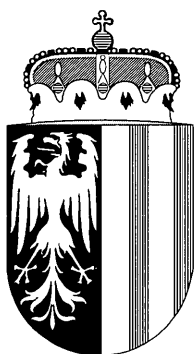


JAHRBUCH
DES
OÖ. MUSEALVEREINES
GESELLSCHAFT
FÜR
LANDESKUNDE

143. Band

1. Abhandlungen



Linz 1998

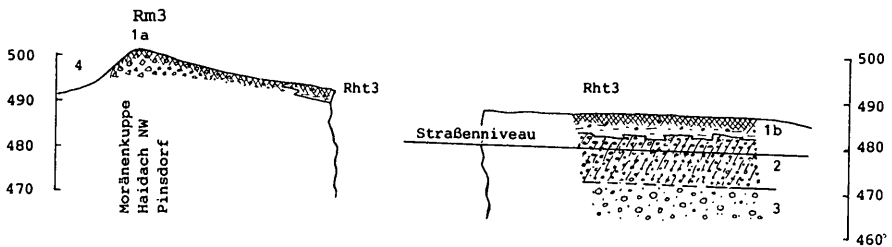
Inhaltsverzeichnis

Michael Hintermayer: Freier Adel im nördlichen und mittleren Innviertel im 12. Jahrhundert	7
Elisabeth Gruber: Das Urbar der Herrschaft Gallspach aus dem Jahr 1526	27
Alice Kaltenberger: Die Grabungen des Österreichischen Archäologischen Instituts im ehemaligen Benediktinerkloster („Schloß“) Mondsee. IV. Speisezettel	53
Hannes Ettlstorfer: Die Zisterzienserwallfahrt zur Madonna von Wenig bei Aldersbach	155
Georg Wachha: Von Heiden im Land ob der Enns	165
Hermann Kohl: Das Eiszeitalter in Oberösterreich Teil II: Die eiszeitliche Vergletscherung in OÖ.	175
Erich Eder & Werner Weißmair: Vom Himmel gefallen – Funde von Groß-Branchiopoden in Oberösterreich	391
Besprechungen	403

Damit ist auch erwiesen, daß ein älterer Rißgletscher noch über die bisher bekannten Endmoränen von Baumgarten und Gschwandt hinausgegangen sein muß, dem auch die tiefer als die Kuppe von Ohlsdorf liegende Rißmoräne entsprechen dürfte (siehe PREY I/1949 und Abb. 28), die dort jedenfalls an die höher hinaufreichende Mindelmoräne angelagert ist, aber nicht den Höhenzug selbst bildet (Abb. 31).

Länger schon als die oben erwähnten älteren rißzeitlichen Ablagerungen sind im Zungenbeckenbereich der Traungletscher spät- bzw. jungrißzeitliche Bildungen nachgewiesen (KOHL I/1976, v. HUSEN I/1977). Dazu zählen eine kleine Moränenkuppe (K 500) mit einem trockengelegten Rest eines Toteisloches und einer anschließenden Terrassenzunge längs der Aurach (Abb. 32 und 27 Rht 3) sowie die am inneren Abfall der Moräne von Ehrendorf von Pinsdorf über Buchen – Kleinreith zum Trauntal führende Terrasse, die über dem Niveau des höchsten würmzeitlichen Teilfeldes w0 liegt und sich davon auch durch eine sehr reife Bodenbildung unterscheidet. Ihre Bedeckung mit grobblockigem Moränenmaterial läßt ebenfalls auf einen entsprechenden spätrißzeitlichen Gletscherstand schließen (RM 3).

Ähnlich wie bei Pinsdorf gibt es auch auf der Innenseite der Rißmoräne von Baumgarten längs des „Wasserlosen Baches“ eine spät- bzw. jungrißzeitliche Terrasse (Rht 3) mit stark lehmiger Bodenbildung über moränennahem Material; auch diese Terrasse setzt eine entsprechende Abschmelzphase der Gletscher voraus, was kaum ohne größere Klimaschwankung zu erwarten ist.



1a Rm3: Jung- (oberes) Riß-Moränenkuppe mit auskeilendem Übergangskegel.

1b Rht3: Jung- (oberes) Riß: Periglazialschüttung aus dem Aurachtal, verzahnt sich mit Übergangskegel. 1–2 m Lehm mit Flyschresten (z. T. würmeiszeitlich umgelagert) auf schmalen Horizont aus feinem Flyschsplitt diskordant auf 2–3 m verlehmtm Flyschschutt und -schotter mit eckigen Flyschblöcken an der Basis

2 8–10 m stark verfestigtes Kalk-Flyschkonglomerat (Trauntalfazies) mit einzelnen Blöcken, geschichtet – Übergang zum Liegenden nicht Aufgeschlossenen

3 Sehr grober lockerer Kalk-Flyschschotter bis 20 cm Ø, Trauntalfazies in stark sandiger Matrix, unsortiert

4 Ursprünglich versumpfte Wanne eines jungrißzeitlichen Toteneisloches, heute entwässert

Abb. 32: Längsschnitt durch die jung-(spät-)rißzeitliche Terrasse zwischen Aurach und der Bahnlinie NW Pinsdorf. 400 m langer Aufschluß anlässlich des Ausbaues der Hausruck-Bundesstraße 1962. H. Kohl

In einer eingehenden Studie werden diese Beobachtungen zur Gliederung der Rißeiszeit weiter analysiert und mit einschlägigen Beobachtungen an den ehemaligen Gletschern des Steyr-Kremstales verglichen (KOHLE in Druckvorbereitung Abb. 2 und 3).

Nun bleibt noch die Frage zu klären, wie die herkömmlichen Hauptrißmoränen (RM 2) auf beiden Traunseiten korreliert werden können. Der innere Wall von Baumgarten könnte insofern mit jenem von Ehrendorf verbunden werden, als er ebenfalls sehr breit ist und sich in seiner NO-Ecke spaltet. Eine Grundmoränendecke konnte allerdings bisher, vielleicht mangels geeigneter Aufschlüsse, nicht beobachtet werden. Demnach könnte man den weiter nach Norden weisenden Wall von Gschwandt-Altgschwandt mit dem Stand von Hafendorf gleichsetzen, wobei aber die Frische der Formen von Hafendorf vermißt wird und auch die die beiden Wälle von Baumgarten und Gschwandt trennende Umfließungsrinne nicht recht dazupast. Jedenfalls ist bei den äußeren Rißständen noch eine Aufgliederung in zwei Loben durch die Flyschkuppe von Ohlsdorf gegeben.

Den angeführten Beobachtungen entsprechend, ist allem Anschein nach am Traunsee-Zweiggletscher mit einer ähnlichen Dreigliederung der Rißeiszeit zu rechnen, wie sie in der Typusregion für die Rißvergletscherung in Oberschwaben nachgewiesen ist (SCHREINER & HAAG 1982, SCHREINER 1989).

Auf der Ostseite des Traunsees finden sich der Rißeiszeit entsprechende Moränen- und Stausedimente nur sehr bescheiden in den tief eingeschnittenen Tälern (v. HUSEN I/1977 9f und Tafel 1). Besser sind entsprechende Ablagerungen auf der Westseite des Sees um den Grasberg erhalten, und zwar im Sattelpass an der Wasserscheide zur Aurach und auch am Südrand dieser Erhebung ab K 749 m gegen Neukirchen a.d.A., wo Moränenreste und Staukörper einschließlich Seetone einer aufgestauten Aurach vorliegen. D. v. HUSEN hat auch hier einen etwa 100 m höheren Maximalstand von einem Hochstand unterschieden (I/1977 11f, 19).

Die breite Talung zwischen Neukirchen und dem Traunsee wird schon seit PENCK & BRÜCKNER (I/1909 210), dann von W. JANOSCHEK (1964 205) und v. HUSEN (I/1977 13) auf ein altes prärißzeitliches in das Traunseebecken mündendes Aurachtal zurückgeführt. Der bis über Neukirchen hinaus vorstoßende Rißgletscher hat dann die Verlegung der Aurach in den epigenetischen Durchbruch zur Reindlmühle hin verursacht. Als spätrißzeitlicher (v. HUSEN I/1977 16) oder noch älterer (KOHLE I/1976) Rest einer höher gelegenen Deltaschüttung muß auch der isoliert aufragende Buchberg (497 m) 500 m NW der Bahnstation Traunkirchen betrachtet werden. Auch die Umgestaltung des oberen Mühlbachtals zu einem Trogtal oberhalb der Würmmoräne der Vichtauer Bucht muß bereits präwürmzeitlich erfolgt sein. Zur Rißeiszeit hat auch ein mit dem Langbathgletscher und damit mit den Eismassen des Hölleengebirges in Verbindung stehender Gletscher das obere Aurachtal eingenommen (v. HUSEN I/1977 19).

