

Die eiszeitliche Reliefentwicklung im Bodenseeraum

Autor(en): **Krayss, E. / Keller, O.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik : VPK =
Mensuration, photogrammétrie, génie rural**

Band (Jahr): **87 (1989)**

Heft 1: **Lebensraum Bodensee = L'espace vital du lac de Constance**

PDF erstellt am: **11.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-234009>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

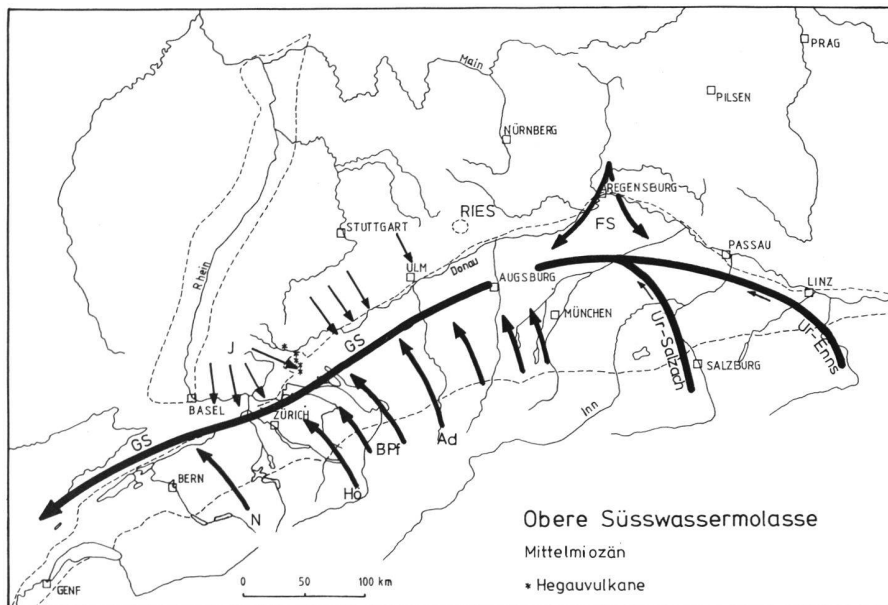


Abb. 6: Paläogeographie des Alpenvorlandes zur Zeit der Oberen Süsswassermolasse. Hauptsächlich nach K. Lemcke, H. Füchtbauer und eigenen Befunden. Materialherkunft (Schüttungen) und Transport: N Napf, Hö Hörnli, BPF Bodenseepfänder, Ad Adelegg, J Juranagelfluh, FS Feldspatsande, GS Glimmersand-Stromsystem.

Der Hebung folgte die Faltung des Kettenjura, die die Aare von der Donau abtrennte. Gleichzeitig wurden die nördlichen (helvetischen) alpinen Schubmassen, insbesondere die Kreidedecke des Säntisgebirges mit ihrer Fortsetzung in Vorarlberg, in die heutige Position geschoben, verschuppt und verfaultet. Von den gewaltigen Bewegungskräften wurden auch die mehrere Kilometer mächtigen, südlichen Molassegesteinskomplexe erfasst,

zusammengeschoben, zerbrochen und in Schuppen schräg gestellt (Abb. 2). Das Südostende des Bodensees reicht gerade noch an den aufgerichteten Südrand der flachliegenden Molasse.

Zu dieser Zeit akzentuierten sich auch die teilweise schon früher angelegten Bruchsysteme, insbesondere ein solches, das von Freiburg i.Br. her quer durch den Schwarzwald und als Randenerverfugung und längs des Nordabfalls des Schiener-

bergs zum Bodensee verläuft (Abb. 1). Bemerkenswerterweise liegt die Längsachse des Bodensees in der Richtung dieser Bruchsysteme, und nicht etwa in der geradlinigen nördlichen Fortsetzung des Bodensee-Rheintals. Dieses wurde allerdings zur Zeit des Zusammenschubs der helvetischen Decken und der subalpinen Molasse wenigstens teilweise tektonisch angelegt. Dies ist erkennbar an der Depression der Kreidedecken im Rheintalquerschnitt zwischen Alpstein und Vorarlberger Alpen. Die Kreideschichten des Säntisgebirges sind vom Hohen Kasten zum Rheintal an zahlreichen Verwerfungen um rund 1300 Meter tiefer versetzt und steigen im Vorarlberg wieder auf.

