SPENGLER, E.: Zur Talgeschichte des Traun- und Gosautales im Salzkammergut. — Verh. Geol. R.-A., Wien 1918.
SPENGLER, E. & GÖTZINGER, G.: Das Trauntal zwischen Gmunden und Aussee. — Führer f. d. Quartärexkursionen in Österreich, 1. Teil. — 83—98, Wien 1936.
TAUBER, H.: The Scandinavian Warve Chronology and ^{14}C-Dating. — Radiocarbon Var. and Abs. Chron., 173—196, Uppsala 1970.
TOLLMANN, A.: Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. — Jb. Geol. B.-A., *103*, 37—131, Wien 1960.
TROLL, C.: Die große Exkursion durch die Ostalpen. — Z. Gletscherk. Glazialgeol., *25*, 252—270, Leipzig 1937.
WEIDENBACH, F.: Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Württemberg, 1 : 25.000, Bl. Waldsee, Stuttgart 1936.
Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Württemberg, 1 : 25.000, Bl. Biberach, Stuttgart 1937.
WEINBERGER, L.: Exkursion durch das österreichische Salzachgletschergebiet und die Moränengürtel des Irrsee- und Attersee-Zweiges des Traungletschers. — Verh. Geol. B.-A., *D*, 7—34, Wien 1955.
WELTEN, M.: Das Spätglazial im nördlichen Voralpengebiet der Schweiz. — Verlauf, Floristisches, Chronologisches. — Ber. Deutsch. Bot. Ges., *85*, 69—74, 1972.
WICHE, K.: Glazialmorphologische und -geologische Beobachtungen aus dem nördlichen Salzkammergut. — Geogr. Jahresber. aus Österr., *23*, 125—145, Wien 1949.
Spätglaziale Eisrandbildungen am Wolfgangsee (Salzkammergut). — Mitt. Naturw. Verein f. Stmk., *93*, 120—129, Graz 1963.
WILLE, U.: Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raum von Gosau und Abtenau (Salzburg). — Jb. Geol. Rdsch., Wien 1966.
WILTHUM, E. 1952, 1953: s. ARNBERGER, E.
WILTHUM, E.: Der morphotektonische Bauplan der zentralen und westlichen Dachsteingruppe. — Mitt. Geogr. Ges., *96*, 257—307, Wien 1954.
WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. — Bd. 1, 134 S., Stuttgart (Enke) 1958.

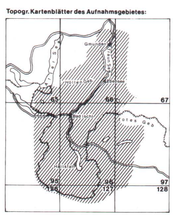
Manuskript eingereicht am 7. Dezember 1976.

Quartärgeologische Karte des Einzugsgebietes der Traun südlich der Riß-Endmoränen

aufgenommen von Dirk van Husen in den Jahren 1972–1975

1:50000
0 1 2 3 4 5km

Topogr. Kartenblätter des Aufnahmsgebietes:



PRÄ-RISS
- kristallinreiche Schotter des Trauntales
- Hangbreccie (Schnee Graben)

RISS
- Endmoräne des Maximalstandes
- Endmoräne des Hochstandes
- Grundmoräne, -wall
- verschwemmte Grundmoräne
- Hochterrasse
- tiefere Niveaus davon
- Moränenstreu
- Erratika
- Staukörper am Eisrand
- Endmoränen der ersten Rückzugsphasen
- tonige Schluffe mit Torfzwischenlagen (Waldbach)
- Terrassenschotter bei Bad Ischl

WÜRM
- Vorstoßschotter im Becken von Bad Aussee
- Endmoränen
- Grundmoräne, -wall
- verschwemmtes Moränenmaterial
- Moränenstreu
- Oberflächenmoräne
- Niederterrasse (Maximalstand)
- Niederterrasse (Hochstand)
- Terrasse des zentralen Gletscherabflusses bei Gmunden
- Erratika
- Staukörper am Eisrand
- mächtige Schlufflagen in diesen
- Hangbreccie
- Schotter der Ischl
- Grundmoräne des Ischler Standes
- Kames – u. Osschotter (Ischl Tal)
- Grundmoräne des Jochwand Standes
- Kamesterrasse (Kainisch)
- Beckenfüllung (Eselsbach, Kainisch, Rödschitz)
- Grundmoräne des Goiserer Standes
- Terrasse des Goiserer Standes
- Schuttstrom (Bad Goisern)
- Augensteinkonglomerat (Koppenbrüller H.)
- Endmoränen Postglazial
- Grundmoränen Postglazial
- Deltaschüttungen v. Traun u. Waldbach (noch aktiv)