Präwürmzeitlich sind wohl auch die stark konglomerierten Reste von Deltaschüttungen im unteren Rindbachtal in 500 m, 480–490 m und 455–460 m Seehöhe (Kohl I/1976 279ff), die während des Abschmelzens der Gletscher und unmittelbar nach deren Zurückweichen aus dem übertieften Seebecken in Vorläufer des Traunsees geschüttet worden waren. Konglomerierte Deltaschüttungen an der westlichen Talseite bei der Miesenbachmühle, denen von GÖTZINGER und H. HASSINGER (I/1938 346) ein interglaziales Alter zugeschrieben wird, sind ebenfalls eher als spätrißzeitlich anzusehen. Ähnlich wird eine ursprünglich als interglazial betrachtete, von Würmsedimenten bedeckte Nagelfluh gegenüber der Rettenbachmündung in Bad Ischl (GÖTZINGER I/1936 89) als spätrißzeitliche Terrassenschüttung einzustufen sein (v. HUSEN I/1977 17); ein Hinweis auch darauf, daß das riß/würminterglaziale Trauntal bereits die Tiefe des präwürmzeitlichen Tales erreicht haben muß.

Auch aus dem Ausseer Becken wird fallweise aufgeschlossene Rißgrundmoräne mit völlig entkalkten Resten der interglazialen Bodenbildung im Liegenden des würmzeitlichen Ausseer Konglomerates beschrieben (GÖTZINGER I/1936 94 und v. HUSEN I/1977 14 u. 20). E. EBERS erwähnt solche Vorkommen neben Resten eines präwürmzeitlichen Schwemmkegelkonglomerates auch im Raum Mitterndorf (I/1942 293) und v. HUSEN weist auf noch ältere, stark verwitterte kristallinreiche Schotter im Trauntal bei Bad Aussee und im Süden des Siriuskogels bei Bad Ischl hin (I/1977 6f). In den schon von SIMONY (I/1869) und PENCK (P. & B. I/1909 366) erwähnten kristallinreichen Konglomeraten des Koppentales sieht v. HUSEN (I/1974 64) verfrachtete Augensteinschotter.

Die Spuren der letzten großen Vergletscherung, der **Würmeiszeit**, sind im Alpeninnern im Vergleich zu den bescheidenen nur lückenhaft erhaltenen und aufgeschlossenen Resten der älteren Eiszeiten als Grundmoränen, Eisrandbildungen und schließlich als spätglaziale Endmoränen und Schüttungen im gesamten Talverlauf bis in die Ursprungsgebiete hinauf immer wieder anzutreffen (Abb. 37). D. v. HUSEN (I/1977 20–27) hat sich bemüht, bereits Anhaltspunkte für den vorrückenden Traungletscher zu suchen und solche vor allem im Ausseer Becken und in den größeren Seitentälern wie im Goiserer Weißenbachtal, im Frauenweißenbachtal und im Langbathal gefunden.

Die über den Verwitterungsresten des Riß/Würm-Interglazials liegenden Schotter des Ausseer Konglomerates erweisen sich als Vorstoßschotter der Hauptwürmvergletscherung. In den erwähnten Seitentälern zeigt sich, daß der Gletscher des Haupttales jeweils ein Stück in diese eingedrungen ist und bis zur Vereinigung mit den Lokalgletschern vorübergehend Seen zurückgestaut hatte. Auf sie lassen sich gebänderte Schluffe sowie eingeschüttete Sande und Schotter zurückführen, die nach oben hin in Grundmoräne übergehen. Aus der Bänderung dieser Schluffe konnte auf Warven geschlossen werden, die in den Sommerlagen auch kaltzeitliche Kräuterpollen enthalten.

Nachdem das Eis von allen Seiten her sehr rasch an Mächtigkeit zugenommen hat, sind Lokal- und Hauptgletscher bald zu einem Eisstromnetz zusammengewachsen.

Aus allen diesen Beobachtungen und deren Auslegungen geht hervor, daß ein zusammenhängender Traungletscher erst während des Würmhochglazials im oberen Würm entstanden ist. Damit ist hier bisher nichts bekannt, was auf einen entsprechenden früh- oder frühmittelwürmzeitlichen Gletschervorstoß schließen ließe, mit dem etwa in den Westalpen oder auch in Skandinavien gerechnet wird (siehe Kap. 10).

Die hochwürmzeitlichen Endmoränen setzen den Geländeverhältnissen entsprechend auf der Westseite des Traunsees bereits in der etwa 3 km nach Westen reichenden Ausbuchtung von Vichtau unmittelbar am Kalkalpenrand ein, während sie auf der Ostseite erst etwa 7 km weiter nördlich am Fuße des flyschalpinen Grünberges anschließen (vgl. Abb. KOHL I/1976 sowie die Darstellungen v. HUSEN I/1977 Beilage 1 und Geol. Karte GBA Bl. Gmunden I/1996).

Ein mehrfach gegliederter Endmoränengürtel umschließt die Vichtauer Bucht nordwestlich Traunkirchen. Der dominierende Hauptwall beginnt im Süden am Mühlbachberg in 620 m, wo er durch eine Randrinne vom Fuße des Fahnauberges getrennt ist, und zieht dann vom Mühlbach unterbrochen, in 590–600 m, vom Fuße des Kollmannsberges wieder durch eine Randrinne abgesetzt, nach Norden. Dort riegelt er das Becken von Neunkirchen a. d. A. ab (Abb. 10) und schließt dann beim Pfannstieleck in etwa 600 m an den nach Osten bis zum Seeufer ziehenden Flyschrücken an. Am Westrand dieser Ausbuchtung wird ein etwas tieferer Eisstand durch einen vom oberen Pichlbach umflossenen Wallrest bei Gattern (561 m) und weiter südlich eher durch an Eisrandterrassen erinnernde Formen mit steilem Abfall zum Eiskontakt angedeutet. Bei Vichtau zweigt auch ein äußerster flacher Wall ab, der gegen den Grasberg hin verläuft und der anzeigt, daß zu dieser Zeit der Gletscher den Flyschrücken Pfannstieleck – Pamesberg – Buchschacher überwunden hatte. An seiner Innenseite finden sich auch zwei als Toteisformen zu deutende Wannen (GÖTZINGER I/1941 14, KOHL I/1976 192). D. v. HUSEN ordnet diesen Wall und weitere Ansätze am Grasberg seinem „Maximalstand“ zu, während er den beherrschenden Hauptwall zum „Hochstand“ zählt (I/1977 29).

Der vorrückende Würmgletscher hat hier wie schon zur Rißeiszeit den Abfluß der Aurach zum Traunsee verhindert und westlich Vichtau bis Neunkirchen einen heute verlandeten See zurückgestaut, dessen Sedimente, Seetone, schluffige Sande und Schotter bis in eine Tiefe von > 100 m erbohrt sind. Mit dem festen Untergrund ist in 440–460 m NN zu rechnen (JANOSCHEK 1964 205). An den inneren Eisstand schließt dann beckenwärts hochglaziale Grundmoräne an, die etappenweise von spätglazialen Schüttungen bedeckt wird (siehe später!).

Ergänzend zu den bekannten Darstellungen seien hier noch einige Beobachtungen und Bohrungsergebnisse mitgeteilt. Ein Aufschluß im hohen Endmoränenwall des Mühlbachberges 250 m nördlich Anthweng hat 1964 unter 7 m blockreicher lithologisch sehr bunter Endmoränenschüttung, ein noch ca. 2 m einzusehendes warvenartig gebändertes Seesediment freigelegt, das darauf hinweist, daß der vorrückende Gletscher im Tal des Mühlbaches ebenfalls einen bis > 590 m Höhe reichenden See zurückgestaut hatte. Gleichzeitig war bei der Brücke K 530 m im Bachbett ca. 1,5 m dieses Sediments aufgeschlossen. Die den Gletscherständen entsprechende etappenweise Entleerung des Sees wird vor allem durch am Fuße des Kollmannberges entlang ziehende Gesimse angedeutet, wobei die höchste bei Höll in 635 m über den obersten Würmendmoränen ausstreichenden Terrasse noch aus der Rißeiszeit stammen muß.

Ein jüngerer Aufschluß (beobachtet 1995) unweit des Hofes Lehenbauer zeigt von etwa 495–490 m abwärts ca. 3 m dichtgepackte Grundmoräne in typischer Trauntalfazies, darunter 12–13 m einzusehende, relativ gut geschichtete, z. T. kreuzgeschichtete und teilweise schwach verfestigte, im Korn mit groben Lagen wechselnde Schotter, ebenfalls in typischer Trauntalfazies. Im Grenzbereich zum Hangenden sind in ganz flachen Mulden linsenförmige Einlagerungen eines gelblich verfärbten, gebänderten Feinsediments erhalten. Die Schotter müssen demnach als fluvial verfrachtete Fernschotter betrachtet werden, die während des vorstoßenden Traungletschers geschüttet und dann vom Eis überfahren wurden.