Im Gebiet des unteren Bodenseerheintals, im Bereich der subalpinen Molasse, sind solche Versetzungen weniger offensichtlich, aber wohl auch vorhanden. Sie wiesen dem nun entstehenden Alpenrheinsystem den Weg. Es muss sich schon früh über die heutige Bodenseeachse zum Aare-System gewandt haben. Die spätpliozänen, ins Eiszeitalter überleitenden Phasen der Entwicklung des Bodenseerheins sind aber erst äusserst lückenhaft bekannt.

Der Bodensee und seine Richtung wurden zweifellos tektonisch vorgezeichnet; er ist aber nicht das Ergebnis eines Grabenbruchs, sondern hauptsächlich jenes der eiszeitlichen Erosion.

Adresse des Verfassers:

Dr. Franz Hofmann, Geologe
Rosenbergstrasse 103
CH-8212 Neuhausen am Rheinfall

Die eiszeitliche Reliefentwicklung im Bodenseeraum

E. Krayss, O. Keller

Im Bodenseeraum bewirkten die eiszeitlichen Vorlandvergletscherungen die Umlenkung des Alpenrheins von der Donau zur Aare, was eine beträchtliche Umgestaltung des Reliefs zur Folge hatte. Die heutigen Reliefformen spiegeln vor allem die Geschichte der letzten Vorlandvereisung (Würm).

Dans la région du Lac de Constance les glaciations pléistocènes ont fait tourner le Alpenrhein de la Danube à l'Aare, ce qui avait pour conséquence une transformation considérable du relief. Les formes de relief actuelles reflètent avant tout les procès pendant la dernière glaciation (wurmienn).

1. Der Kampf um die Wasserscheide

Zu Beginn des Quartärs vor rund 2 Millionen Jahren mag das Landschaftsbild des Bodenseeraums viel Ähnlichkeit mit den heutigen Landformen der östlich angrenzenden Schwäbisch-Bayerischen Hochebene aufgewiesen haben. Die kontinentale Wasserscheide zwischen dem Donaugebiet und dem Aaresystem verlief damals vermutlich von den Glarner Alpen über das Hörnli-Bergland und den Randen zum Schwarzwald (Abb. 1). Alpenrhein und Inn bildeten die mächtigsten Zuflüsse der Donau, die das Alpenvorland-Becken ostwärts 2800 km weit zum Schwarzen Meer entwässerte. Einen um mehr als die Hälfte kürzeren Weg zum Meeresspiegel fand

hingegen die Aare durch den Grabenbruch der Oberrheinischen Tiefebene zur Nordsee.

Mit dieser *hydrographischen Konstellation* war die Ausgangslage der quartären Reliefgeschichte des Bodenseeraums gegeben. Für Aare und Donau hiess das Thema – etwas dramatisiert – «Kampf um die kontinentale Wasserscheide». Die Donau war besiegt, als der Alpenrhein vor einigen hunderttausend Jahren zur Aare und damit zur Nordsee umkippte. Für dieses Umkippen eines grossen Gewässersystems reichte indessen die Kraft des fließenden Wassers nach dem Prinzip der Rückwärts-Erosion nicht aus. Es bedurfte noch eines weiteren mächtigen Agens, nämlich des Gletschereises der grossen *pleistozänen Vorlandvereisungen*.

2. Zur eiszeitlichen Entwicklung des Grossreliefs

Über die ältesten Gletschervorstöße wissen wir sehr wenig. Es ist anzunehmen, dass sie im Bodenseeraum ein sanft durchtaltes Becken antrafen, welches sich nordwärts zur Donau entwässerte (Abb. 1). Die morphodynamischen Auswirkungen der bewegten Eismassen dürften die gleichen gewesen sein wie bei den jüngeren Vorlandvergletscherungen: Es wurde in die Tiefe erodiert und das ausgeschürfte Material am Eisrand und in den Gletschervorfeldern deponiert. Der in die Höhe und nach aussen wachsende Eiskuchen drang in die Seitentäler ein, staute dort Seen auf und bewirkte schliesslich deren Überlaufen in benachbarte Depressionen (Abb. 2). Diesem Mechanismus ist es zu verdanken, dass während glazialer Hochstände in der Gegend südlich des Randen die Wasserscheide zur Aare wiederholt überflossen wurde. Beträchtliche Schmelzwassermengen und das starke Gefälle zur tiefer liegenden Aare begünstigten eine rasche Eintiefung der Überlaufrinnen.