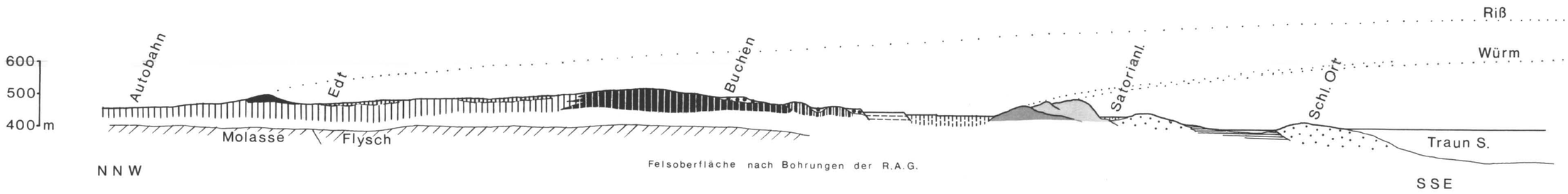
- Gletscherschliff
- Rundhöcker
- Sander
- Toteisloch, -kante
- Richtung von Deltaschüttungen
- Os
- Schluffe
- ehem. kurzfristiger Wasserlauf
- Bergsturzblockwerk
- Epigenese
- Hochmoor
- Niedermoor, Sumpf
- Erdfälle
- Schwemmkegel
- Erosionskante
- Schutthalde
- Hangschutt
- Mure (Sandlingbach)
- Abrißnische von Hangbewegungen
- Massenbewegung (Gschliff Graben)
- rezente Vergletscherung

Graphische Gestaltung und Reprotechnik:
GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT, WIEN

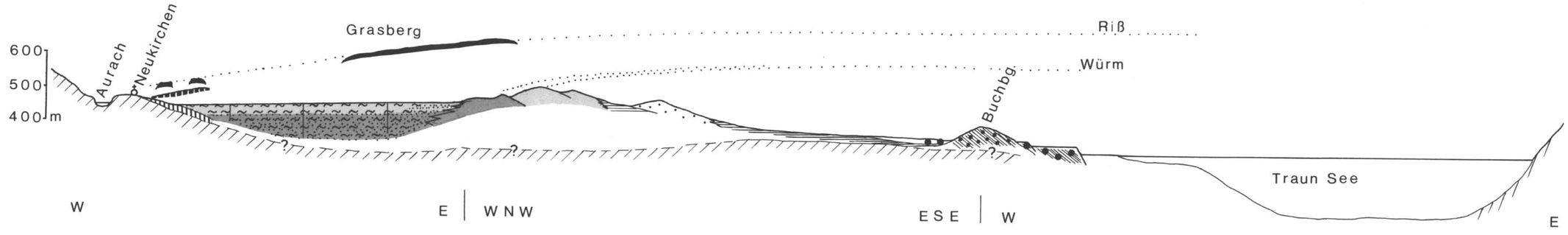
Druck: Kartographische Anstalt Freytag-Berndt und Artaria, Wien