Eine Bohrung in der Sohle der Schottergrube unmittelbar südöstlich des Landeskrankenhauses Buchberg, in die Herr P. Baumgartner (Winkl/Traunkirchen) Einblick gewährt hat, ergab unter der in der Grube aufgeschlossenen Deltaschichtung (Abb. 36) 14,70 m Schotter, darunter 6,70 m grauen Schluff-Feinsand und weiter bis zum Bohrende 8,60 m feste, offenbar vorbelastete graublaue Seetone (Endtiefe der Bohrung in 30 m bei 400,98 m NN, d. i. > 20 m unter dem heutigen Seespiegel. Man wird daraus wohl auf einen bereits präwürmzeitlichen Traunsee schließen können). Leider gibt es dazu keine palynologische Auswertung. Bohrungen in Winkl bei Traunkirchen haben bis 460 m hinauf reichende, fast 25 m mit Hangschutt überdeckte schluffige Seesedimente erschlossen, die stark mit Lokalschutt durchsetzt sind und auf einen vorübergehenden Eisrandsee während des vorrückenden oder zurückweichenden Gletschers hinweisen.

Nördlich des die Vichtauer Bucht im Norden begrenzenden Flyschrückens drängte der Gletscher zunächst an den durch Glazialerosion der älteren Vereisungen stark übersteilten Ostabfall des Flyschrückens Grasberg – Gmundnerberg – Pinsdorferberg heran und hat erst bei Hofstatt in 531 m einen bescheidenen Moränenansatz hinterlassen, den v. HUSEN dem „Hochstand“ zuordnet. Noch höhere Stausedimente in dem hier herabziehenden Tal führt er auf seinen „Maximalstand“ zurück (I/1977 31).

Gegen die Bucht von Altmünster hin kann ein tieferer Eisstand längs einer deutlichen Eisrandterrasse nördlich des Bahnhofes beim Hummerhof (505 m) und nördlich des Grabens angenommen werden, wo Bauaufschlüsse noch gut gekritztes, aber bereits umgelagertes Moränenmaterial zeigten und aus der die anschließende Trockentalung längs der Bahn hervorgeht. Die Zuordnung des Kalvarienberges von Altmünster zu einem der Eisstände ist kaum möglich, weil er anscheinend im Kern eine Flyschkuppe darstellt (FUGGER I/1904 334), ähnlich einer zweiten Erhebung westlich davon.

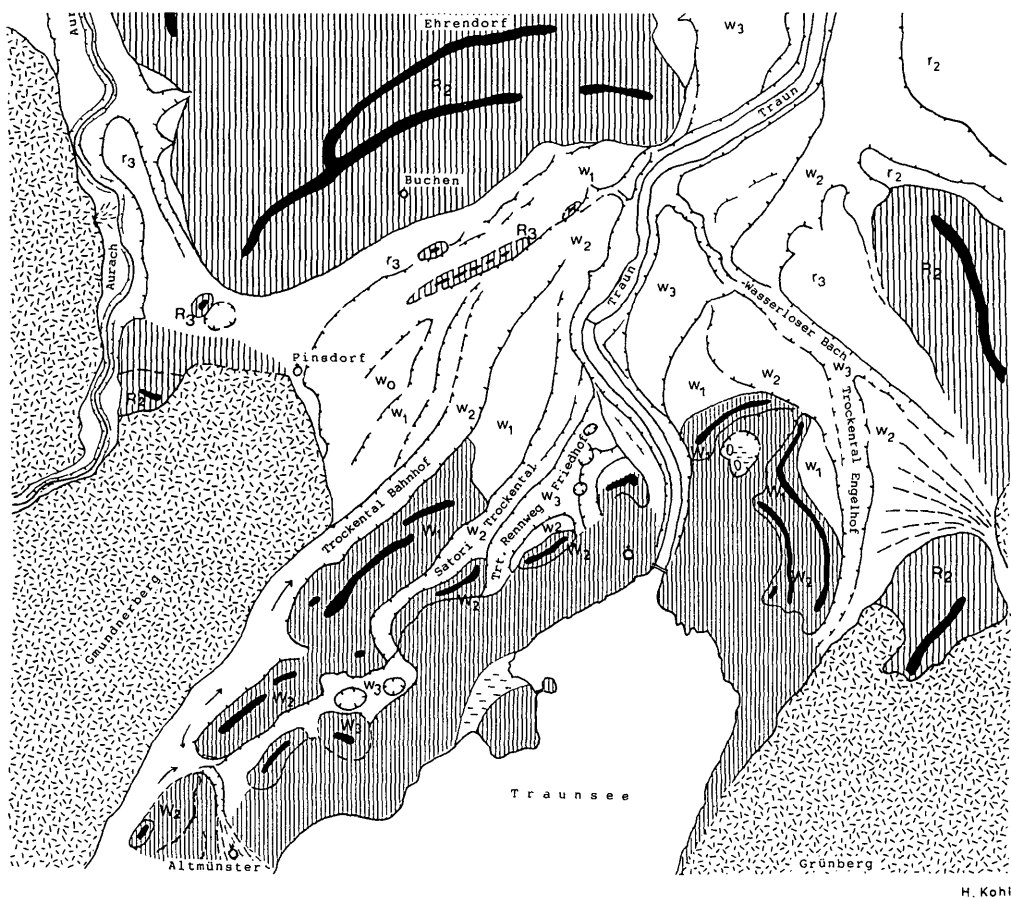
Nördlich Altmünster setzt das mehrgliedrige Endmoränensystem ein, das schon in der früheren Literatur zuletzt von G. GÖTZINGER (I/1936 39ff) in einen äußeren und einen mehrmals unterbrochenen inneren Wall gegliedert wird. Auf Grund einer südlich der Zementfabrik Hatschek unter der äußeren End-

moräne von Eck liegenden Grundmoräne hat v. HUSEN (I/1977 30ff) auf einen kurzen noch weiter reichenden Vorstoß geschlossen, den er als „Maximalstand“ bezeichnet hat. Im Moränenzug von Eck sieht er den länger anhaltenden „Hochstand“ der würmeiszeitlichen Vergletscherung. Die unterbrochenen Kuppen des inneren Standes verbindet v. HUSEN mit einem ersten „Rückzugsstand“ (Tab. 2).

Etwas detaillierter und in Einzelheiten davon abweichend wird in dem Kärtchen Abb. 33 (KOHL I/1976 264 ergänzt bis 1997) versucht, aus dem auf den ersten Blick verwirrend erscheinenden Terrassensystem der Teilfelder im Anschluß an die Endmoränen die Vorgänge am Glet-

Tab. 2: Übersicht über die Würmhoch- und -spätglazialen Gletscherstände des Traun-(see-)Gletschers

Würm-	Gletscherstände nach		in Tirol Heuberger 1968	Pollenzone nach Firbas 1949	nicht korr. ¹⁴ C-Alter v. h.
	v. HUSEN 1977 u. 1987	Hochglazial KOHL 1976 1889 Spätglazial PENCK 1909 ¹⁾ GÖTZINGER 1936 ²⁾			
Hochglazial	Maximalstand	höchstes NT-Feld (w ₀)			
	Hochstand	Äußere Moränen v. Eck, Cumberland und Tastlberg NT-Feld w ₁			um 20.000
	1. Abschmelz- phase	Innere Moränen Hochkogel, Kalvarienberg NT-Feld w ₂			
	Stand Schloß Ort	Moräne Schloß Traunsee Eissee 470 m Eissee 465–460 m			um 17.000
Spätglazial	Ischl-Stand	Bühl ¹⁾ Bühl ²⁾	Bühl		vor 16.000
	Jochwand-Stand	Gschnitz ¹⁾ Gschnitz ²⁾	Steinach		um 16.000
	Goiserer Stand	Gschnitz ¹⁾ Gschnitz ²⁾	Gschnitz	Älteste Dryas Ia	um 14.000
				Bölling Ib	
	Echern-Stand		Daun	Ältere Dryas Ic	um 12.000
				Alleröd II	
	Taubenkar-Stand		Egesen	Jüngere Dryas III	um 10.600
					10.300



H. Kohl

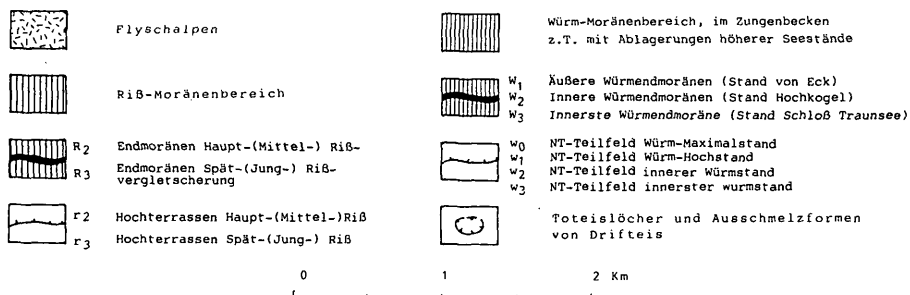


Abb. 33: Würmendoränen und Teilfelder der Niederterrassen am Nordende des Traunsees.

scherende während des Hochglazials zu rekonstruieren. Dabei zeigt sich, daß dem Hochstand im Sinne v. Husens eigentlich nur der Rücken von Eck (> 510 m) vom Gehöft Pfifferling an entspricht und daß das anschließende NT-Teilfeld von Straßmörtel (480 m) mit dieser Moräne zu verbinden ist. Zu diesem Teilfeld (w1) gehört auch das Steinbichelfeld westlich des Bahnhofes, während die deutlich höhere Terrasse mit dem Bauernkriegsdenkmal (w0, > 485 m) auf Grund eines Aufschlusses hinter den Großhandelsniederlassungen Spar u.a. an der Umfahrungsstraße Pinsdorf und den dort einzusehenden Verwitterungsverhältnissen eindeutig noch zum Würm gehört und damit wohl als Schüttung des „Maximalstandes“ anzusehen ist.