Anders lagen die Verhältnisse in der alten Flussrinne des Rheins zur Donau. Im gesamten Raum der Schwäbisch-Bayerischen Hochebene bewirkte die hohe Schutführung der alpinen Gletscherflüsse eine massive Aufschotterung des Abflusssystems. Damit lag nach dem Abschmelzen der Vorlandgletscher für die Mulde des Bodenseeraums das Abflussniveau zur Donau eher höher als vor der Vereisung, während die Wasserscheide zur Aare durch die neu entstandenen Überlaufrinnen tiefer gelegt wurde. Die absolute Höhe der Schwellen musste schliesslich entscheiden, welcher Abfluss in der folgenden Warmzeit sich durchsetzte: Zur Donau wie seit Millionen von Jahren oder neu westwärts über die Wasserscheide zur Senke der Oberrheinischen Tiefebene.

Wie vieler solcher früher Vorlandvereisun-

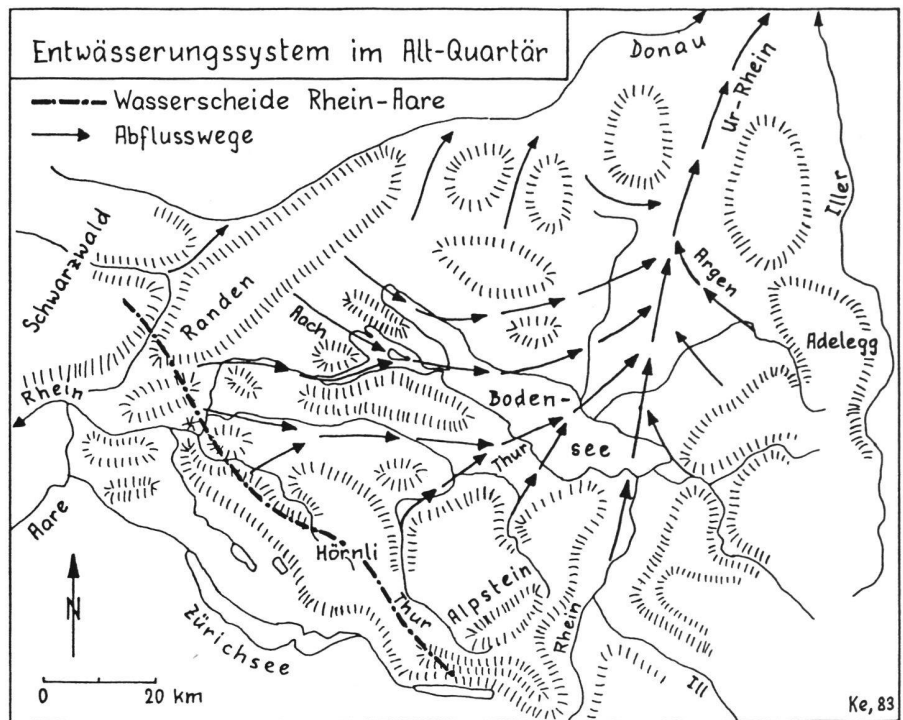


Abb. 1

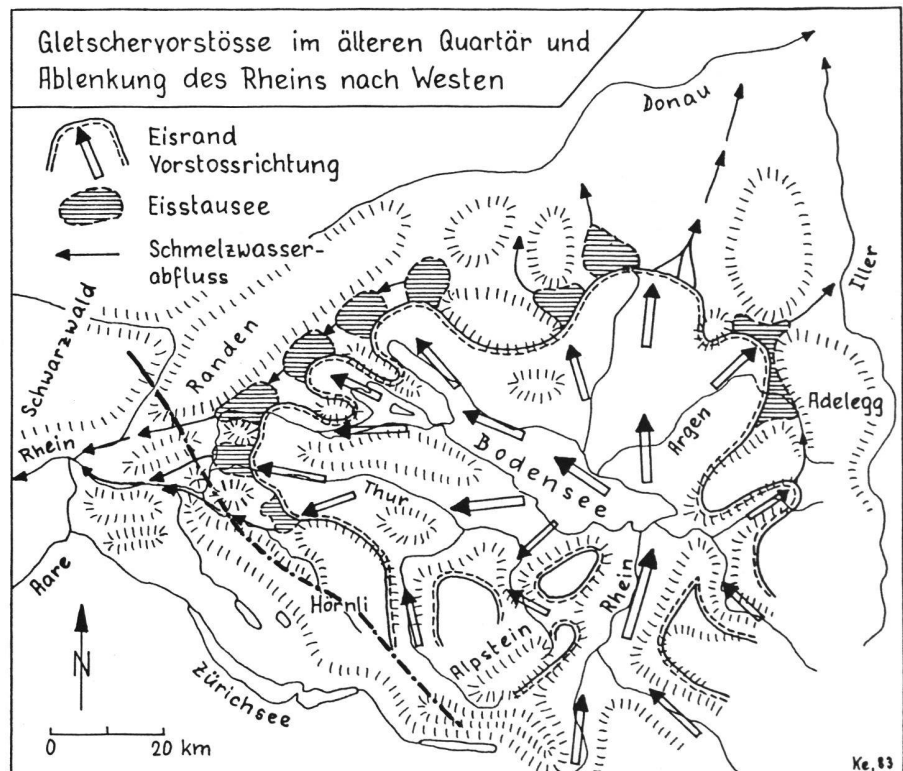


Abb. 2

gen es für das endgültige Umkippen zur Aare bedurfte, liess sich bisher nicht entscheiden. Morphologisch belegbar ist der neue Flusslauf frühestens für die der *Mindelzeit* vorangehende Warmzeit. Das mächtige Band der aarewärts gerichteten Mindel-Schotter (Abb. 3) verliess das damalige Bodenseebecken über eine Felschwelle, die am Schienerberg auf ca. 570 m ü. M. lag. Demgegenüber lagen die min-

delzeitlichen Überlaufschwelen der Schotterstränge zur Donau sowohl bei Leutkirch wie bei Heiligenberg um mindestens 100 m höher. Es ist deshalb anzunehmen, dass die wesentlich mächtigeren westwärts gerichteten Schotter zwischen Bodenseeraum und Aare ein bereits durch Flusserosion vorgeformtes geräumiges Tal verüllten.

