

<i>Eiszeitalter u. Gegenwart</i>	<b>31</b>	53—64 4 Abb.	<i>Hannover 1981</i>
----------------------------------	-----------	-----------------	----------------------

## Reste des Eisstromnetzes in inneralpinen Becken\*)

JOSEF GAREIS \*\*)

Critical review, theoretical model, ice-stream network, remanent, glacial erosion, intramontane basin, drainage, moraine, dead ice, gully, terrace, Upper Pleistocene (Würmian), index map.

Eastern Alps (Inner-Alpine Basins).

Geographical coordinates: N 46 00 00 N 47 30 00 E 015 00 00 E 008 20 00

**Kurzfassung:** Das Modell vom „Rückzug“ der würmzeitlichen Alpengletscher bedarf der Korrektur. Die kontinuierlich abschmelzende Gletscherzunge, die bei kurzfristigen Klimaver-schlechterungen im Spätglazial lokal vorstößt, dann aber wieder langsam die Talung räumt, kann nicht jeden Abschnitt des ehemaligen Eisstromnetzes repräsentieren. Ein erster Arbeitsbericht stellt einen andersartigen Eisschwund in Form von gewaltigen, stagnierenden Gletscherzungen vor. Diese plombierten, um- und überschottet als Toteis, die Becken von Bad Mitterndorf (Steirisches Salzkammergut), von Feltre und Belluno (Provinz Belluno, Italien) und die Talung von Sargans bis zum Walensee (Kanton St. Gallen, Schweiz). Obwohl die Untersuchungsgebiete innerhalb der Alpen unterschiedliche Lagen (in bezug auf Eislieferung, Transfluenzen, Vorlandgletscher) einnehmen, zeigen sie Gemeinsamkeiten:

- Die angesprochenen Becken wurden präglazial als intramontane Ebenen (BÜDEL 1980) angelegt.
- Die Erosionsleistung der durchziehenden Eismassen ist erstaunlich gering.
- Stagnierendes Eis war durch hoch aufragende Südumrandungen beschattet und damit unverhältnismäßig lange vor dem endgültigen Abtauen bewahrt.
- Somit ist Toteis verantwortlich für die Bildung von Umfließungsrinnen innerhalb der Grundmoräne der Hänge, für eine Fülle von getrept angeordneten Randterrassen und letztlich für die heutige Art der Beckenentwässerung.

### [Remnants of the Ice-Stream Network in Inner Alpine Basins]

**Abstract:** The model of the “retreat” of the Würm alpine glaciers needs to be revised. The glacier tongue which, in its state of continual ablation, advances during temporary periods of climatic depressions in the Late Glacial and then slowly recedes from the valleys cannot be found in every section of the ice-stream network.

This first report posits a different type of ice diminution in the form of mighty, stagnant glacier tongues. The latter filled the basins of Bad Mitterndorf (Styrian Salzkammergut), of Feltre and Belluno (Province of Belluno, Italy) and the valleys from Sargans to the Walensee (Canton of St. Gallen, Switzerland) with dead ice, covered and surrounded by stones and gravel. Although the areas investigated occupy different situations in the Alps, they do share certain features in common:

- The afore-mentioned basins were formed in pre-glacial times as intermontane plains (BÜDEL 1980).
- The erosion caused by the passage of the ice masses is surprisingly small.
- The stagnant ice was shaded by high edges on the southern side and was thereby protected for a relatively long time against final ablation.
- As a result dead ice is responsible for the formation of diversion gullies in the moraine of the slopes, for a large number of terraces arranged in a step-like formation and finally for the sort of basin drainage to be found there today.

\*) Der Bayerischen Akademie der Wissenschaften und ihren Kommissionen für Geomorphologie und Glaziologie sei an dieser Stelle für ihre Reisebeihilfen gedankt.

\*\*) Anschrift des Verfassers: Dr. Josef Gareis, Hangstraße 9, D-8752 Winzenhohl.

## 1. Untersuchungen über den Eisabbau im nördlichen Alpenvorland und in den Alpenpforten

Die Vorstellung von der Räumung des nördlichen Alpenvorlandes von den Eismassen der Würmvergletscherung hat sich in den letzten Jahrzehnten stark gewandelt. Es gelang den einzelnen Bearbeitern nicht, die Fülle der von ihnen aufgestellten Rückzugsstadien nach den Hauptrandlagen längere Zeit zu vertreten.

Auch C. TROLL, der noch 1925 sein Ammersee-Stadium mit Stillstandslagen etwa bei Weilheim (Ammersee-Lappen) und Stephanskirchen (Inngletscher) veröffentlicht hatte, erkannte später, daß die Gletscherzungen keinesfalls an der Grenze zwischen Zweig- und Stammbecken ihr Abschmelzen unterbrachen oder gar durch einen vermehrten Eisnachschub kurzzeitig vorstoßen konnten. Er räumte vielmehr der stagnierenden, zerfallenden Gletscherzunge in seinen Überlegungen bald darauf bereits breiten Raum ein (TROLL 1936/38). Mehr und mehr wurde die morphogenetische Bedeutung der bewegungslosen Eismassen bei ihrer Umschotterung und späterem Ausschmelzen erkannt. Der Blick auf einen andersartigen Eisschwund im Vorland war freigeworden. Acht größere und kleinere Toteisfluren, Systeme aus Randterrassen, Oszügen, Kamestrassen, seenerfüllten Niederungen und begleitenden Drumlinfeldern bezeugen zwischen Lech und Salzach den exzessiven Zerfall der spätglazialen Gletscherzungen, der den Eisabbau im Vorland einleitete. Natürlich sind die Spuren dieses Eisschwundes dort besonders gut erhalten, oder überhaupt einer weiteren Überformung entzogen worden, wo größere postglaziale Flüsse fehlen oder Entwässerungsbahnen noch vor dem endgültigen Abschmelzen des Toteises abgelenkt wurden. Es zeigte sich eine Abhängigkeit des Eiszerfalls von der Belieferung des Vorlandgletschers über hohe Transfluenzspässe und dem Vorkommen harter, quergestellter Riegel, die den weiteren Weg des Eises hemmten (GAREIS 1978).