Profile zur quartärgeologischen Karte des Einzugsgebietes der Traun

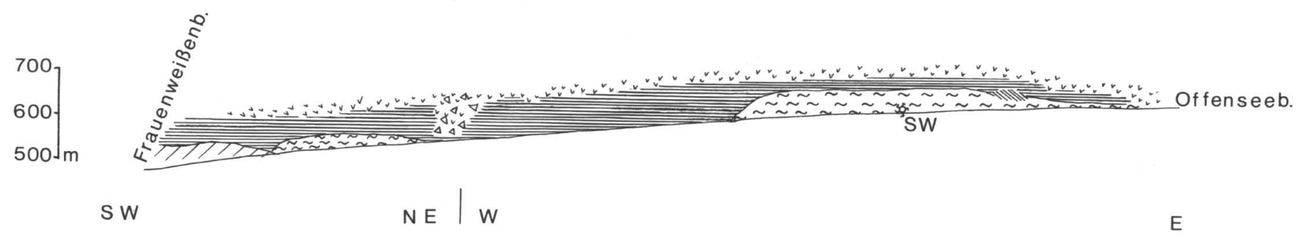
Profil 1



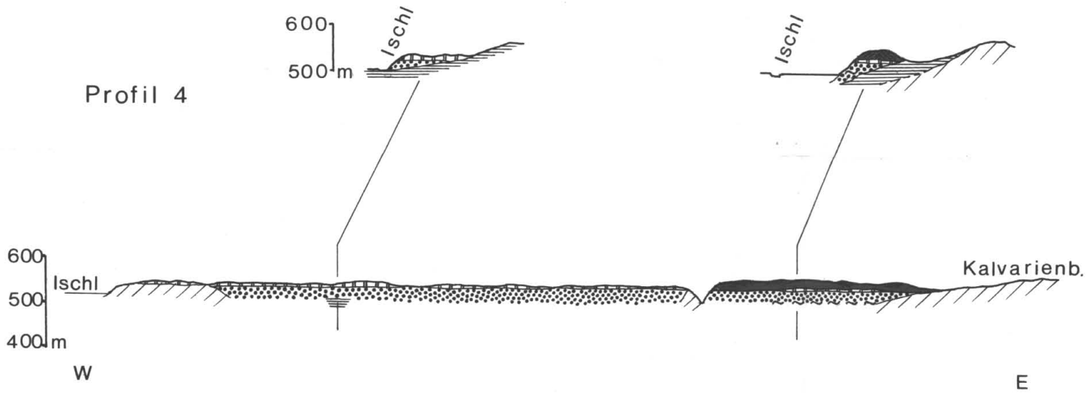
Profil 2



Profil 3

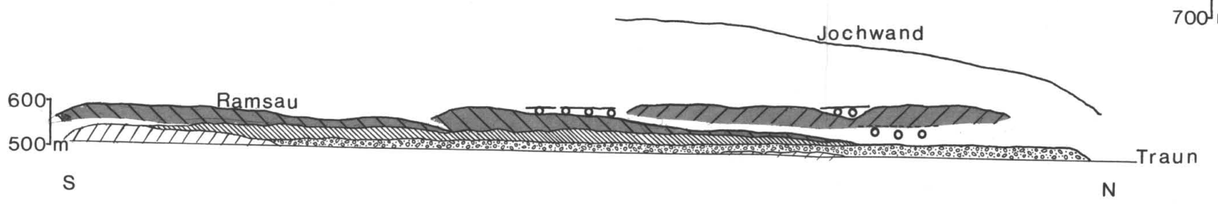


Profil 4

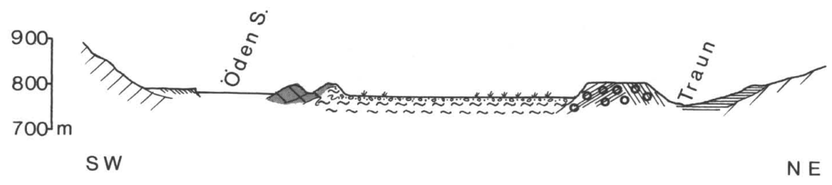


Profil 5

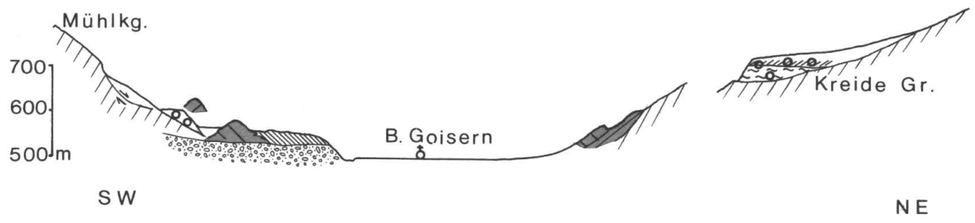
Skizze d. W-Ufers d. Traun b. Bad Goisern