Nach dem Abschmelzen des Mindelglet-

Partie rédactionnelle

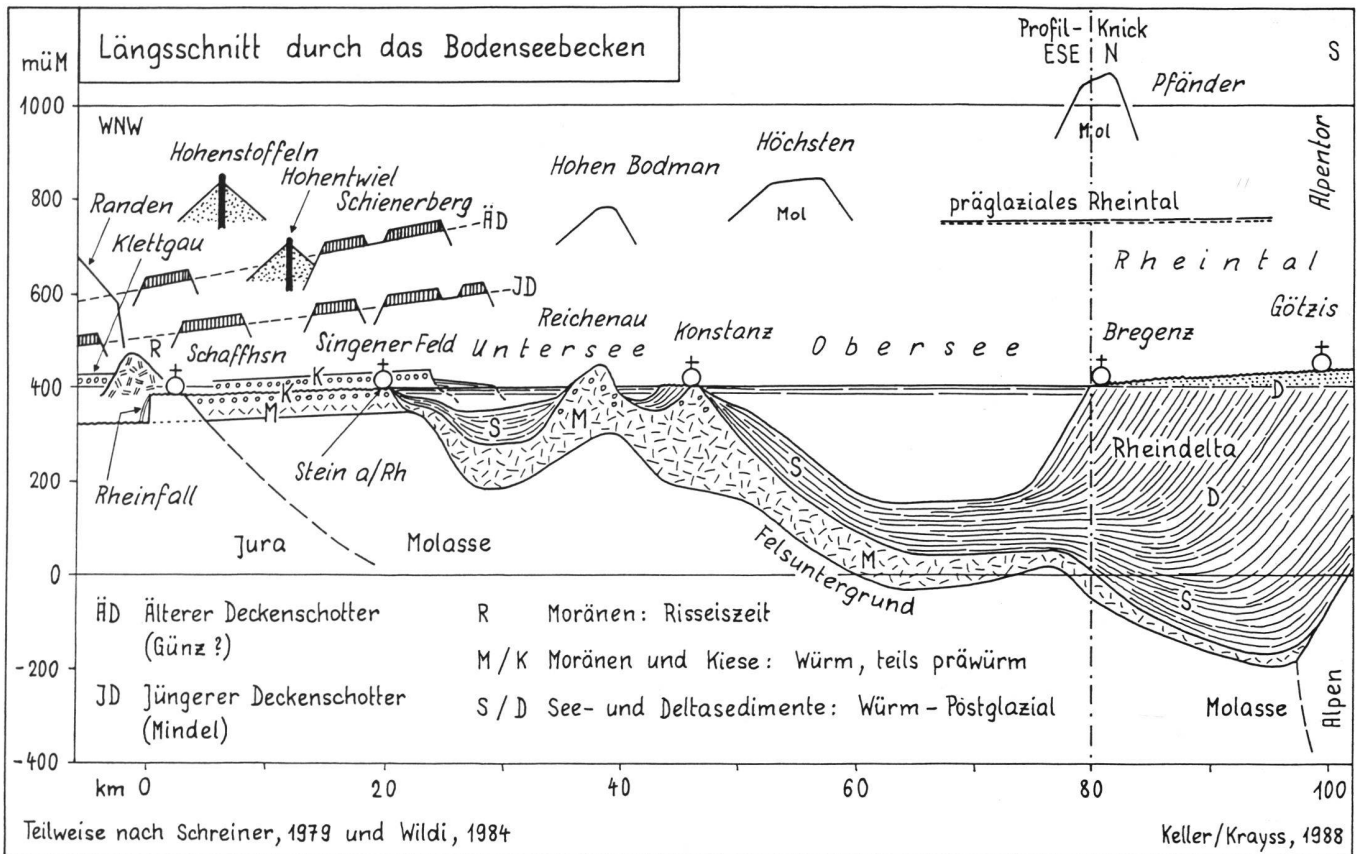


Abb. 3

schers bildete sich vermutlich im Bodenseebecken ein See auf einem Niveau um 600 m ü.M., wofür die Deltaschotter des Felsenholzes bei Bischofszell als Beleg herangezogen werden könnten. Einen Überblick zur Reliefgeschichte des Bodenseebeckens seit der Mindelzeit vor 300–400 000 Jahren gibt das stark überhöhte Profil durch den Bodensee von Schaffhausen bis Götzis im Rheintal (Abb. 3).

Als tiefstes Element im Raum Schaffhausen erscheint im Profil das Felsniveau älterer Flussrinnen, die heute 50–100 m hoch mit Lockermaterial verfüllt sind. Im Klettgau kann diese Verfüllung der *Risseiszeit* zugeordnet werden. Es muss daher angenommen werden, dass die enorme Eintiefung von 250–300 m westlich des Bodensees in der Warmzeit zwischen Mindel und Riss erfolgte, und zwar ausschliesslich durch Flussarbeit.

Andere Mechanismen der Erosion dürften im eigentlichen Bodenseebecken überwiegen haben. Die Topographie des Seebeckens ist seit bald 100 Jahren bekannt. So liegt der Seeboden im Mittel im