Die an die Ecker Moräne (W1) nach einem Einschnitt südlich anschließende Fortsetzung (Rücken beim Nußbaumer) kann kaum dem äußeren Wallsystem zugeordnet werden; sie ist nicht nur niedriger (495–492 m), beginnt nördlich des Kalvarienberges von Altmünster und ist deutlich nach innen versetzt, so daß eine Verbindung mit dem inneren Wallsystem (W2) wahrscheinlich ist, das sich nach Unterbrechung beim Ansatz des Satoritrockentales in dem Rücken mit dem Brahmshäusel (485 m), nach der Bresche mit der Lokalbahn im Hochkogel (497 m) und einer weiteren Unterbrechung an der Tagwerkerstraße im Kalvarienberg (486 m) fortsetzt (Abb. 35). Dabei fällt auf, daß der isolierte Hochkogel etwas nach innen versetzt ist, was wohl mit der hier anstehenden Flyschaufragung in der Danglstraße bzw. Sternstraße (Abb. 34) zusammenhängt (GBA Bl. 66 I/1996 und FLÖGL I/1969 83, dazu auch GÖTZINGER 1928, MOSER 1970). Die Trockentalrinne des Satoritales (w2) entspricht den NT-Teilfeldern aus dem inneren Wall, deren Ansatz schön am Außensaum des Hochkogels erhalten ist. Daß Schmelzwässer zu dieser Zeit auch noch über die äußerste Randrinne längs der Bahn aus der Gegend des Altmünsterer Kalvarienberges abgefließen sind, ergibt die Eintiefung dieses Tales vom Bahnhof Gmunden an in die Teilfelder des Hochstandes (w1). Das Teilfeld (w2) der Satoririnne wird an der Umfahrungsstraße Gmunden von einer weiteren deutlich tiefer liegenden Terrasse (470 m) unterschritten (w3), die etwa der Bresche längs der Lokalbahn zum Bahnhof (Friedhofterrasse) entspricht. Sie läßt bereits auf den Abfluß eines Eissee schließen (siehe später!).

Nördlich Altmünster setzt, wieder durch ein Trockental in ca. 470 m vom Moränenrücken Nußbaumer getrennt, in 480 m ein dritter Moränenwall ein (W3), der beim Schloß Traunsee (ehemalige Villa Württemberg) seewärts umbiegt und jäh abbricht.

Eine Bohrung in 470 m NN für einen Notbrunnen hat hier 1976 unter verschiedenen Quartärsedimenten erst in 104 m Tiefe den Flysch erreicht; erwähnt werden dabei Blöcke, Konglomerat und an der Basis ab 84 m Schotter mit einem erhöhten Quarzanteil (persönliche Mitteilung von Prof. Dr. F. Wieser, Linz).

Das damit verbundene Trockental (w3) unterschneidet jenes der Satorianlagen und muß daher jünger sein, so daß hier mit einem dritten Gletscherstand zu rechnen ist, dessen Eismassen zweifellos in einem Eissee kalbten.

Östlich der Traun sind die hochglazialen Gletscherstände in den sehr mar-

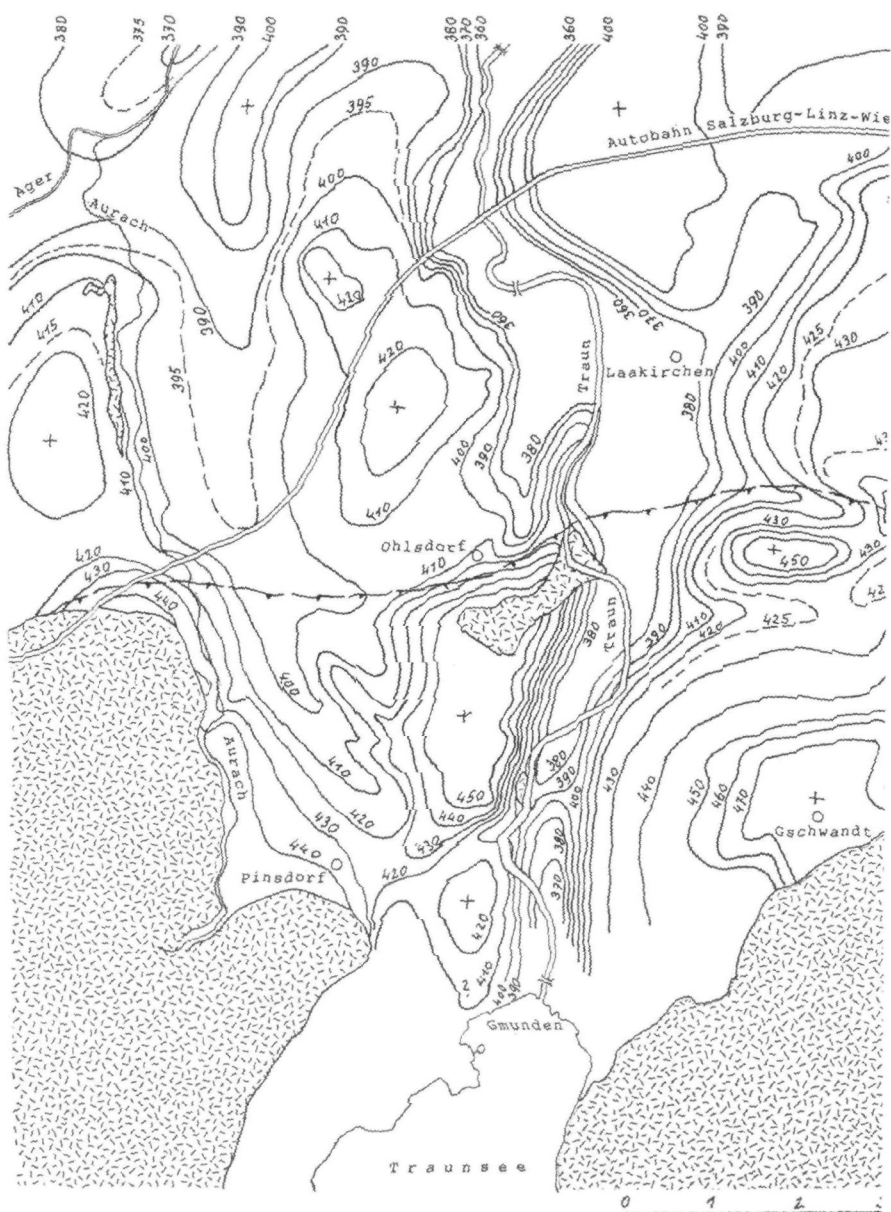


Abb. 34: Subquartäres Relief im Norden des Traunseebeckens. Nach H. FLOGL 1969 und 1983

kanten Wällen mit Schloß Cumberland, ca. 500 m, und dem Tastlberg, 515 m, W1) stark zusammengedrängt, wobei die einer Toteiswanne entsprechende Hohlform mit dem schon stark verlandeten Krottensee eine Ausstülpung nach NO aufweist, die jedenfalls die Stoßrichtung des Eises während des Hochstandes anzeigt, eine Richtung, in die auch das nördlichste Traunseebecken einlenkt. Ein innerer Stand (W2) ist nur längs des Tastlberges mehr durch Eisrandbildungen als durch Reste eines Moränenwalles angedeutet (485–490 m). Zu den davon ausgehenden NT-Teilfeldern und -stufen siehe Abb. 33 und Kap. 5.3.2.

Beim Versuch einer Rekonstruktion der Gletscheroberfläche während des Würmhochglazials geben abgesehen von den Endmoränen alpineinwärts Moränenreste, Staukörper und Erratika, seltener Erosionsformen Anhaltspunkte für die Höhenlage der seitlichen Gletscherränder ab. Dabei ist die Wölbung der Gletscheroberfläche zu bedenken, die je nach Ernährungslage auch stärkeren Schwankungen unterworfen war als die Gletscherenden. Außerdem kann nicht mit einem gleichmäßigen Gefälle gerechnet werden, weil nicht nur die Gefällsverhältnisse, sondern auch Talengen und -weitungen wie auch Eiszü- und -abflüsse sich im Gefällsverlauf der Eisoberfläche abzeichnen. D. v. HUSEN (I/1977 45 u. I/1987b) geht von einer Oberfläche im Hohen Dachstein um 2400 m aus, rechnet im Raum Mitterndorf – Aussee bis Goisern mit 1700–1600 m, im Ischler Becken mit etwa 1400 m (P. & B. I/1909 218 mit 1250 m), an der Mündung des Frauenweißenbachtals (Offenseebach) mit 900–1000 m und im Süden des Atterseebeckens mit ca. 1000 m. So ist mit einer großen Stufe mit Eiskaskaden von etwa 400–500 m vom Dachsteinplateau zum Goiserer Becken und einer weiteren nach der Verzweigung bei Bad Ischl ins Ischltal und in die Weißenbachtalung zum Attersee von 200–300 m zu rechnen. Wenn auch ein Anstieg der Schneegrenze bzw. der Gleichgewichtslinie zum Alpeninnern hin anzunehmen ist, zählen bei einer Lage in etwa 1000 m am Alpenrand (P. & B. I/1909 255, v. HUSEN I/1977 46) das Traunseebecken talaufwärts bis etwa Langwies und das gesamte Atterseebecken zum Zehrgebiet.