Derartige, äußerst langsam von oben nach unten, aber kaum seitlich abschmelzende Eisreste blockierten, von Sediment eingehüllt, als Toteis auch die Mündungstäler der Chiemgauer Alpen in das Vorland (GAREIS 1979).

Diese extreme Art des Eisschwundes ist nicht die einzige Möglichkeit, um die Räumung des Alpenvorlandes nach der Würmvereisung zu erklären, da hierfür an das Relief der zuführenden Talungen und der Beckenböden besondere Bedingungen geknüpft sind. Andererseits aber kann der sich — begleitet von kleineren Vorstößen — „zurückziehende“ Gletscher nicht der Regelfall sein. Hinter diesen Schwankungen ein System zu suchen, ist bis heute, wie bereits früher (u. a. RATHJENS 1954) vermutet, nicht gelungen. Rückzugsphasen konnten innerhalb der einzelnen Vorlandgletscher nicht miteinander verglichen werden.

Ungeklärt ist bis heute die Frage nach der unterschiedlichen Reaktion der einzelnen Gletscher auf die Klimaänderung, die zum Maximalvorstoß führte. Wenn hierbei ein zeitverschobenes Vorrücken auf Grund etwa der unterschiedlichen Lage der jeweiligen Nährgebiete erörtert wird, so ist es schwer vorstellbar, daß Klimaschwankungen des Spätglazials einheitliche lokale Vorstoß- und Abschmelzphasen ausgelöst haben könnten. Der beginnende Abbau des Eisstromnetzes im Innern der Alpen hat erst recht örtliche Einflüsse auf die Gletscherstirn zum Tragen gebracht. Eine neue Abhandlung über spät- und postglaziale Gletscherschwankungen in der Ferwallgruppe (FRAEDRICH 1979) kommt u. a. zu dem Ergebnis, daß offensichtlich auch die heutige Vereisung der einzelnen Gebirgsstöcke nach jeweils eigenen Gesetzen abläuft.

Auffallend ist daher das Verhalten des west-alpinen Aare-Gletschers, wie es ZIENERT (1979) anzeigt. In seinem Mündungsabschnitt zwischen Thun und Bern soll der aktive Gletscher 14 Halte bzw. kleinere Vorstöße eingelegt haben. Innerhalb der Alpen selbst

werden noch 11 weitere Gletscherstände festgestellt. Dieser Gegensatz zwischen einem bis in das Holozän aktiven, mit oszillierender Zunge zurückweichenden Aare-Gletscher und den frühzeitig bewegungslos gewordenen Eisloben im nördlichen Vorland und in den Pforten der Ostalpen gab den Anstoß zu einer Bearbeitung des Eisschwundes innerhalb der Alpen. Erste Beobachtungen und Ergebnisse können bereits vorgestellt werden.

## 2. Eisschwund in inneralpinen Becken

Eine Abhandlung über stagnierende Gletscherzungen im Bereich des Yellowstone National Parks (USA), welche die bereits angeführten Ursachen des Eiszerfalls im Alpenvorland bestätigen hilft, berichtete erstmals umfassend über den Abbau eiszeitlicher Gletscher innerhalb eines Hochgebirges (RICHMOND 1969). Nach RICHMOND erfolgte zunächst ein Niedertauen des Eisstromes in den Transfluenzen, was die Toteisbildung jenseits dieser Pässe zur Folge hatte.

Riesige Toteisfluren entdeckte J. BÜDEL in den Tälern British-Kolumbiens (Kanada), also ebenfalls innerhalb des Gebirges (BÜDEL 1977).

Die vorliegende Untersuchung wählte drei inneralpine Becken (Abb. 1) als Arbeitsgebiet, um zu prüfen, inwiefern auch in den Alpen Teile des Eisstromnetzes stagnierten. Die Becken von Bad Mitterndorf (Steiermark), von Feltre und Belluno (Venezianische Alpen) und von Sargans bis zum Walensee (Kanton St. Gallen) zeigten ideale Voraussetzungen.

In ihnen untersuchte BÜDEL gleichzeitig Spuren des präglazialen Reliefs (BÜDEL 1980). Seine Ergebnisse werden in Kürze veröffentlicht. Die Genese dieser Becken als intramontane Ebenen darf in diesem Vorbericht bereits dankenswerterweise übernommen werden.

