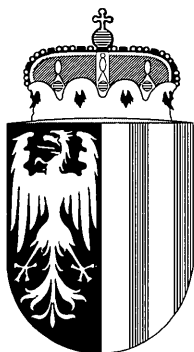


JAHRBUCH
DES
OÖ. MUSEALVEREINES
GESELLSCHAFT
FÜR
LANDESKUNDE

143. Band

1. Abhandlungen



Linz 1998

Inhaltsverzeichnis

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



Abb. 13: Toteisloch Krottensee bei Gmunden unmittelbar unterhalb der Würm-Endmoräne mit Schloß Cumberland. Foto: H. Kohl

Im Vorfeld zurückschmelzender Gletscher bleiben nicht nur Grund- und Ablationsmoränen zurück mit gelegentlich großen erratischen Blöcken und auch von Schmelzwässern umgelagertes Material; typisch für diesen Bereich sind auch von Schutt überlagerte Toteismassen, die getrennt vom geschlossenen Gletscher erst später voll ausschmelzen und dann wannen- bis kesselartige Löcher hinterlassen, sog. Sölle oder Toteislöcher (Abb. 13), wobei auch mit Ausschmelzformen von driftenden Eisbergen eines in einem Eissee kalbenden Gletschers zu rechnen ist. Für beide Formen bietet die Umgebung von Gmunden gute Beispiele (Kohl I/1989b). Auch am Salzachgletscher weist Weinberger (I/1955 26) am Innensaum der Jungendmoräne bei Ibm auf Toteiskessel hin; ebenso deutet er die Wannen des Heratinger-, Ibm- und Leithensees in diesem Sinne. Auf bayerischer Seite werden sie von E. Ebers um den Waginger See erwähnt (Del Negro I/1966 142).

Bei den großen Vorlandgletschern der letzten Eiszeit, wie im Zungenbecken des Salzachgletschers, können nahe dem Gletscherende auch subglazäre Schmelzwasserablagerungen vorkommen, die als Oser oder auch Esker bezeichnet werden, und oft kilometerlange kammartige Schotterstränge bilden, wie das Os im Ibmer Moos. Im Ischltal und im Mitterndorfer Becken deutet auch van Hussen einzelne längliche Schüttungen mit Schrägschichtung als Oser (I/1977 101).

War bisher von der mehr oder weniger unmittelbar vom Gletscher ausgehenden Landschaftsgestaltung die Rede, so soll noch kurz auch auf die mittelbaren Auswirkungen eingegangen werden, die als Folge der Schmelzwässer anzusehen sind. Glaziale Schmelzwässer folgen zwar den Gesetzmäßigkeiten der fluviatilen Erosion und Akkumulation, werden aber insbesondere in den Hochglazialzeiten von den extremen Klimaverhältnissen und somit nicht unwesentlich vom Verhalten der Gletscher gesteuert. Es geht also um die **glazifluvialen Bildungen**. Extremen Hochwasserverhältnissen mit gewaltigen Schottertransporten in der jeweils kurzen Sommersaison stehen die abflußlosen Wintermonate ohne jeden Schottertransport gegenüber. Solche Schüttungen beginnen besonders bei abschmelzenden Gletschern im Sommer weit im Gebirgsinnern. Hier sollen Gestaltungsvorgänge und Formen unterhalb des Gletscherendes erfaßt werden, wo sich alle vom Gletscher ausgehenden Schmelzwässer vereinen, wobei ein Übergangskegel die Verbindung zwischen den Endmoränen und den übrigen Schüttungen herstellt. Mächtigkeit und Gefälle dieser Schottermassen nehmen zum Vorfluter hin stärker ab als bei den gegenwärtigen Flüssen. Auch die Korngrößen sind im Durchschnitt gröber, wobei eine Zunahme gegen die Oberfläche und auch zu den Endmoränen hin festzustellen ist. In Moränennähe kann je nach Gefällsverhältnissen grobes Blockwerk noch weit verschleppt werden. Mächtigkeiten von 40–50 m in Moränennähe sind keine Seltenheit; sie nehmen bis zum Vorfluter Donau auf 10 m und noch weniger ab. Es handelt sich dabei um breitflächige Aufschüttungen von verzweigten Flüssen, sog. braided rivers, die bereits mit dem ersten Zurückweichen der Gletscherenden von den Endmoränen an flußabwärts zerschnitten werden, bis sich bei interglazialen Klimaverhältnissen das Gefälle auf den gesamten nun gletscherfreien Talabschnitt eingestellt hat.