Untersee in 13 m und im Obersee in rund 100 m Tiefe. Etwas lückenhafter ist unser Wissen bezüglich der Felssohle des «Bodenseetals». Durch Bohrbefunde gesichert sind die Koten der Felsoberfläche bei Radolfzell, Konstanz, Dornbirn und Hohenems; alle übrigen Werte beruhen jedoch auf den Ergebnissen seismischer Messungen und

sind dementsprechend noch mit Unsicherheiten behaftet. Die im Profil eingetragene Tiefenlinie der Felsoberfläche wurde für den Bereich westlich Konstanz aus Schreiner (1979) und ostwärts davon aus Wildi (1984) übernommen.

Während am Untersee westwärts einer möglichen Schwelle unter der Insel Reichenau die Felssohle mit 200 m Lockermaterial überdeckt ist, erreicht die Felswanne des Obersees weit verbreitet Tiefen von 100–200 m unter dem Meeresspiegel. Bezogen auf das Felsniveau der mit Lockermaterial verschütteten Flussrinnen zwischen Radolfzell und Schaffhausen besteht somit eine *glaziale Übertiefung* des Bodensee-Felsbeckens von mindestens 550 m. Zusammen mit der Ausräumung der Bodensee-Grossmulde seit der Mindelzeit beläuft sich der Gesamtbetrag der Eintiefung auf rund 800 m.