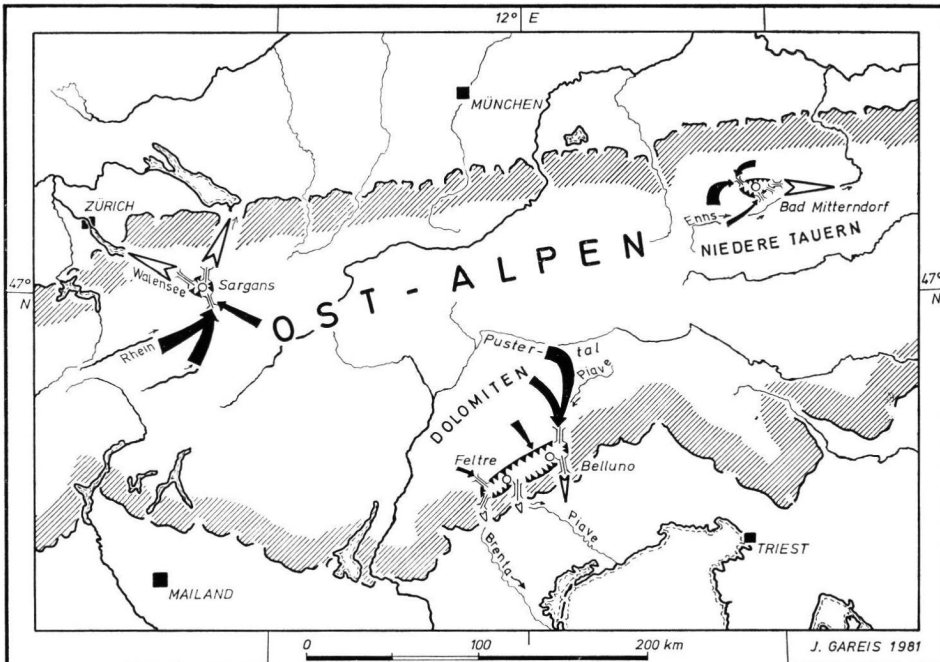


Abb. 1: Die Lage der untersuchten inneralpinen Becken. Eislieferung und Eisabfluß.

Derartige vor-eiszeitlich angelegte Wannsen füllten sich bereitwillig mit Eis. Das Relief ihrer Böden hemmte aber die Bewegung. Engtalstrecken erschwerten zudem den Abfluß in andere Talungen oder in das Vorland. Die W—E-Ausrichtung der Becken ermöglichte den teilweise mit Schottern abgedeckten Toteisloben eine schattig-geschützte Lage durch südlich aufsteigende Gebirgskämme.

Dem Becken von Sargans kommt dabei besonderes Interesse entgegen, da in seinem westlichen Abschnitt bereits drei spätwürmzeitliche Gletscherstände auf einer Distanz von nicht einmal 2 km kartiert sind (HANTKE 1968).

Bis auf wenige Ansätze fehlen Hohlformen, die durch Toteisblöcke ausgespart wurden, wie sie für den exzessiven Eiszerfall des nördlichen Vorlandes zwischen Lech und Salzach typisch sind. Vielmehr mußten Umfließungsrinnen innerhalb der Grundmoräne an den Beckenrändern und — im fließenden Übergang dazu — Randterrassen, angelegt zwischen stagnierendem Eis und der Moräne, ausgewertet werden.

Ein Grund für die Stagnation der Gletscherzungen im Vorland war ihre geringe Mächtigkeit, die eine Bewegung nicht mehr zuließ. Diese ausgedünnten Eismassen zerbrachen in eine Vielzahl von Klötzen und Blöcken. Die bewegungslosen Zungen in den inneralpinen Becken hingegen hatten eine Mächtigkeit von über 200 m. Derartige Eisloben konnten nicht vollständig zerbrechen, da im Gegensatz zum Vorland das randlich Anstehende ein Auseinanderweichen verhinderte. Die Eismasse blieb erstaunlich geschlossen. Die spätglaziale Entwässerung der Becken mußte seitlich, an der Blockade vorbei, geschehen. Ohne diese langfristige Sperre der Wannsen ist der heutige, derartig widersprüchliche Abfluß der Bäche und Flüsse nicht zu erklären.

### 2.1. Das Becken von Bad Mitterndorf

Im N des Ennstales erstreckt sich annähernd in W—E-Richtung eine etwa 20 km lange Talung, die in ihrer größten Breite von 4 km der Weite des Ennstales entspricht. Die heutige Hydrographie zeigt jedoch keine einheitliche Abflußrichtung, sondern lediglich vier größere Bäche, die das Becken durch drei verschiedene Auslässe (Abb. 2) entwässern.

Das Eisstromnetz des Würm benutzte zwei Talpässe (Radlingpaß und heutiges Tal der Kainisch Traun) in Richtung des Beckens von Bad Aussee und damit als Verbindung zum Traungletscher. Zwei weitere Talengen im S und E („Durch den Stein“ und Tal des Grimming-Baches) können als Pforten zum Enns-Gletscher angesehen werden. Eine weitere eiserfüllte Furche führte über das Gebiet des heutigen Wörschachwald noch weiter im E in das Ennstal.

Die Füllung des Beckens mit Eis durch Lokalgletscher des Toten Gebirges im N und der Dachsteingruppe im SW wurde unterstützt durch Transfluenzen. PENCK und BRÜCKNER vermuteten eine größere Eislieferung vom Enns-Gletscher auf ungewöhnlich breiter Front zwischen Kemet-Gebirge und Grimming (PENCK & BRÜCKNER 1901—1909). Dieser Nachschub war also nicht allein auf den Talpaß „Durch den Stein“ beschränkt. Ein derartiges Überströmen des Eises nach N ist wahrscheinlich durch eine zweifache Art der Ablenkung begünstigt worden. Unmittelbar südlich der Transfluenz teilte der Gröbminger Mitterberg den Strom des Ennstal-Gletschers und beeinflusste einen Teil des Eises. Zudem wurde die Eismenge im Ennstal selbst durch Zufuhr aus den Seitentälern der Niederen Tauern vermehrt (LICHTENBERGER 1956).