Ragten südlich Bad Ischl zu dieser Zeit wenige Gipfel als Nunataker aus dem Eisstromnetz heraus (Abb. 37) wie Sarstein (1976 m), Loser (1838 m), Sandling (1717 m), der Hohe Kalmberg (1833 m), das Gamsfeld (2028 m), die Gruppe Rinnkogel (1823 m), Katergebirge mit dem Heinzen (1639 m), so sind im Ischler Becken die lokalen Bergkuppen des Siriuskogel (599 m), des Kalvarienberges (606 m), des Jainzen (835 m) und auch die Ausläufer der südlichen und südöstlichen Beckenumrahmung als stark eisüberformte Rundhöcker zurückgeblieben.

Ab Bad Ischl speisten nur noch die höheren Gebirgsgruppen mit Eigenvergletscherung Eis in den Hauptgletscher des Trauntales ein. Der größte Eiszuluß kam über das Offensee – Frauenweißenbachtal vom Nordabfall des

westlichen Toten Gebirges. Er setzte sich aus den Eismassen vom Gschirreck, aus dem Einzugsgebiet des Offensees und des weiter nach Süden ausgreifenden Grimbachtales zusammen.

Weitere Eiszuflüsse kamen noch aus der Plateauvergletscherung des Hölleengebirges (WICHE I/1949a, DOLLINGER I/1986, v. HUSEN I/1977), deren südliche sich vorwiegend im Höllbachtal sammelten und über den Weißenbach-Gletscherzweig zum Atterseebecken gelangten, während die nördlichen zum oberen Aurach- und zum Langbathtal abflossen. Abflüsse nach Osten oberhalb Lahnstein und über die Haselwaldgasse unmittelbar zum Trauntal, wie sie WICHE (Seite 128) und GÖTZINGER (I/1936 88, 89) annehmen, werden von v. HUSEN nicht bestätigt. Ein Gletscher aus dem Bereich des Hochleckenkogels erfüllte das Becken bei der Taferlklausen, hinterließ eine Moräne auf der Wasserscheide beim Krahbergtaferl (829 m) und zwängte sich durch die Aurachklamm zur Weitung bei der Großalm, wo das würmzeitliche Gletscherende durch Moränenwälle gekennzeichnet ist. Die östlich anschließenden Gletscherabflüsse aus dem Hölleengebirge sammelten sich im Langbathtal. Während dort PENCK (P. & B. I/1909 236), GÖTZINGER (I/1941 17ff) und K. WICHE (I/1949b 129) auch im Hochglazial keine Eisverbindung mit dem Traunseegletscher angenommen hatten, treten v. HUSEN und auf Grund von Schneegrenzberechnungen auch F. DOLLINGER (I/1986) für eine solche ein.

Der nördlichste über den Gschliefgraben noch mit dem Traungletscher verbundene Lokalgletscher kam aus der Farngrube am Nordabfall des Traunsteins (PREY I/1956 215f). Der östlich benachbarte kleine Gletscher aus dem Becken des Laudachsees mit Abfluß zum Laudachtal hatte keine Verbindung mit dem Traungletscher.

Toteisformen und andere Eisausschmelzformen wie die Krottenseewanne (Abb. 13), die Hohlformen nordwestlich des Kalvarienberges und nordöstlich des Schlosses Traunsee (Württemberg) lassen darauf schließen, daß zwischen den äußeren und inneren Moränen, aber auch noch zum dritten Stand von Schloß Traunsee keine längeren Zeiträume mit größeren Eisabschmelzbeträgen anzunehmen sind.

Mit dem anschließenden raschen Abschmelzprozeß als Folge einer entsprechenden Erwärmung setzt das Spätglazial ein, das ab etwa 17 000 v. h. anzunehmen ist (v. HUSEN I/1987a 32). Erste Ansätze dazu können bereits in der Entstehung des Eissees im Zusammenhang mit der letzten nachweisbaren Oszillation des Gletschers beim Schloß Traunsee gesehen werden (KOHL I/1976). Dieser hat seine Spuren in Terrassen um 470 m nördlich und südlich dieser Moräne hinterlassen, auch östlich der Traun beim Krottensee, ferner oberhalb Traundorf und beim Einsetzen des Trockentaales von Englhof. Auch See-Feinsedimente sind unterhalb dieses Niveaus gelegentlich in Traundorf aufgeschlossen worden. Das Niveau des Eissees muß dann rasch weiter abgesunken sein, wie seine Abflüsse im Norden längs der Lokalbahn

und weiter zum Friedhof (Friedhofterrasse) in 460 m mit einer größeren heute verschütteten Abschmelzform, dann dem heutigen Trauntal näherrückend, längs der Tagwerkerstraße in 455 m, hier mit einer Hohlform, die eindeutig einem ausgeschmolzenen Eisberg zugeschrieben werden kann (Abb. 35). Diese Rinne unterschneidet die Friedhofterrasse und führt gleich nördlich des Kalvarienberges zum Trauntal. Schließlich bleibt ab etwa 450 m nur noch das heutige Trauntal als einziger Abfluß eines noch spätglazialen Sees, dessen Spiegel wohl noch im Spätglazial in Etappen annähernd bis zum heutigen Niveau abgesenkt wurde (KOHLE I/1976).

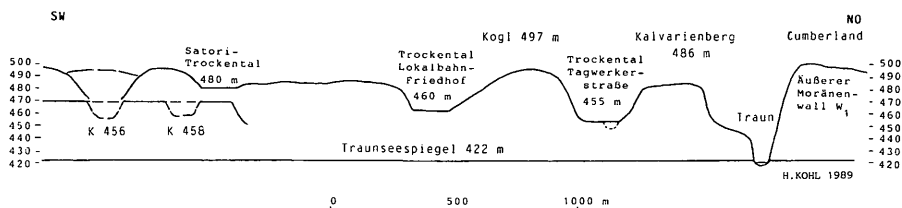


Abb. 35: Längsschnitt innerer Moränenwall W2 zwischen Altmünster und Gmunden mit später trocken gefallenen Abflußtälern aus Eisseen des abschmelzenden Gletschers beiderseits des Kogelberges. Im Abflußtal Tagwerkerstraße Ausschmelzformen von Eisbergen.

Südlich Ebenzweier wurde der N-S streichende Höhenzug von Eben und die flache schildförmige Schwelle beim Hollereck von GÖTZINGER (I/1941 13) als Jungmoränenwall angesprochen. Der Verfasser hat sich ursprünglich dieser Meinung angeschlossen (I/1976 268f), weil Ausschmelzungsformen von Drifteis in den Breschen des inneren Moränengürtels von Gmunden noch auf einen Eissee in > 460–455 m mit einem kalbenden Gletscher schließen lassen. Die von Norden (K 480) nach Süden (465 m) abfallende und breite Form sowie der Schild von Hollereck sprechen aber eher für eine Überformung, wie sie v. HUSEN (I/1977 47) annimmt, möglicherweise einer älteren Moräne. Für die spätglaziale Entwicklung ist jedoch die westlich dieses Rückens liegende langgestreckte, versumpfte Wanne von Interesse. Sie ist vermutlich aus einer Toteisform am ehemaligen Eisrand hervorgegangen und nach Abschmelzen des Eises mit einem See erfüllt gewesen, dessen Abfluß ursprünglich über die Schwelle K 466 m nach Norden hin erfolgte und nördlich der Kuppe 480 m mit Verebnungen in etwa 465 m und schließlich 455–450 m in Verbindung steht, die dann unvermittelt zum Traunsee hin abbrechen. Die Mündung dürfte hier vermutlich in den erwähnten Eissee erfolgt sein, dessen Ausdehnung nach Süden noch unbekannt ist. Das weitere Absinken des Seespiegels im Traunseebecken unter 465 m muß bereits zur Umkehr der Entwässerung dieses kleinen Randsees nach Süden und zur Anlage des Grabenbachl-Durchbruchs durch den Rücken von Eben geführt

haben. Hier und längs der Seeseite des Rückens ist eine deutliche Kerbe in 450 m zu verfolgen, ein Niveau, von dem bis zum heutigen Seespiegel in 422 m schon lange höhere Traunseestände angenommen wurden (GÖTZINGER I/1936, WICHE I/1948b).