Nachdem gute Gründe dafür bestehen, dass während der letzten Eiszeit, der Würmeiszeit, keine zusätzliche Übertiefungsarbeit geleistet wurde, kann man den Betrag der Gesamteintiefung auf die beiden Eiszeiten Mindel und Riss verteilen. Es ist somit nicht unrealistisch, bereits für das Becken des Mindelgletschers eine Eintiefung bis 200–300 m ü.M. anzunehmen. Damit bestanden natürlich für die Flusserosion des Rheins zwischen dem Bodenseebecken und dem relativ niederen Aareniveau günstige Bedingungen. Die Ausschürfung des engeren Seebeckens

muss wohl zum überwiegenden Teil der Erosionsarbeit des Eises und subglazialer Schmelzwasserströmungen zugeschrieben werden.

Eine Vogelschau-Darstellung (Abb. 4) versucht zu zeigen, dass im heutigen Bodenseeraum zumindest zwei *Reliefgenerationen* zu erkennen sind. Hochflächen und Talböden, deren Entwässerungsniveaus auf die Donau einspielen, können als *danubischer* Landschaftstyp einem *rheinischen* Typ mit kräftiger Durchtalung und – dem Auge unsichtbar – starken Übertiefungen entgegengesetzt werden. Während nördlich der Bodenseemulde das danubische Regime noch funktioniert, blieb im Appenzellerland, im Toggenburg und im Bregenzerwald der danubische Landschaftstyp reliktsch und gewissermassen fossil erhalten.

3. Würmvergletscherung und Reliefformen

Wenn auch im Bodenseeraum das Grossrelief und die Übertiefung des Seebeckens zur Hauptsache als Werk der vorletzten und älteren Kalt- und Warmzeiten zu verstehen sind, so spiegeln doch die Geländeformen der heutigen Bodenseelandschaft vor allem die Geschichte der letzten Vorlandvereisung. Nach dem derzeitigen Wissensstand [Keller & Krayss, 1987] spielte sich die hochwürmzeitliche Verglet-

schering im Zeitraum zwischen 25 000 und 13 000 J.v.h. ab. Nach einer Aufbau-phase, über die noch wenig bekannt ist, war das gesamte Bodenseebecken spätestens um 18 000 J.v.h. vom Schaffhauser Randen bis zur Adelegg von einem mächtigen Vorlandgletscher bedeckt (Abb. 5, W/Max). 2–3000 Jahre später erfolgte nach einer ersten Abschmelzphase auf tieferem Niveau ein erneuter Gletschervorstoß, der sich in der Bodenseelandschaft als Stein am Rhein-Eisrandkomplex (W/S) sehr markant abzeichnet. Ein radikaler Klimaumschlag liess schliesslich das Eis bis in das Becken des Obersees zurückschmelzen, wo sich der Gletscher vor dem endgültigen Zusammenbruch auf der Randlage von Konstanz (W/K) nochmals kurz stabilisierte.

Jede dieser Vereisungsphasen hatte ihre Auswirkung auf die Entwicklung spezieller Reliefformen, auf die abschliessend noch kurz eingegangen sei.

Ein weit verbreitetes Element in der Bodenseelandschaft bilden die sogenannten *Drumlins* (irisches Wort für Hügel). Es handelt sich um stromlinienförmige Hügelrücken, die meist in Scharen auftreten. Die Drumlins wurden während der Aufbau-