Wenngleich die Ursachen der glazialen Erosion bis heute noch nicht letztlich geklärt sind, so kann doch bereits das Fehlen eines größeren, durchziehenden Eisstromes für die geringe Ausräumung des Beckens verantwortlich gemacht werden. Eine Rippe aus Anstehendem durchzieht den Ostteil des Beckens in Längsrichtung (Abb. 2). Sie ist ummantelt

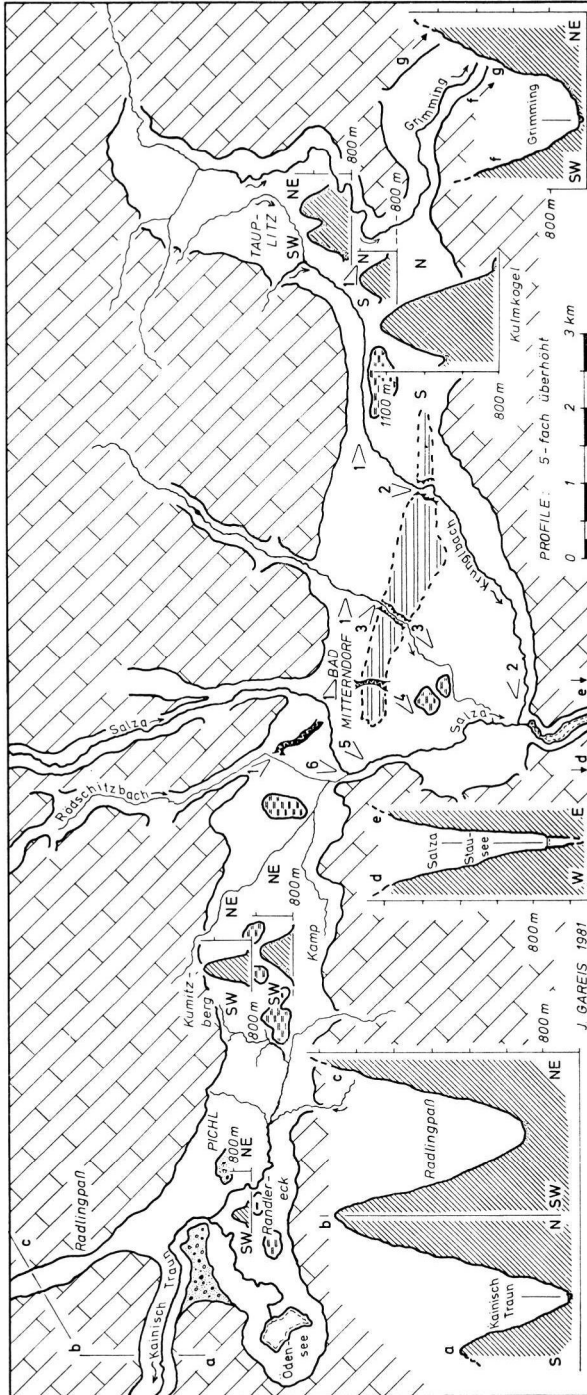


Abb. 2: Das Becken von Bad Mitterndorf. Entwicklung der postglazialen Entwässerung.

mit bereits stark verbackenen, mindestens rißzeitlichen Schottern, die besonders östlich der Haltestelle Bad Mitterndorf—Heilbrunn südlich der Bahnlinie erschlossen sind. Eine starke Eislieferung vom Enns-Gletscher hätte wenigstens die Schotter abräumen müssen, da sie auf der dem Gletscherstrom zugewendeten Seite des Riegels und zudem direkt vor der Mündung der Transfluenz liegen. Was dem Eis nicht gelang, war den spätglazialen Schmelzwässern möglich. Sie brachen im Zuge der Umfließungsrinnen drei nahezu 10 m tiefe Kerben in den Riegel.

Das Eis muß bereits eine weite, intramontane Ebene angetroffen haben. Zahlreiche Kuppen aus Anstehendem, die den Grund des heutigen Beckens überragen, wurden von J. BÜDEL als Inselberge angesprochen. In ihren Formen (dargestellt anhand von Profilen in Abb. 2) gleichen sie nicht glazigenen Rundhöckern, wohl aber fossilen, tropischen Inselbergen, wobei der Kumitzberg im Westteil des Beckens nahezu die Gestalt eines „Glockenberges“ zeigt. An ihm und am Randleck, am Westausgang des Beckens, tritt das Anstehende unmittelbar zutage. Der Moränenschleier der übrigen Kögel beträgt nur wenige Dezimeter Mächtigkeit. Bei den Erhebungen südlich der Ortschaft Tauplitz (Abb. 2) sind es nur wenige Zentimeter von Grundmoräne.

Die Lage dieser präglazial ererbten Kegel gibt Aufschluß über die Art des Eisschwundes. Kumitzberg und Kamp riegelten den Westteil des Beckens ab (Abb. 3). Der Kulmkogel sperrte mit den drei namenlosen Erhebungen südlich von Tauplitz nach der Art der Zinken eines Rechens das Becken nach E hin ab. Da der Eisstrom in dieser Wanne nie beträchtlich war, kam er durch die genannten Hindernisse um so eher zum Erliegen. Das bereits bekannte Aussetzen der Lieferung durch Niedertauen des Eises in den Transfluenzen ließ den Gletscher ebenfalls erlahmen.

Die Profile von Salza- und Grimmingtal (Abb. 2) zeigen keinerlei glazigene Weitung. Ein Abfluß des Eises (zur Räumung des Beckens) durch diese Engpässe war erschwert. Das stagnierende Eis blieb einem langsamen Abschmelzen von oben nach unten ausgesetzt.