Da im Alpenvorland infolge einer fortschreitenden tektonisch bedingten Landhebung die Schüttungen der jeweils nachfolgenden Eiszeiten nicht mehr die vorhergehende Aufschüttungsoberfläche erreicht hatten, sind die für diese Täler so typischen Terrassen entstanden (Abb. 14). Überall dort, wo infolge eines flachen Reliefs alle Unebenheiten überschüttet wurden, sind wie in der Traun-Enns- und in der Enns-Ybbs-Platte aus den älteren Eiszeiten (Günz und Mindel) ausgedehnte Schotterdecken zurückgeblieben, die A. PENCK und E. BRÜCKER (I/1909) als Ältere (ÄDS) und Jüngere (JDS) Deckenschotter bezeichnet haben. Diese sind dann im Laufe der fortschreitenden Landhebung zu den heutigen Schotterplatten geworden. In sie haben die Flüsse (Traun, Enns, Ybbs) der jüngeren Eiszeiten (Riß und Würm), bereits den heutigen Tälern folgend, die Schotter der Hoch-(HT) und Niederterrassen (NT) eingelagert. Nur in dem ins Tertiärhügelland eingesenkten Inntal bilden schon die ÄDS bei Mauerkirchen eine 16 km breite bis zum Schäringer Trichter am Kristallindurchbruch auf 8,5 km abnehmende Talfüllung.



Abb. 14: Terrassenlandschaft des unteren Ennstales zwischen Hiesendorf und Kronstorf. Blick nach Süden. In der rechten oberen Bildecke die HT mit Steilrand, weiter flusswärts der Abfall der NT zur Austufe der Enns. Luftbild H. Wöhrl

Wo die Endmoränen verschiedener Eiszeiten nahe beisammen liegen, kann auch eine Terrassenkreuzung auftreten, bei der zunächst jüngere Sedimente über den älteren liegen (besonders ausgeprägt im öö. Kremstal), aber schon nach geringer Entfernung erfolgt dann der Übergang in das übliche Terrassenschema, bei dem die ältesten Sedimente die höchste und die jüngsten die unterste Terrasse bilden.

Ein wesentliches Ergebnis der unterschiedlichen Vergletscherung im Traungebiet und im Bereich des Steyr- und Ennstales sind die sehr verschieden gestalteten Täler. Das Traungebiet (Salzkammergut), das auch noch in der Würmeiszeit bis zum Alpenrand vergletschert war, weist weitaus die ausgeprägteste glaziale Überformung auf. Neben der konkaven Zurundung der

Täler, den Seen in den übertieften Wannen, hinterließ das den geologischen Strukturen angepaßte Eisstromnetz ein gut durchgängiges Talsystem, das über Talwasserscheiden und niedrige Sättel verbunden ist. Im Steyrtal, wo diese jüngste glaziale Überformung fehlt und in das ältere Trogtal eine mächtige von der postglazialen Steyr schluchtartig zerschnittene NT-Schüttung eingelagert ist, haben wir gewissermaßen ein Cañontal im Trogtal erhalten. Ganz anders wieder wechseln im Ennstal, das z. T. quer, z. T. längs der hier viel kleinräumigeren geologischen Strukturen verläuft und schon von Großraming abwärts nur noch von den ältesten Vergletscherungen erreicht worden war, ständig enge Felsdurchbrüche mit kleinen Weitungen ab. Hier sind selbst jüngste Terrassenreste nur unzusammenhängend erhalten, wobei es gelegentlich auch zu epigenetischen Durchbrüchen kommt.

Wenn in den Donauebenen die fluviatilen Gestaltungskräfte des Stromes in Verbindung mit den periglazialen Erscheinungen stärker zur Geltung kommen, so werden diese zumindest vorübergehend auch hier in den Kaltzeiten noch von den glazigenen Schmelzwässern und deren Schüttungen überwältigt.