Weitere Anhaltspunkte für das spätglaziale Geschehen bietet die Bucht von Vichtau, wo unterhalb des inneren Moränengürtels und östlich des oben beschriebenen Aufschlusses mit Grundmoränendecke in ± 500 m Stausedimente des Mühlbaches vorliegen und ein heute nicht mehr bestehender Aufschluß südöstlich des Lehenbauer eine nach Osten bzw. NO einfallende, undeutliche, z. T. gestörte Deltaschichtung eines relativ groben, schlecht gerundeten Schotters in stark sandiger Matrix zeigte, der noch undeutlich gekritzte Stücke enthielt. Diese Eigenschaften sprechen für Eisrandbildungen an einem vielleicht W-3 entsprechenden Eisstand, an dem die in vorübergehend gestauten Wasseransammlungen geschütteten Sedimente immer wieder vom Eis gestört wurden. Eine ähnliche Beobachtung konnte in tieferer Lage im unteren Rindbachtal gemacht werden (KOHL 1976a 278 und Abb. 11), wo noch ein spätglazialer Traungletscher bis etwa 1 km in das untere Rindbachtal eingedrungen war.

In der Vichtauer Bucht breitet sich unterhalb dieser Eisrandlage von etwa ± 500 m eine seewärts abfallende „schiefe Ebene“ (KOHL I/1976 274f) aus, die auf einen von Pichl-(Bichl-)bach, Moosbach und Mühlbach gemeinsam geschütteten flachen Schwemmkegel zurückzuführen ist, der gegen sein Ostende in völlig ungestörte klassische Deltaschüttungen übergeht (Abb. 36). Daraus kann auf einen Seespiegel in 453 bis 450 m, d. i. 30 bzw. 28 m höher als der heutige Seespiegel des Traunsees, geschlossen werden. Da dieses Niveau auch weiter nördlich bis zum Seeausfluß in Gmunden immer wieder anzutreffen ist und auch am unteren Rindbach sowie am Delta des Frauenweißenbaches als Grenzlage zwischen Foreset- und Topset-Schüttung einzusehen war, darf wohl ab diesem Niveau mit einem einheitlichen Traunsee gerechnet werden, wobei vorübergehend noch ein bereits vom Untergrund abgehobener schwimmender Eiskörper im See vorhanden gewesen sein mag. Dem Delta des Mühlbaches ist ein zweites Niveau einer Deltaschüttung in 445–440 m (+ 23–18 m) mit dem Bahnhof Traunkirchen vorgelagert, in das ein großer Aufschluß mit der oben erwähnten Bohrung östlich des Landeskrankenhauses Buchberg einen guten Einblick gewährt hat (Abb. 36). Unterhalb einer Stufe von etwa 8 m folgt dann das auf das heutige Seeniveau ausgerichtete Delta des Mühlbaches. D. v. HUSEN (I/1977 48) denkt hier an Einschüttungen in Eisrandseen.

Ähnlich ist auch am Frauenweißenbachdelta eine entsprechende Stufung ausgebildet, die auf ein ruckartiges Absinken des Seespiegels von 450 m abwärts schließen läßt (GÖTZINGER I/1936 88 und WICHE I/1949b 135f). Ein heute verschüttetes Toteisloch (WICHE I/1949b 130) südlich des ehemaligen



Abb. 36: Die Deltaschüttung Buchberg-Mühldorf am Vichtauer Eislobus läßt auf einen spätglazialen Traunseespiegel in 453–450 m schließen, d. i. 30 bzw. 28 m über dem heutigen.

Foto: H. Kohl

Mariengasthofes bei Roith in diesem Niveau spricht ebenfalls für das weitere rasche Abschmelzen des Gletschers. An diese gestufte Deltaschüttung schließt die etwa 4,5 km lange Ebene von Ebensee an, die sich bereits als postglaziale Schüttung in einen einst wesentlich größeren Traunsee erweist.

Eine Bohrung 1,5 km oberhalb des heutigen Traundeltas (BAUMGARTNER in GBA I/1983 49 Abb. 4) endet in 184,5 m in Grundmoräne. Darüber folgen feine Seesedimente und in etwa 160 m Tiefe ein Horizont mit organischen Resten, aus dem Holz ein ^{14}C -Alter von $11\,760 \pm 300$ v.h. ergeben hat. Die mächtigen hangenden Deltaschichten werden oben von 2,5 m horizontal gelagerten Topset-Schichten abgeschlossen. Das Datum fällt in die letzte spätglaziale Wärmeschwankung, das Alleröd, auf die dann nach einem kurzen Kälterückfall die nacheiszeitliche Deltaschüttung einsetzt.

Oberhalb der Frauenweißenbachmündung treten spätglaziale Schotterterrassen in verschiedenen Höhen zwischen größeren Schwemmkegeln und kleinen eisüberformten Aufragungen des Felsuntergrundes auf. Die z. T. deltaartigen Schüttungen in der Weitung Mitterweißenbach – Kößlbach, die G. GÖTZINGER (I/1936 87) mit einem großen See im Trauntal zu erklären suchte, führt v. HUSEN (I/1977 49f) auf lokale Einschüttungen in die beim Abschmelzprozeß zwischen Toteisresten vorübergehend entstandenen kleinen Stauseen zurück.

Eine größere Vielfalt spätglazialer Ablagerungen findet sich im Beckenraum von Bad Ischl und dem breiten Ischltal. Die kleinräumige im geologischen Bau begründete landschaftliche Vielfalt dieses Beckenraumes mit Gesteinen verschiedenster Eigenschaften ist durch die wiederholte glaziale Überformung und die lückenhaft erhaltenen sehr unterschiedlichen und verschieden mächtigen Quartärsedimente zuletzt des Spätglazials besonders geprägt worden. Den höheren Kuppen aus Karbonatgesteinen stehen die wesentlich niedrigeren und teilweise von Quartärsedimenten überlagerten Höhen und Schwellen kreidezeitlicher Gesteine gegenüber (Neokommargel und Gosauablagerungen), wie die vom Katereck über Ahorn zum Kalvarienberg ziehende Schwelle aus Gosauschichten oder die Höhe mit Sterzens Abendsitz und die im Kern ebenfalls aus diesen Mergeln bestehenden Kuppen des Wolfshügels und mit der evangelischen Kirche beim Bahnhof.

Hat schon A. PENCK in diesem Raum einen ersten spätglazialen Gletscherstand (Bühl) angenommen (P. & B. I/1909 364f), so konnte v. HUSEN (I/1977 53f – vgl. Tab. 2) diesen als „Ischlstand“ näher definieren und zeitlich mit A. PENCKS „Bühl“-Stadium gleichsetzen. Mit Hilfe von Seitenmoränen, Kamesterrassen und Erratikafunden konnte er im westlichen Ischltal nördlich des Nussensees einen in zwei Lappen östlich Radau am Radau-Wirlingbach und bei Voglhub an der Ischl endenden Gletscherstand feststellen (Abb. 37b).

Das von Ahorn westlich Bad Ischl über Lindau ins westliche Ischltal ziehende, weithin von z. T. drumlinisierter Grundmoräne mit weiten versumpften Wannen geprägte Plateau zeigt am Steilrand zur Ischl mächtige Schotter in Trauntalfazies zwischen einer basalen hochglazialen und einer hangenden spätglazialen Grundmoräne, die randlich von kamesartigen Schüttungen bedeckt ist. Auch deltaartige Schüttungen stehen mit diesem Ischlstand in Verbindung, wie auch Schotter nördlich des Kalvarienberges auf diese Abschmelzphase und einer Entwässerung bereits zum Trauntal hinweisen, die zuerst über das Jainzental zum Trauntal bei Roith erfolgt sein dürfte. Im Tal des Ziemnitzbaches sind von Kote 570 abwärts mindestens vier Stufen mit bis > 4 m mächtigen Feinsedimenten aufgeschlossen, die auf ein entsprechendes Absinken des den Bach zurückstauenden Gletscherrandes schließen lassen (KOHL unveröffentlicht).

Beim weiteren Abschmelzen zum Trauntal hin ist dann an der Stufe in Bad Ischl die wannenartige Ausbuchtung an der Lindauerstraße, wohl eine Eiskontaktform, frei geworden, wobei ein Eisrand in etwa 510 m anzunehmen ist, dem die Fläche an der Ahornerstraße entspricht.

Im Trauntal sind Endmoränen des Ischlstandes nicht erhalten. Aus einer Randschüttung bei Perneck schließt v. HUSEN (I/1977 54) bei Bad Ischl auf eine damalige Eisoberfläche in 620–640 m. Auf Abb. 27 (I/1977) hat er die Eisausdehnung des knapp vor 16 000 v. h. eingestuftes Ischlstandes (I/1987a 32) dargestellt. Ein Eiszusammenhang mit dem Ausseer und Mitterndorfer Becken

ist nur mehr durch das Koppental erwiesen, nicht mehr über den Pötschen, unsicher ist er auch über das Rettenbachtal nach Bad Ischl. Dagegen hat der Gosaugletscher den Traungletscher noch im Hallstätter Seebecken erreicht.