Aber auch die Eisblockade dieser südlichen und südöstlichen Talausgänge selbst muß äußerst lange angedauert haben. Die an manchen Stellen über 1000 m tief eingeschnittene Schlucht des Salza-Abflusses erhält an ihrer Sohle stellenweise, wenn überhaupt, nur an wenigen Stunden des Tages direkte Sonnenbestrahlung. Das Eis war demnach in dieser Art von „Keller“ bestens bewahrt. Ebenso konserviert lag ein Eispfropfen unmittelbar unter der Nordostwand des Grimming und behinderte den Abfluß des Wassers aus dem Ostteil des Beckens zur Enns.

Die heutige Entwässerung kann durch diese Toteisssperren in Verbindung mit bewegungslosen Eisloben im Becken erklärt werden.

Die in der Kiesgrube nordöstlich des Ödensees erschlossenen Schotter (Abb. 2) belegen mit ihrer Deltaschichtung einen Eisstausee, dessen Spiegelhöhe etwa bei 810 m lag. Zunächst jedoch waren die Schmelzwässer um rund 20 m höher gestaut. Die Transfluenzen zu beiden Seiten der Hohen Radling (Profil a - b - c in Abb. 2) blieben durch die Nähe des Traungletschers lange eiserfüllt. Ein Abfluß nach W konnte erst wesentlich später erfolgen. Der Eispfropfen in der Schlucht der heutigen Salza-Enge (Profil d - e) verhinderte ebenfalls eine Entwässerung nach S. Der Überlauf am Ostausgang des Mitterndorfer Beckens machte aber ein weiteres Ansteigen des Seespiegels unmöglich. Die Scheitelhöhe dieser flachen Rinne südlich von Tauplitz liegt in 830 m Höhe und ist durch Verkehrsbauten (u. a. Bahnhof Tauplitz) umgestaltet. Das breitere Grimming-Tal (Profil f - g in Abb. 2) gestattete trotz Toteisverbauung den Abfluß zur Ennstalung.

Der Stausee erklärt auch, weshalb an der Beckensohle, besonders im Ostabschnitt, den das Wasser in Richtung Überlauf durchfließen mußte, Terrassensysteme, ja sogar Reste



davon fehlen. Die postglaziale Materialzufuhr von N her hob die Sohle in diesem Bereich zudem an. Bacheinschnitte zeigen dünne Lagen limnischer Sedimente im Liegenden. Seetone und randliche Einschüttungen wurden im Westteil bereits früher bei anderer Aufgabenstellung für die „Quartärgeologische Karte des Ennstales“ (VAN HUSEN 1968) und die „Quartärgeologische Karte des Einzugsgebietes der Traun südlich der Reiß-Endmoränen“ (VAN HUSEN 1977) erfaßt.

Stagnierende Eisloben konnten von den Wassermassen aus dem Westteil des Beckens randlich umflossen werden. Sie trennten allerdings nach dem Absinken des Seespiegels einzelne Teilseen voneinander. Der Westsee blieb lange bei einer Wasserhöhe von 810 m. Der Abfluß durch das jetzige Tal der Kainisch Traun muß zu dieser Zeit in Funktion getreten sein. Schmelzwässer aus der Talung des Radlingspasses entledigten sich am Beckenrand ihrer Fracht. Das Delta am Ödensee läßt eine Schüttung nach SE erkennen. Die südlich von Pichl erschlossenen Schotterkörper sind der gleichen Akkumulationsphase zuzuordnen.

In diesem verwirrenden hydrographischen System verdeutlichen die verschiedenen Abflußbahnen des Rödschitzbaches die Art des Eisschwundes im Umkreis von Mitterndorf und die damit verbundene Genese der heutigen Beckenentwässerung.

Das Tal dieses Baches setzt sich an der Stelle des Eintretens in das Becken, nahezu in rechtem Winkel abknickend, in einer gewundenen, trockenliegenden Rinne nach SE fort. Diese verläuft im Abstand von 10 m bis 50 m vom Beckenrand innerhalb der Grundmoräne, bevor sie sich in der Randbebauung von Bad Mitterndorf verliert. Die scharfen Ober- und Unterkanten der Böschungen, sowie die Breite dieser Umfließungsrinne (Abb. 3)



Abb. 3: Die Umfließungsrinne im W von Bad Mitterndorf. Den Westteil des Beckens sperren Kamp (Anstieg am linken Bildrand) und Kunitzberg. Blickrichtung: WNW.  
(Photo v. Verf.: 8. August 1979.)

bezeugen einen kräftigen Wasserlauf, der, von N kommend, das Becken selbst nicht erreichen konnte. Der stagnierende Eislobus, der dies verhinderte, lag sehr dicht am nördlichen Anstieg der Grundmoräne an und muß in sich äußerst kompakt gewesen sein. (Die heutige Rinnenform und die Höhe ihrer Sohle entstanden erst während der einzelnen Phasen der beschriebenen Entwässerung nach Absenkung des Seespiegels.)