So sind auch noch weite Teile des Alpenvorlandes fluvioglazial und somit abhängig vom Verhalten der Gletscher gestaltet oder zumindest stark beeinflusst worden.

4 DER BEREICH DER EISZEITLICHEN SALZACH-VORLANDGLETSCHER

4.1 Die eiszeitlichen Salzach-Vorlandgletscher

(Abb. 15, 16, 17)

Die Salzachgletscher waren die östlichsten der auch noch in der Würmeiszeit relativ weit ins Vorland vordringenden Gletscher; auf österreichischem Boden waren sie auch die größten (Abb. 3, Teil I). Sie hatten in Oberösterreich vor allem in den älteren Eiszeiten noch einen Großteil des oberen Innviertels bedeckt und das Mattig-, das untere Salzach- und das Inntal mit ihren Schmelzwässern gestaltet. Wegen ihrer Bedeutung, vor allem im Vergleich zu den östlich folgenden Gletschern sollen sie hier im Bereich ihres auf die Länder Bayern, Salzburg und Oberösterreich entfallenden Vorlandteile über die Grenzen hinweg als Gesamterscheinung betrachtet werden.

Zum besseren Verständnis sei auch kurz auf das relativ große Einzugsgebiet hingewiesen. Es umfaßt das Entwässerungsgebiet der Salzach einschließlich Saalach. Die von den Hohen Tauern nach Norden abströmenden Eismassen hatten durch die zum Teil bedeutende Eigenvergletscherung weniger der Schieferalpen (der Grauwackenzone: Kitzbühler Alpen mit den östlich anschließenden Dientener Bergen), als vor allem der Kalkhochalpen (Loferer und Leoganger Steinberge, Steinernes Meer, Hochkönig,

wo bei Saalfelden immer noch mit etwa 2 000 m Eishöhe gerechnet wird. Der zweite Gletscherzweig war dem Salzachtal des unteren Pinzgau zum Pongau hin gefolgt, wo neben Eis aus den östlichen Tauerntälern auch große Eismassen aus den Radstätter Tauern und den umgebenden Kalkhochalpen dazu gekommen sind und so auch immer noch eine Gletscheroberfläche um 2 000 m ermöglicht hatten. Vom Pongau an war auch dieser Zweig, dem Salzachtal folgend, nach Norden umgeschwenkt, wo er nördlich der Gebirgsbarriere Hagen-Tennengebirge (Paß Lueg) immer noch eine Höhe von 1 600 bis 1 700 m, wohl dank der Eiszufuhr über das Lammertal, erreicht hatte. Selbst bei Salzburg wird noch mit Eishöhen um 1 000 m gerechnet, von wo dann, den einzelnen Eiszeiten entsprechend, der Abfall bis unter 600 m erfolgte.

Auf Grund dieser Eishöhen war der Salzachgletscher über die an Höhe jeweils darunter liegenden Pässe mit den benachbarten Gletschern in Verbindung, sodaß mit einem echten Eisstromnetz zu rechnen ist, wobei ein größerer Eisabfluß oder -zufluß nur an wenigen Stellen stattgefunden haben dürfte, ein Abfluß vor allem über den Paß Thurn (1274 m) zum westlich benachbarten, mit dem Inn-gletscher in Verbindung stehenden Chiemseegletscher. Ein weiterer Abfluß zu diesem Nachbargletscher ist auch von Saalfelden über Hochfilzen-Fieberbrunn anzunehmen. Mit einem Zufluß ist aus dem obersten Ennstal – eine Eisscheide zum Ennsgletscher ist im Bereich des Mandlingpasses nicht wesentlich über 2000 m Höhe anzunehmen (SENARCLENS-GRANCY 1962 114) –, ferner über den Paß Gschütt, auch aus dem Gosautal (Traungletscher-Gebiet) ins Abtenauer Becken zu rechnen; dafür war Eis aus diesem Becken auch zu den westlichen Zweigen des Traungletschers übergeflossen. Weiter nördlich haben sich Salzach- und Traungletscher berührt; in den älteren Eiszeiten war es auch dort zu Eisverbindungen gekommen.