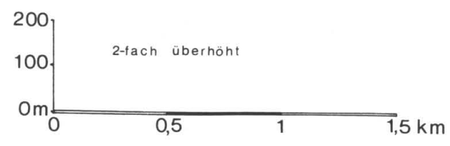


Profil 10

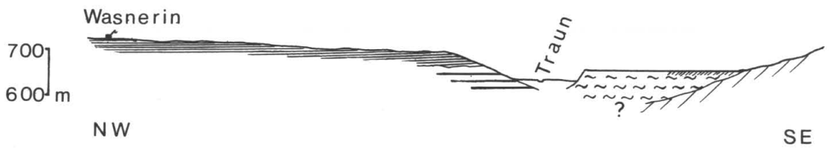


Profil 6

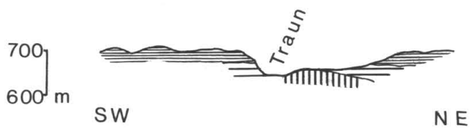




Profil 7

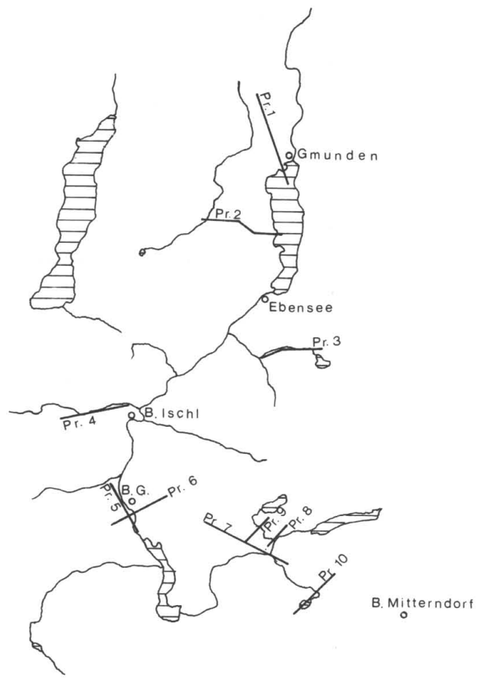


Profil 8



Profil 9

Lage der Profile



Felsoberfläche

RISS
- Endmoräne Hoch- / Maximalst.
- Grundmoräne
- Hochterrasse
- Staukörper- / Endmoräne d. Eisrückzuges

WÜRM
- Endmoräne u. Seesedimente Maximal- / Hochst.
- Vorstoßschotter / Grundmoräne
- Niederterrasse Maximal- / Hochst.
- Endmoräne d. ersten Rückzugsphasen
- Staukörper

ISCHLER ST.
- Schotter d. Ischl
- Grundmoräne
- Kamesterrasse

JOCHWAND ST.
- Endmoräne
- Staukörper

GOISERER ST.
- Endmoräne
- Grundmoräne
- Vorstoßschotter

- Schluff, + Schotter
- Hangbewegung
- Bergsturzbl.
- Deltastrukturen
- Moor
- Schutt

Sedimentuntersuchungen an einigen Moränen des Trauntales

von D. van HUSEN

1 : 50 000

0 1 2 3 4 5 km

Geschiebeverteilung
- Kr Kristallin
- Ka Kalkalpen (gesamt)
- W Werfener Schichten
- Ha Gesteine der Hallstätter Zone
- Kp Gesteine der Kalkplattformen
- J Jura
- G Gosau
- F Flysch
- Kg Quartäre Konglomerate

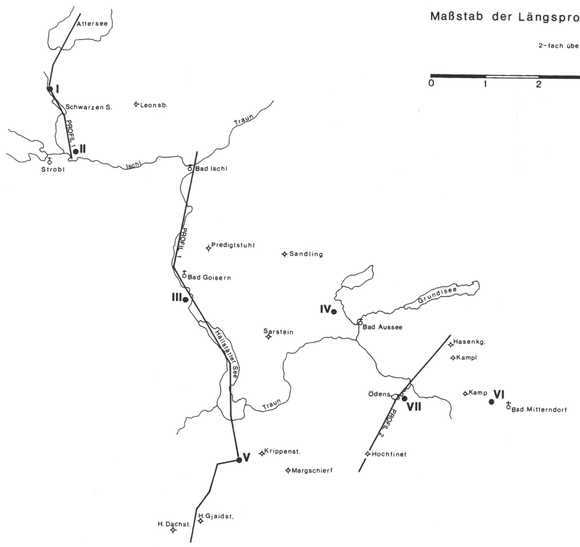
Rundungsgrad
- >20 mm
- 20 – 6,3 mm
- 6,3 – 2 mm

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31 32 33 34 35 36 37 38 39 40 41 42 43 44 45

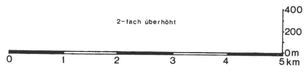
Längsprofile zur Darstellung der Gletscherstände im Spätglazial

(unter Verwendung der vereinfachten Pollenprofile von I. DRAXLER)