Die Talgestaltung östlich und südlich Bad Ischl hängt mit den weiteren Abschmelzprozessen zusammen, wobei Schwemmkegelschüttungen mit Deltastrukturen aus dem Rettenbachtal und des Sulzbaches wahrscheinlich durch lokale Eisrandseen entstanden sind (v. HUSEN I/1977, GÖTZINGER I/1936 91). Die Schwemmkegelschüttungen weisen eine terrassenartige Zerschneidung in 2 bis 4 Stufen auf.

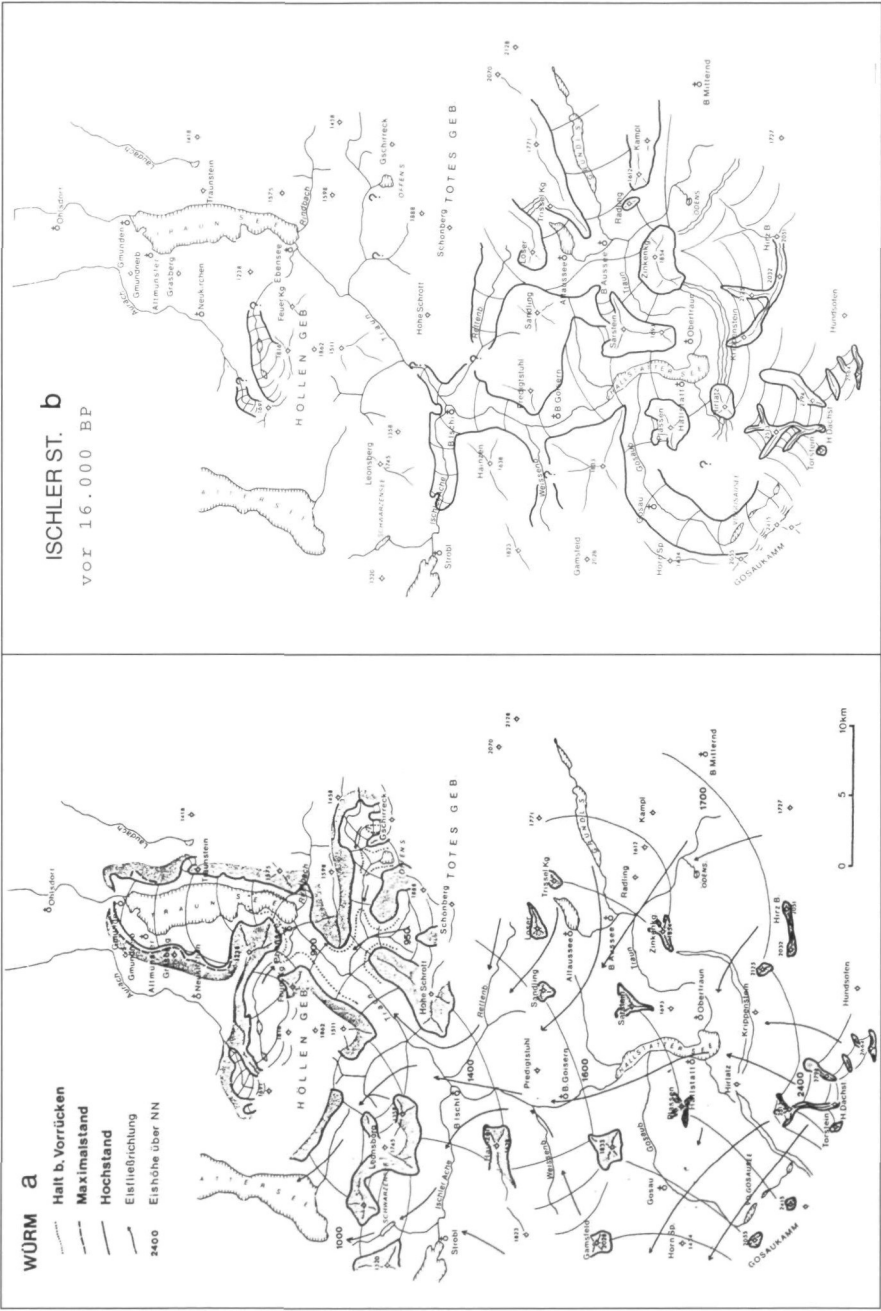
Bohrungen der Salinenverwaltung haben südlich des Siriuskogels bei 40 m Tiefe Seesedimente erschlossen (SCHADLER I/1959 48). Ein See muß aber auch westlich des Siriuskogels im Bereich Kaltenbach bestanden haben, wo anlässlich des Baues des Erholungsheimes der OÖGK 1983 Bohrungen in > 35 m Tiefe noch Seesedimente geortet haben und in einem Fall unter 30,90 m im Liegenden dieser Seeablagerungen auf dichte Grundmoräne gestoßen sind. Oben sind sie von nur 4,20–7,10 m wohl postglazialen Kies- und Torflagen überdeckt (Kuty & Schober, Linz).

Südlich der Felsenge von Lauffen können in der kleinen Weitung von Anzenau unterhalb der Mündung des Goiserer Weißenbaches drei Terrassenstufen unterschieden werden, die ihrem Aufbau nach mit einem Abschluß von sehr groben Schottern kaum als Erosionsformen erklärt werden können; sie dürften mit den Gletscherständen im Goiserer Becken und der damit verbundenen vermehrten Schotterzufuhr während der Kälterückfälle zu tun haben.

Oberhalb der durch Jochwand und Ewige Wand gebildeten Enge folgt die bis Steeg am Hallstätter See reichende beckenförmige Weitung von Goisern. Hatte schon A. PENCK (P. & B. I/1909 367) die spätglaziale Gletscherstände anzeigenden Moränen seinem „Gschnitz“-Stadium zugeordnet, was auch GÖTZINGER (I/1936 92f) vertreten hat, so konnte v. HUSEN diese in mehreren Staffeln auftretenden Moränenwälle palynologisch (DRAXLER in v. HUSEN I/1977 und I/1987a 37ff) und mit ¹⁴C-Daten untermauert (I/1977 58ff u. 69ff) in zwei getrennte Stände gliedern, einen älteren „Jochwand“- und einen jüngeren „Goiserer“-Stand. Vergleiche dazu die Diagramme in Teil III und Abb. 37 c und d.

Dem Jochwandstand rechnet er die Moränenwälle unmittelbar unterhalb der Jochwand zu, die im Süden in eine Eisrandterrasse übergehen und denen östlich der Traun die Wälle von Posern und von Primesberg entsprechen und sich gegen Lasern in einer Staukante fortsetzen. Südöstlich St. Agatha ist der Eisrand in 726–727 m durch die Feinsedimente eines kleinen Stausees gekennzeichnet, die als Bergkreide abgebaut wurden (KIESLINGER I/1970). Sande und Schotter im Liegenden der Moränen, z. B. in der Grube Wildpfad unter der Jochwand oder in der Bohrung Posern (v. HUSEN I/1977 59) lassen auf eine zumindest kurze Vorstoßphase schließen.

Die Vergletscherung des inneren Salzkammergutes während des um 16.000 v. h. eingestuft Jochwandstandes, der dem Steinach-Stadium nach H. HEU-