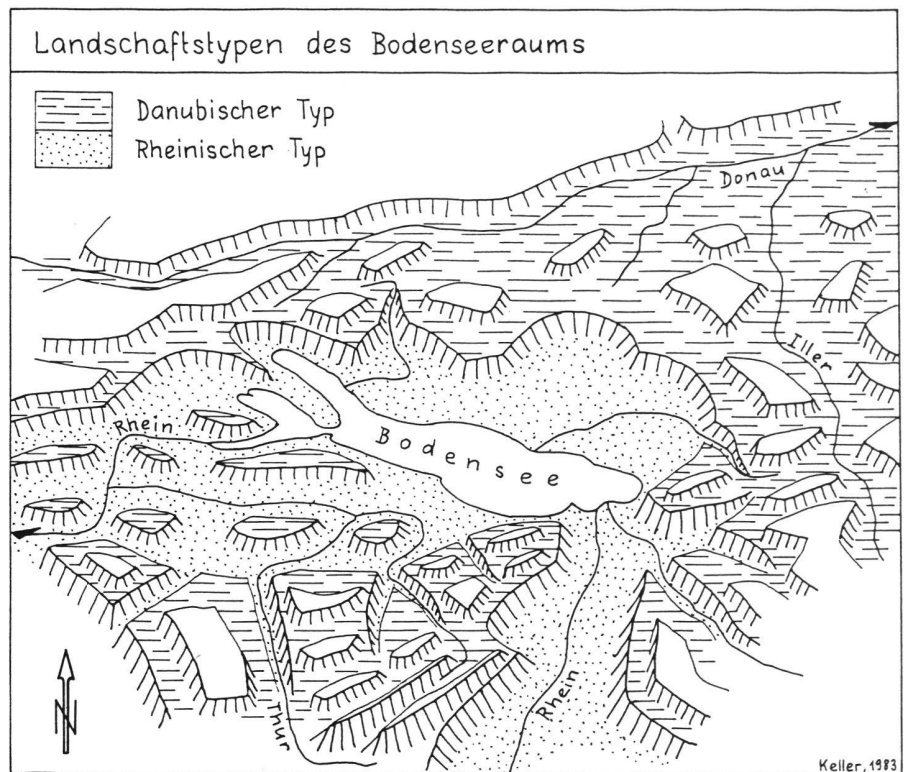


Abb. 4

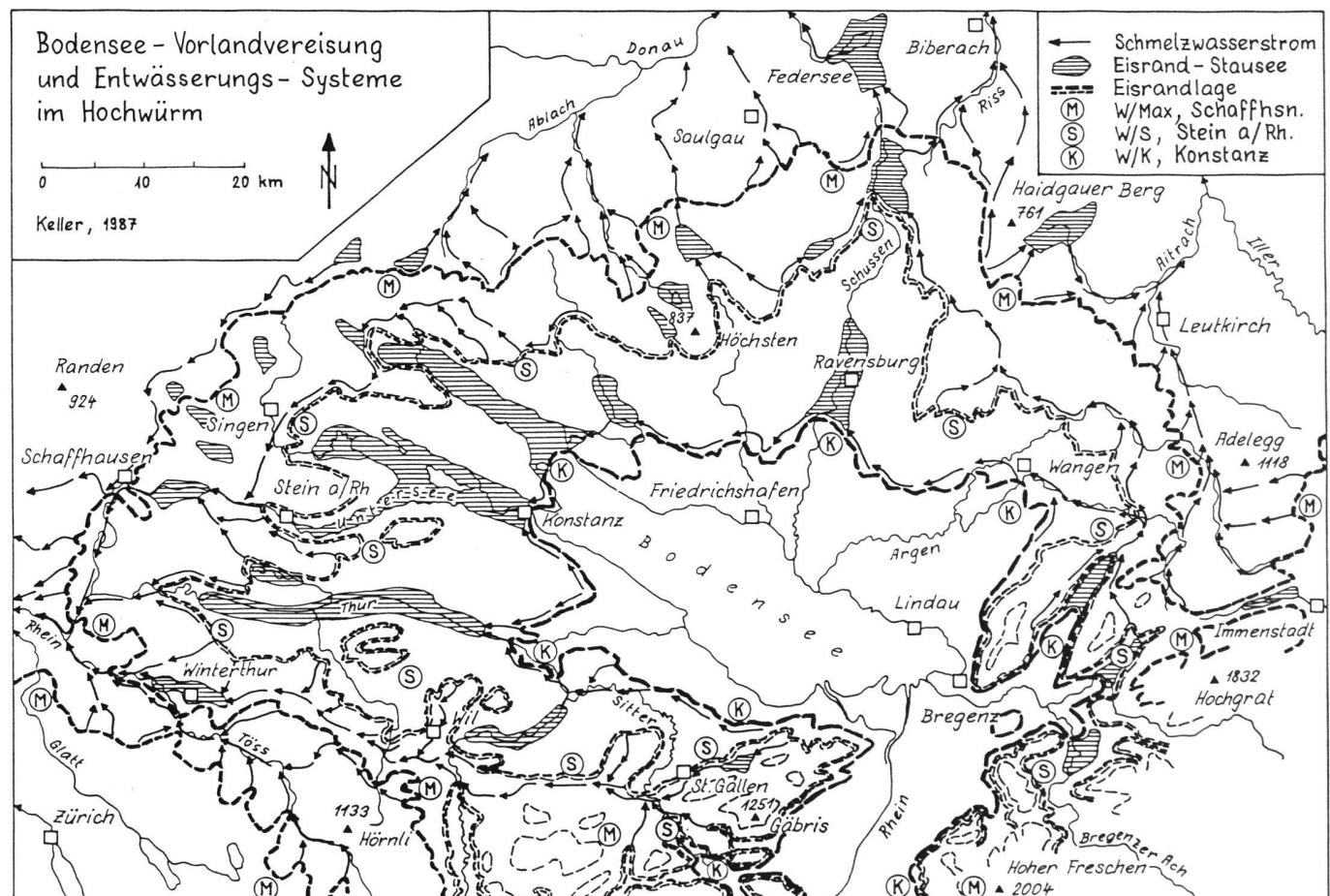


Abb. 5

Partie rédactionnelle

phase an der Sohle des vorrückenden Gletschers aus lehmig-kiesigen Ablagerungen (Grundmoräne) herauspräpariert. Beim Eiszerfall sammelte sich in den Vertiefungen der Drumlinsfelder Wasser zu Seen und Teichen, die entweder von Schmelzwassersedimenten verfüllt wurden oder sich später zu Mooren entwickelten.

Als markantes Eisrandrelikte des Maximalstandes W/Max gilt die sogenannte Äussere Jungendmoräne, die sich in Form langgestreckter Hügelzüge durch ganz Oberschwaben hindurch erstreckt. Es sind beträchtliche Anhäufungen von Sanden und Kiesen und aufgeschobener Grundmoräne, die sich unmittelbar am Eisrand bildeten. Auf der Innenseite meist relativ steil abfallend, gehen die *Wallmoränen* nach aussen mit flacher Neigung in weite Schotterfelder über. Die Schmelzwässer sammelten sich auf sogenannten Sandern und flossen in Oberschwaben über ein verästeltes Netz von Gerinnen der Donau zu. Auf Schweizer Boden finden sich entsprechende morphologische Verhältnisse im Endmoränengebiet des Rafzerfeldes.

Die Reliefformen, die sich während der ersten Abschmelzphase in der Zone zwischen W/Max und W/S entwickelten, unterscheiden sich generell nach den jeweiligen Vorflutverhältnissen. Wo der Abfluss infolge sehr