Lage der Profile und Moore



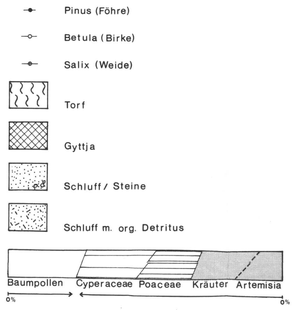
Maßstab der Längsprofile 1 : 50 000



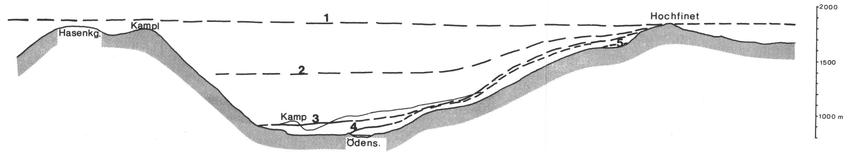
Gletscheroberfläche

1 Würm
2 Ischler Stand
3 Jochwand Stand
4 Goiserer Stand
5 Echern Stand
6 Taubenkar Stand
7 neuzeitliche Hochstände (1850)
8 heutiger Stand

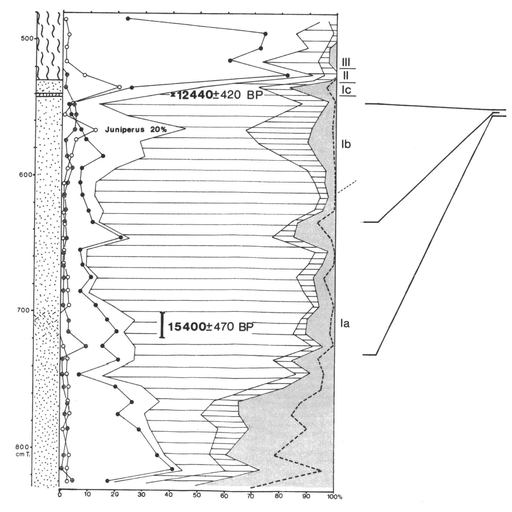
Legende zu den Pollenprofilen



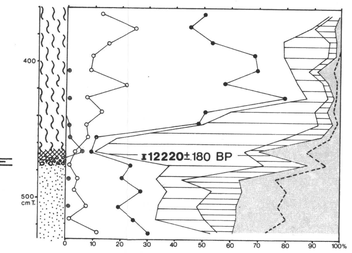
PROFIL 2



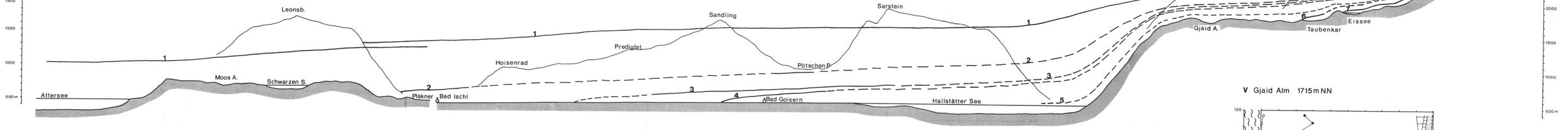
VI Rödschitz 790 m NN



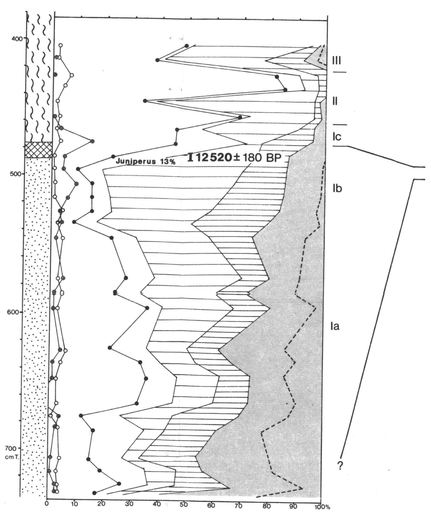
VII Ödensee 770 m NN



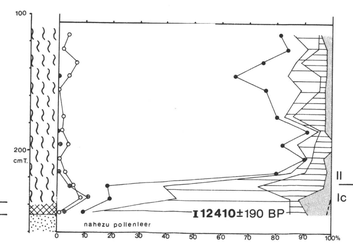
PROFIL 1



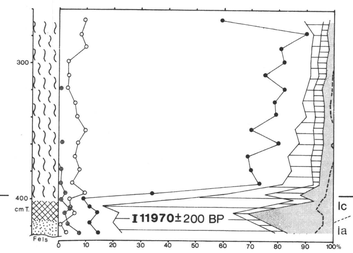
I Moos Alm 730 m NN



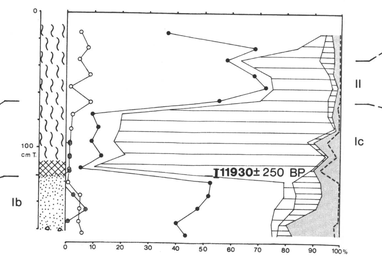
II Plakner 550 m NN



III Goiser Ramsau 515 m NN



IV Schmiedgut 740 m NN



V Gjaid Alm 1715 m NN

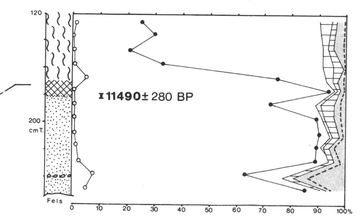


TABELLE ZUR ZEITLICHEN EINORDNUNG DER GLETSCHERENTWICKLUNG UND DEREN SEDIMENTE

Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 120. Band, 1977 – Beilage 4
D. van HUSEN – Tafel 4

Jahre BP	Palynolog. Zonen		Gletscher Stände (Endmoränen)	fluvioglaziale Sedimente; Terrassen	Massenbewegungen
0	X Jüngeres Subatlantikum		Hallstätter Gl. (Eissee 1856) Schladminger Gl. Gosau Gl. (1850)		
1000	IX Älteres Subatlantikum				
2000					
3000	VIII Subboreal				
4000					
5000	VII Jüngeres Atlantikum				
6000	VI Älteres Atlantikum				
7000					
8000	V Boreal				
9000	IV Präboreal				
10000					
	III Jüngere Dryas		Taubenkar Stand (Taubenkar; Ochsenwieshöhe) (Egesen)		
11000	II Alleröd				
12000	Ältere Ic Dryas		Echern Stand (Miesen B, Echern Tal, SE Lacke) (Daun?)	Sander (Echern Tal)	Bergsturz (Echern Tal)
	Ib Bölling				
13000					Hangbewegung (Herndl,) Bergstürze (Teufelskirche, Steinfeld, Lacke, W Ht. Langbath See, Lahngangseen)