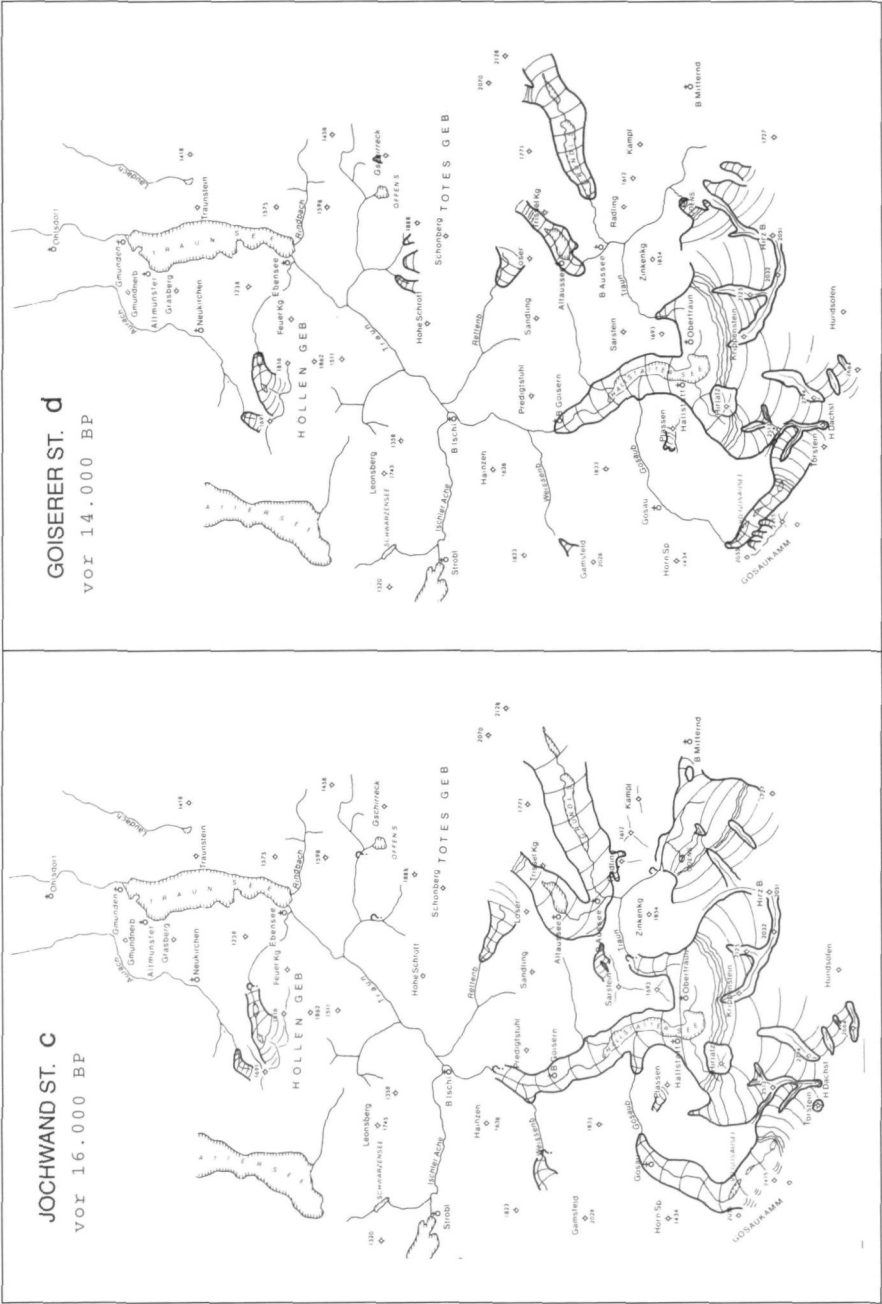


Abb. 37: Würmhocheiszeitliche Vergletscherung des Trauneinzugsgebietes (a) und die spätglazialen Stände des Traunseegletschers: b: Ischler Stand, c: Jochwand Stand, d: Goiserer Stand. v. HUSEN 1977

BERGER & F. MAYR (I/1968) entsprechen dürfte, hat v. HUSEN auf Abb. 33 (I/1977) dargestellt. Danach erfüllt zwar der Gosaugletscher damals noch das Becken von Gosau, erreicht aber nicht mehr den Traungletscher im Hallstätter Seebecken. Auch die Gletscherabflüsse vom Toten Gebirge hängen nicht mehr mit jenen vom Dachstein zusammen. Heute meist gestörte Moränenreste um die Leisling-Alm in über 800 m nördlich des Pötschenpasses dürften zum Ischlstand gehören (v. HUSEN I/1977 55).

Im Gosaubecken weist v. HUSEN (S. 60f) auch auf spätglazial verfrachtete, vom Gebirgsbau und den Gesteinen her begünstigte Bergsturmassen und die teilweise gestaffelte, ebenfalls spätglaziale Hangbewegung von der Hornspitze herab hin.

Der „Goiserer“-Stand ist deutlicher als die beiden vorhergehenden mit einem Gletschervorstoß verbunden, was die bis nördlich Bad Goisern reichenden mit Vorstoßschottern verknüpften Moränenwälle auf der Westseite des Beckens beweisen, die durch eine Umfließungsrinne von den älteren Jochwand-Moränen getrennt sind (v. HUSEN I/1977 Abb. 38). Palynologische Untersuchungen (siehe Teil III: DRAXLER in v. HUSEN I/1977 und 1983) und ^{14}C -Datierungen ermöglichten eine Einstufung um 14 000 v. h. (Tab. 2). Die Vorstoßschotter setzen sich anschließend an das Gletscherende als Terrasse traunabwärts fort. Geringfügige Gletscherschwankungen haben zu einer Staffelung dieser Wälle bis zum letzten etwas nach innen versetzten, gut entwickelten Wall von Ramsau geführt. Der Gletscherstand ist auch auf der rechten Talseite durch Moränenreste angedeutet. Weitere Abschmelzformen und Ansätze zu Moränen sind auch noch bei Untersee am Nord-Ende des Hallstätter Sees zu finden.

Am Ostrand des Beckens von Goisern konnte v. HUSEN (I/1977 72) bei Herndl ebenfalls spätglaziale Hangzergleitungen feststellen.

Die dem Vorderen Gosausee vorgelagerten Endmoränen mit anschließender Sanderschüttung entspricht dem Goiserer Stand (S. 73). Kleine Lokalglatscher aus dem Gosaukamm erreichten den Hauptglatscher nicht mehr. Im Bereich der Gosau-Lacke weist eine weite Tomalandschaft auf einen spätglazialen Bergsturz hin (S. 74).

In der dem Goiserer Stand folgenden Bölling-Wärmeschwankung (siehe Teil III) verschwand das Eis aus allen Talböden und blieb nur noch auf das zentrale Dachsteinplateau sowie auf Reste in den höchsten Teilen des Toten Gebirges beschränkt. In der nur mehr relativ unbedeutenden Kälteschwankung der Älteren Dryaszeit stießen vom Dachsteinplateau nochmals Gletscher über den Steilabfall herab vor. Zwei bescheidene Zungen Richtung Obertraun und eine ins Echerntal hinterließen Endmoränen bei der Talstation der Krippensteinseilbahn und im Echerntal beim Simonydenkmal. Sie sind von v. HUSEN (I/1977 79) als „Echernstand“ bezeichnet worden und können mit dem bekannten Daunstadium der Älteren Dryas um 12 000 v.h.

gleichgesetzt werden. Z. T. handelt es sich dabei um regenerierte Gletscher, d.h. daß sie am Steilrand durch Eislawinen auch noch unterhalb der Schneegrenze verstärkt wurden (Tab. 2 und Abb. 38).

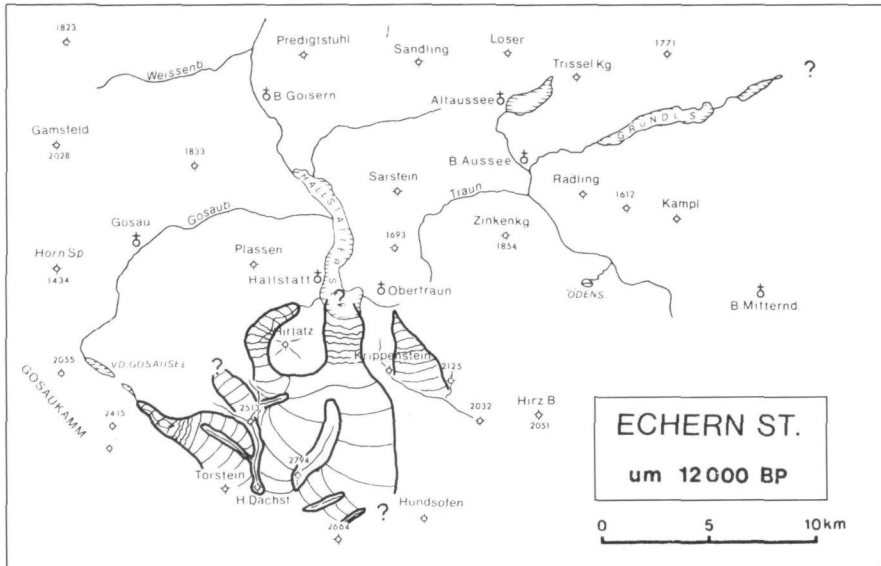


Abb. 38: Echern Stand. v. HUSEN 1977

Zwischen Gosau Lacke und Hinterem Gosausee dürften Moränen einen entsprechenden Stand des Gosaugletschers kennzeichnen. Aus der Abb. 39 (v. HUSEN I/1977 81) geht auch hervor, daß westlich des Krippensteins aus der Gjaidalm heraus mit einem bis in den Hallstätter See reichenden Gletscher zu rechnen ist.

Die sich in der folgenden Allerödschwankung (11 500–10 500 v. h.) fortsetzende Erwärmung schränkte die Dachsteinvergletscherung weiter ein, so daß die folgende kurze Abkühlung der jüngeren Dryaszeit nur mehr geringe Spuren einer abermaligen Eiszunahme, vor allem am Hallstätter- und Gosaugletscher hinterlassen hat, die wenigstens z. T. dem herkömmlichen Egesenstadium KINZLS (1929) entsprechen können, ehe dann endgültig die postglaziale Entwicklung einsetzte, deren Moränen sich schon an der wesentlich bescheideneren Vegetation deutlich unterscheiden. D. v. HUSEN (I/1977 82f) spricht nach den Moränen des Hallstättergletschers im Taubenkar von einem „Taubenkar-Stand“, der nach der Alleröd-Wärmeschwankung anzunehmen ist (siehe Tab. 2). Auf Abb. 43 (S. 85) sind auch noch weitere kleine Gletscher dieses Standes verzeichnet u.a. auch ein entsprechender Gosaugletscher.