Zunächst erfolgte der Abfluß des Rödschitzbaches zum Überlauf im E (Abfluß 1 in Abb. 2). Das Toteis in der Salzaschlucht wurde aber im Laufe der Zeit doch durchlässig. Südlich der Schwelle von Bad Mitterndorf blockierte hingegen ein weiterer Eislobus den direkten Weg. Zu diesem Zeitpunkt kann es keinen einheitlichen See im Bereich des gesamten Beckens mehr gegeben haben. Unterschiedliche Spiegelhöhen der Teilseen sind möglich. Infolge des Absenkens des östlichen Sees durch den neuen Abfluß durchbrachen die bisher nach E strömenden Wässer die Schwelle beim heutigen Weiler Graben (Abfluß 2) und umgingen den Eislobus im S. Diese Umlenkung einer peripheren Entwässerung in eine zentripetale erklärt den postglazialen Verlauf des Krunglbaches. Er entspringt wie der Grimmbach im äußersten NE des Beckens, betritt aber die eigentliche Sohle diesseits der Überlaufschwelle. Ein Absenken des Seespiegels mußte ihn nach W leiten. An drei weiteren Stellen brach das Wasser aus den nördlichen Seitentälern den Riegel auf (Abflüsse 3 bis 5), wobei jeweils durch den poröser werdenden Toteisblock im S ein gefällsreicherer Weg gefunden wurde.

Eine derartige genaue Ausgliederung der nacheinander benutzten Rinnen ist jedoch nicht in erster Linie für die Fragestellung wichtig, sondern die Feststellung, daß erst nach allen diesen Umleitungen der direkte Weg in das Becken (Abfluß 6) frei wurde. Erst dann verlor die Umfließungsrinne im W von Mitterndorf ihre Funktion. Dies ist der Beweis, daß auch in inneralpinen Becken bewegungsloses Eis unverhältnismäßig lange lateral nicht wich.

## 2.2. Das Becken von Feltre und Belluno

Ebenfalls präglazial als intramontane Ebene geschaffen, weitet sich im N der Venezianischen Alpen das Tal des Piave zu einem Becken von über 50 km Länge und maximal 10 km Breite. An das System des Mitterndorfer Beckens erinnert ferner die Anlage in Gebirgslängsrichtung, die auch hier in Dreizahl vertretenen Hauptausgänge und der Fluß selbst, der nicht auf direktem Weg, in Fortsetzung seines Durchbruchtales, die Wanne wieder verläßt, sondern erst, nachdem er fast die gesamte Länge des Beckens durchgemessen hat, durch den zweiten Ausfluß das Vorland erreicht (Abb. 1).

Der wärmzeitliche Piave-Gletscher allerdings konnte in geradlinigem Vorstoß über den Paß südlich des Lago di Santa Croce das Vorland mit Eis versorgen, während die Zungen in den beiden westlichen Pforten des heutigen Piave- und Brenta-Durchbruches steckenblieben. Ein hoher Anteil des Piave-Eises hat demnach nur randlich im E das Becken erreicht, um es sogleich wieder in Richtung S zu verlassen. PENCK und BRÜCKNER ermittelten östlich Belluno eine Eishöhe von etwa 1200 m, welche auf rund 900 m über dem heutigen Feltre absinkt (PENCK & BRÜCKNER 1901—1909). Diese Abnahme der Eismächtigkeit nach W zu macht verständlich, weshalb der Gletscher den Piave-Durchbruch nicht vollständig durchstoßen konnte. Der geringe Eistransport durch den Hauptteil des Beckens erklärt auch die geringfügige Ausräumung. Zwischen Feltre und Belluno tritt überall das Anstehende in langezogenen Rippen und flachen Kuppen zutage, so etwa besonders auffallend um Busche und östlich von Bribano. Das Eis konnte die betreffenden Gesteine allenfalls polieren, nicht aber erodieren. Bereits PENCK und BRÜCKNER erwähnten die geringe Mächtigkeit der Grundmoränendecken.

Ein Eisrückzug im herkömmlichen Sinne ließe Endmoränen erwarten. Derartige Eisrandlagen konnten bei den Begehungen nicht einmal in Ansätzen ausgemacht werden.



Dagegen sind die Nord- und Südhänge überprägt von teilweise äußerst schmalen Ab-sätzen, welche oft bis zu fünf-fach übereinander getreppet sind. Die Grundfläche der meisten Verebnungen ist annähernd dreiecksförmig. Nach 100 m bis 300 m streichen sie über scharfen Kanten blind aus. Anstehendes Gestein wurde auf diesen Flächen nirgends gefunden. Ein oft mächtiger Schotterkörper mit guter Bodenbildung im Hangenden schließt eine Deutung als fluvio-glaziale Erosionsgesimse aus. Es liegen eindeutig Randterrassen vor. Ihre relative Höhe (bis zu 200 m über dem Beckenboden) läßt auch am Südrand der Ostalpen auf eine riesige, stagnierende Gletscherzunge schließen, die von oben nach unten abschmolz und dabei am Hang scheinbar lateral zurückwich. Dieser Prozeß schuf immer tieferliegende Umfließungsrinnen zwischen Eis und Grundmoräne, die dabei völlig um-gelagert wurde.

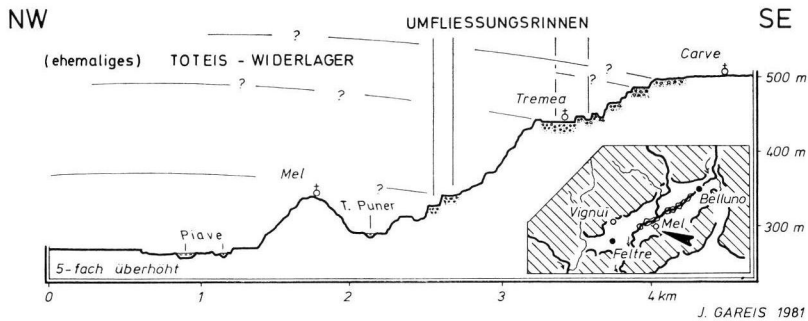


Abb. 4: Umfließungsrinnen am Südhang des Beckens von Feltre und Belluno südöstlich von Mel.