14000	Ia Älteste Dryas		Goiserer Stand (Gschnitz) (Goisern, Grundl S., Altausseer S., Öden S., Auboden, Vd. Gosau S., Ht. Rettenbach A, Gimbach, Mitterecker St. Vd. Langbath S. Taferlklause)	Terrasse (B. Goisern – B. Ischl, S Gosauschmied. Schotterstreu Öden S. Gimbach, Grundlseer Tr., Altausseer Tr, Vd. Langbath S. Taferlklause – Großalm)	Hangbewegung Horn Sp.
15000					
16000			Jochwand Stand (Steinach?) (Jochwand, Primesberg, Mühlreith)	Stausee (U. Kainisch, Kainisch) Stausee (Kreidegrube St. Agatha) Kamesterrasse (Kainisch) Sande + Schotter (Jochwand, Posern)	Hangbewegung (Mühlkgl.) Bergstürze (Jochwand, Ewige Wand Straßental)
17000			Ischler Stand (? Bühl?) (Tobies, Gawanzerst.)	Kames- u. Osschotter (Filzmoos Kalvarien B. Wirling) Terrasse im Ischl Tal	
18000	W Ü R M			Eisrandkörper (Viechtau, Mühlort, Rindb. Steinkogel)	
19000				Stauseen (Höllbach, Pölitzst. Kreidewerk)	
20000			Innerer Wall (Gmunden, Pichl B.) Hochstand (Weyer – Gmunden – Altmünster – Mühlbachb., Großalm, Fachberg A., Eisenauer A.) Maximalstand (Silberroith, Bhf. Gmunden, Striedl, Vichtau) Halt b. Vorrücken (Offenseebach Tal, Langbath Tal)	Terrasse (Wasserwerk, U. Thalham) Niederterrasse Terrasse (Zementwerk)	Hangbewegungen (Gmundnerberg, Silberroith)
25000				Vorstoßschotter (Bad Aussee, Mitterndorf)	
	R I S S		Moränen (Purzaunergut, Kleinreith) Maximalstand (Ohlsdorf – Rittham, Gschwandt, Neukirchen, Lemberg. G, Grasberg, Scherrhaufenwies, Dichtl M.) Hochstand (Baumgarten, Altgschwandt, Oberthalham, Mörtbauer, Oed)	Eisrandkörper (Buchberg) Stauterrassen (Pinsdorf, NW Baumgarten) Staukörper (Buchen) Sander (Hafendf., Rittham) Hochterrasse	

Postglazial — Spätglazial — Hochglazial

Schluff Rödschitz

Delta Obertraun

Delta Ebensee