Am Westrand hat sich zum Teil die bayerische Traun zwischen den Jungendmoränen des Salzachgletschers und jenen des Inn-Chiemsee-Gletschers eingetieft, während in den älteren Eiszeiten sich auch hier die Eismassen der großen Gletscher berührt und auch vereint hatten. Teilweise stellten die kleinen lokalen Rot- und Weißtraun-Gletscher eine Verbindung her.

Die Zungenbecken der eiszeitlichen Salzachgletscher setzen mit dem bei Golling beginnenden und bis gegen Laufen reichenden Salzburger Stammbecken ein, an das im Norden die fächerförmig angeordneten Zweigbecken von Teisendorf, des Waginger-Tachinger Sees mit dem Surtal, von Tittmoning längs der Salzach und östlich davon des Ibmer- und Bürmooses, des Oichtentales, der Trumer Seen, des Wallersees und von Unzing-Kraiwiesen anschließen (Abb. 16).

Das mit mächtigen Seeablagerungen aufgefüllte Stammbecken ist am stärksten in die Kalk- und Flyschalpen eingetieft. Die zunächst in gleichbleibender Breite von 2 bis 3 km bis zur Berchtesgadener Ache (Alm) nach Norden führende Sohle erweitert sich im Salzburger Becken auf 10 km und

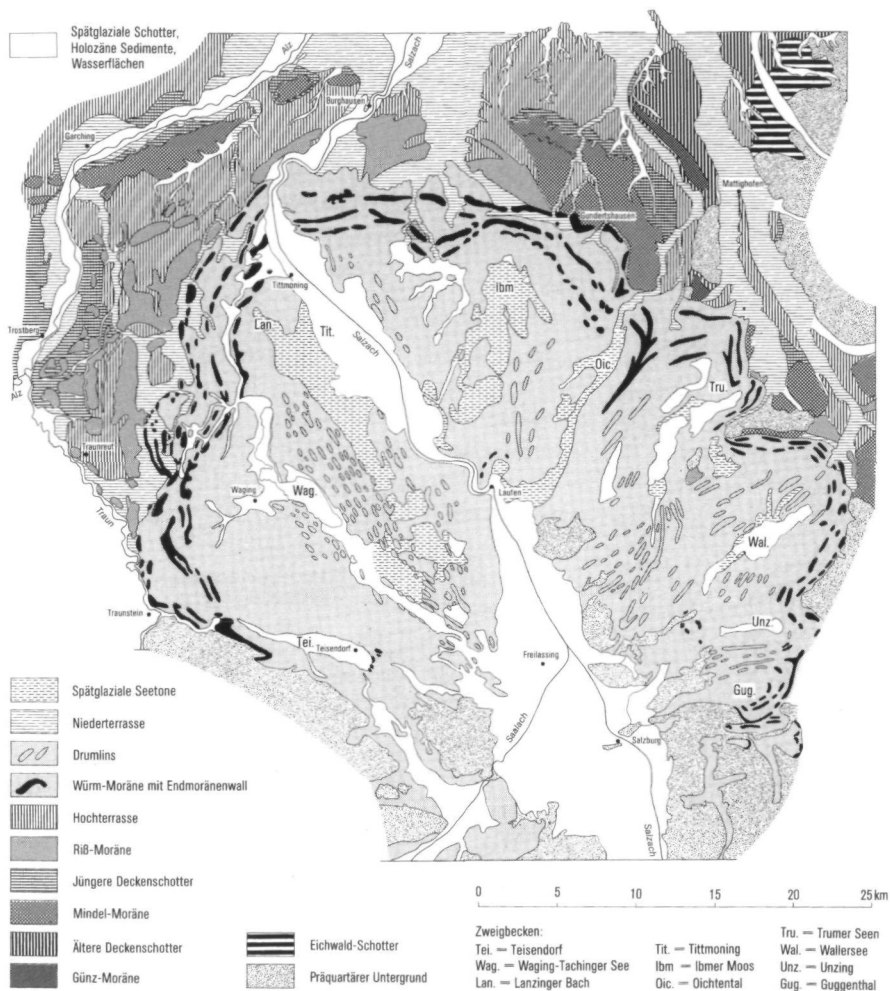


Abb. 16: Das Gebiet der Salzachvorlandgletscher nach EBERS, WEINBERGER & DEL NEGRO, vereinfacht und ergänzt von K. A. HABBE.