Ein Profil der Beckenumrandung südöstlich von Mel (Abb. 4) zeigt die Treppe der Randterrassen, die, besonders deutlich im Ortsbereich von Tremea, bis zu 30 m breit, parallel zum Hang und zum postglazialen Tal des Torrente Puner nach WSW ziehen. Auch im W, nördlich von Feltre, gibt es in einer Höhe von 500 m über N.N. (also rund 250 m über dem Beckenboden) Umfließungsrinnen. Eine davon zieht nahezu kreisförmig im S von Vignui (Abb. 4) um die Höhe 513 herum.

Eine langsam sich zurückziehende Gletscherzunge hätte kontinuierlich von W her den Boden des Beckens freigegeben. Nirgends aber zeigen die Entwässerungsrinnen an den Hängen ein zentripetales Umknicken an. Erst die holozänen, torrent-artigen Seitenbäche durchbrechen in andersartigen, engen Gräben die Terrassentreppen.

Mangelnde Eislieferung, fehlende Abflußmöglichkeit in das Vorland und nicht ero-dierte, subglaziale Barrieren ließen demnach auch im Becken von Feltre und Belluno die Gletscherzunge stagnieren. Der nachfolgende Eisschwund zehrte nicht bevorzugt an der Gletscherstirn, sondern taute den gesamten Lobus von oben her ab.

### 2.3. Das Becken von Sargans und die Walensee-Talung

Die eigentümliche Hydrographie und übereinander-getreppte Umfließungsrinnen sind der Grund, weshalb der Bereich des ehemaligen Eisstromnetzes um Sargans ebenfalls in diesem ersten Überblick Erwähnung finden soll. Zwischen Bad Ragaz im Rheintal und der Linth-Ebene im W zieht eine, den beiden Becken von Bad Mitterndorf und Feltre - Belluno vergleichbare, präglazial entstandene Talung in Alpenlängsrichtung (Abb. 1).

Der Abfluß des pleistozänen Bündner Rheingletschers in das Vorland war nach seiner Aufspaltung bei Sargans in jedem der beiden Mündungströge behindert. Der direkte Weg nach N ist durch eine Doppelreihe von Querriegeln auf den Linien Buchs—Feldkirch und Oberriet—Götzis gesperrt. Trotz der Verfüllung und Anhebung der Talsohle durch postglaziale Bergstürze und fluviatile Akkumulation ragen diese Barrieren aus den Kreidekalken des Helvetikums, die mit ihrer Härte die Hauptgipfelbildner zwischen Säntis und Grünten sind, über 250 m (relative Höhe) steil auf. Weitere Kalkkämme werden unter der Schottersohle vermutet. Für die Härte des hauptsächlich beteiligten Schrätkalkes sprechen die „Kögel“, die weiter im E sich als einziges Anstehendes der Ausräumung des Mündungstrichters des Loisach-Vorlandgletschers (heutiges Murnauer Moos) widersetzen (SEILER 1979).

Der nach W abfließende Gletscherast traf auf steilgestellte Rippen der angefalteten Molasseschichten. Diese konnten schon im Bayerischen Alpenvorland, so am Molasse-Riegel von Frauenrain im S der Osterseen, für die Stagnation des spätglazialen Eisstromes verantwortlich gemacht werden (GAREIS 1978). Unmittelbar am Westende des Walensees verengen bei Niederurnen Molasserippen die Talung auf weniger als 1 km. In nur rund 4 km Abstand dazu quert im NW ein Riegel gleichen Materials die Linth-Ebene. Der Benkner Büchel sperrt dabei mit 200 m relativer Höhe über der Schottersohle. Eine zweite Barriere legt sich mit dem Buechberg unmittelbar vor dem Abfall in das Becken des Zürichsees (Obersee) quer.

Diese Hindernisse müssen im Spätglazial bei abnehmender Eismächtigkeit zur Stagnation der beiden Gletscheräste geführt haben. Besonders das bewegungslose Walensee-Eis war durch seine Lage unmittelbar unterhalb der fast 2000 m aufragenden, Schattenspendenden Felswände vor dem Abtauen geschützt. Diese lange währende Plombierung erklärt, weshalb die Walensee-Talung nicht zum Abfluß des Rheines über die Zürichseefurche in das Vorland wurde, obwohl die Gefällsverhältnisse günstig waren. Der Schwemmkegel der Seez, auf dem heute Mels liegt, kann nicht die Ursache für die Lenkung des Rheines nach N zum Bodensee sein.

HANTKE berichtete bereits von „randlichen Schmelzwasserrinnen“, die sich dann gebildet hätten, wenn der Rheingletscher im Spätwürm „jeweils eine gewisse Zeit stagnierte“ (HANTKE 1968). Er forderte allerdings auch ein mehrmaliges, zwischenzeitliches leichtes Vorrücken und erhält auf der rund 70 km langen Strecke vom Zürichsee bis Sargans neun spätwürmzeitliche Eisstände. Allein im W von Sargans liegen zwei „Rückzugshalte“ von „Ragnatsch“ und „Plons“ und ein weiterer von „Mels“ dicht gestaffelt hintereinander.

Es sei, quasi als Anti-These dazu, mit den Ergebnissen aus den beiden anderen bearbeiteten Becken ein abweichendes Bild des Eisschwundes entworfen: Die subglazialen Schwellen führen zur Stagnation der Gletscherzungen. Es ist fraglich, ob eine kurzfristige, zusätzliche Eislieferung ein Oszillieren der Stirn bewirkt. Die bewegungslosen Loben schmelzen langsam von oben nach unten ab. Der holozäne Rhein entsteht aus den von HANTKE kartierten Schmelzwasserrinnen zu beiden Seiten des Fläscherberges. Der Abfluß zum Zürichsee ist zu lange versperrt, um noch den Rhein aufnehmen zu können. Die gestaffelten Abflußrinnen am Südhang des Sarganser Beckens oberhalb von Wangs und Mels lassen die Entwicklung des Niedertauens verfolgen.

### 3. Schriftenverzeichnis

- BADER, K. (1979): Exarationstiefen würmeiszeitlicher und älterer Gletscher in Südbayern. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **29**: 49—61, 5 Abb.; Hannover.
- BÜDEL, J. (1960): Die Gliederung der Würmkaltzeit. — Würzburger Geogr. Arb., **8**: 1—45, 4 Abb.; Würzburg.

- BÜDEL, J. (1977): Reliefgenerationen in Mitteleuropa und anderen klimamorphologischen Zonen. — Würzburger Geogr. Arb., **45**: 3—23, 9 Abb.; Würzburg.
- (1980): Überdeckte tropische Altrelieftypen in den Ektropen. — Kolloquium geogr. Inst. Univ. Würzburg, 16. 12. 1980.
- FLIRI, F. (1973): Beiträge zur Geschichte der alpinen Würmvereisung: Forschungen am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). — Z. Geomorph. N. F. Suppl., **16**: 1—14, 1 Fig., 4 Photos, 1 Tab.; Berlin - Stuttgart.
- FRAEDRICH, R. (1979): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen in der Ferwallgruppe (Tirol/Vorarlberg). — Düsseldorfer Geogr. Schr., **12**: 1—161, 22 Abb., 6 Tab., Düsseldorf.
- FRANK, H. (1979): Glazial übertiefte Täler im Bereich des Isar-Loisach-Gletschers. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **29**: 77—99, 8 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- GAREIS, J. (1978): Die Toteisfluren des Bayerischen Alpenvorlandes als Zeugnis der Art des spätwürmzeitlichen Eisschwundes. — Würzburger Geogr. Arb., **46**: 1—101, 12 Abb., 24 Fig.; Würzburg.
- (1979): Zur Frage des Eisabbaues in der Randzone des Alpenkörpers. — Erdkunde, **33**: 310—316, 4 Abb.; Bonn.
- HANTKE, R. (1968): Die Diffluenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans (Kanton St. Gallen) und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee-Talung und im Rheintal. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 219—226, 5 Abb.; Öhringen.
- (1970): Die spätwürmeiszeitlichen Stadien auf der schweizerischen Alpennordseite. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **21**: 71—80, 3 Abb.; Öhringen.
- HEUBERGER, H. (1968): Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. Eine chronologische Übersicht. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 270—275; Öhringen.
- HUSEN, D. VAN (1968): Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **18**: 249—286; Wien.
- (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerung im Trauntal. — Jahrb. Geol. B.-A., **120**: 1—130; Wien.
- (1979): Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefer Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **29**: 9—22, 3 Abb.; Hannover.
- LICHTENBERGER, E. (1956): Stadiale Gletscherstände in den Schladminger Tauern (Steiermark). — Z. Gletscherk. u. Glazialgeol., **3**, 2: 235—244, 1 Karte; Innsbruck.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901—1909): Die Alpen im Eiszeitalter. — 3 Bände, Leipzig (Tauchnitz).
- RATHJENS, C. (1954): Das Schlernstadium und der Klimaablauf der Späteiszeit im nördlichen Alpenraum. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **4—5**: 181—188; Öhringen.
- RICHMOND, G. (1969): Development and stagnation of the last Pleistocene icecap in the Yellowstone Lake Basin, Yellowstone Lake Basin, Yellowstone National Park, USA. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **20**: 196—203, 3 Fig.; Öhringen.
- SEILER, K.-P. (1979): Glazial übertiefte Talabschnitte in den Bayerischen Alpen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **29**: 35—48, 6 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- TROLL, C. (1938): Der Eiszerfall beim Rückzug der alpinen Vorlandgletscher in die Stammbecken. (Am Beispiel des Loisach-Vorlandes in Oberbayern.) — Verh. III. Int. Quartär-Konf. Wien 1936/38.
- ZIENERT, A. (1979): Die Würmeisstände des Aaregletschers um Bern und Thun. — Heidelberger Geogr. Arb., **49**: 10—34, 3 Kart., 2 Tab.; Heidelberg.

Topographische Karten

Österreichische Karte 1 : 50 000  
 96 Bad Ischl, 97 Bad Mitterndorf, 98 Liezen.  
 Österreichische Karte 1 : 25 000  
 96/4 Bad Aussee.  
 Österreichische Karte 1 : 25 000 V  
 97 Bad Mitterndorf.  
 Carta d'Italia 1 : 50 000  
 062 Feltre, 063 Belluno.

Carta d'Italia 1 : 25 000  
 F° 23 - III NO S. Giustina  
 F° 23 - III SO Lentia  
 F° 23 - III SE Mel.  
 Landeskarte der Schweiz 1 : 50 000  
 237 Walenstadt.  
 Landeskarte der Schweiz 1 : 25 000  
 11 33 Linthebene, 11 34 Walensee,  
 11 35 Buchs, 11 55 Sargans.