wird gegen das Nordende bei Oberndorf-Laufen wieder auf etwa 2 bis 2,5 km eingeeengt. Im Raume Salzburg hatten sich die beiden Haupteisströme des Salzach- und des Saalachtals vereinigt. Tiefbohrungen haben bei Salzburg 1954 und 1955 den festen Beckengrund in 261m und wenig nördlich davon in 198m (PREY 1959), bei Vigaun südlich von Hallein 1976 in 338m erreicht (KRAMER & KRÖLL 1979). In allen drei Fällen liegt an der Basis eine mächtige

Grundmoräne (bei Vigaun 101 m), über der Seeablagerungen in Form von Schluffen und Sanden folgen, die sich mit Deltaschüttungen einmündender Seitenbäche verzahnen und an der Oberfläche von bis ca. 20 m mächtigen Schottern überlagert werden. In den in Vigaun als Moränen beschriebenen schluffigen Schotterzwischenlagen sieht VAN HUSEN (I/1979a 14) subaquatische Eingleitungen von Schwemmkegeln des Tauglbaches, weil sie sich von der liegenden Grundmoräne entsprechend unterscheiden. Es wäre demnach möglich, daß hier die heutige Beckensohle erst während der Würmeiszeit erreicht wurde, da weitere liegende, durch Eisbelastung verdichtete Grundmoränen bisher fehlen.

Auf Seen, die ähnlich wie am Ende der Würmeiszeit beim Abschmelzen der mindel- und rißeiszeitlichen Gletscher entstanden sind, weisen zu Nagelfluh verfestigte Deltaschüttungen hin, die vor allem bei Golling, Adnet, Hellbrunn und Salzburg, aber auch um Reichenhall erhalten sind. Sie werden je nach Höhenlage auf Einschüttungen in Seen am Ende der verschiedenen älteren Eiszeiten, der Mindeleiszeit mit einer Spiegelhöhe in etwa 530m, der Rißeiszeit um 490m zurückgeführt, wobei es immer wieder verschiedene Auffassungen gegeben hat, die seit H. CRAMER (1903), A. PENCK (1910), E. STUMMER (I/1936, I/1938, 1941) u. a., schließlich von W. DEL NEGRO (I/1966 176ff) zusammengefaßt worden sind. Aus heutiger Sicht ist anzunehmen, daß es sich kaum – wie noch von Del Negro vertreten – um interglaziale Bildungen handelt, sondern wie die Entwicklung am Ende der Würmeiszeit zeigt, in erster Linie um Deltaschüttungen in jeweils spätglaziale Seen, zuerst noch, wie v. HUSEN (I/18769a 12ff) für das Ende der Würmeiszeit bei Adnet und an der Mündung des Tauglbaches nachweisen konnte, in Seen am Rande des Eiskörpers, später dann auch in den Salzburger Gesamtsee. Die älteren Reste von Deltaschüttungen haben im Schutze von Untergrundauftragungen wie bei Salzburg, aber auch infolge starker Verfestigung der Glazialerosion aus der Würmeiszeit standhalten können.

Die starke Übertiefung des Stammbeckens war ebenfalls lange Anlaß zur Diskussion, ob bzw. wie weit Tektonik, auch Glazialisostasie (Hebung und Senkung durch die Eisbedeckung, die in Skandinavien eine große Rolle spielt) oder Glazialerosion die vorwiegende Ursache wäre. DEL NEGRO hat auch diese Entwicklung zusammengefaßt (I/1966 71ff) und v. HUSEN hat sie zuletzt wieder aufgegriffen (I/1979). Man darf mit ihm wohl annehmen, daß Tektonik im wesentlichen die präglaziale Anlage des Salzachtales maßgeblich beeinflußt hatte, die Übertiefung und Ausgestaltung des heutigen Beckens jedoch der wiederholten Glazialerosion zuzuschreiben ist, die lithologisch und tektonisch bedingte Gesteinsschwächen entsprechend genutzt hat. Dabei ist nicht auszuschließen, daß tektonische Bewegungen entsprechend der relativ kurzen Zeit des Quartärs geringfügige weitere Niveauveränderungen verursacht haben (siehe Teil III).