geringen Gefälles prekär blieb, wie etwa in Oberschwaben, kam es bei hohem Sedimentanfall zwischen den zerfallenden Eismassen zu lokalen Anhäufungen von Kiesen und Sanden, den sogenannten Kames. Nach dem Niedertauen bildete sich eine wechselhaft geformte Landschaft mit unzähligen kleinen *Kuppen und Wann*en, letztere auch Toteislöcher genannt.

In den Zungenbecken innerhalb der Endmoränen des Maximalstandes entwickel-

ten sich häufig *Eisrand-Stauseen*, zum Teil grösseren Ausmasses wie etwa bei Winterthur oder bei Diessenhofen. Die Verfüllung dieser Seen erfolgte zumeist weitflächig mit Silten (Bändertonen) und Sanden, vom Gletscherrand her oft noch mit einer Deckschicht aus Kiesen.

Immer wieder gab es aber auch Situationen, in denen die zur Sommerszeit massiv anschwellenden Schmelzwässer neue Abflusswege in eisfrei gewordene Randzonen einzutiefen vermochten. Solche Prozesse entwickelten sich vor allem im westlichen Gletschergebiet, wo zur Vorflut des Rheins hin grosse Gefälle zur Verfügung standen. Als schönes Beispiel gilt das System *randglazialer Schmelzwasserrinnen*, das sich von Flawil her über Rindal – Littenheid – Dussnang – Bichelsee bis zur Töss bei Turbenthal ausbildete. Schmelzwasserüberläufe aus kleinen Randstauseen legten die Wasserscheiden zwischen Bachtälern des Molasseberglandes in kürzester Zeit nieder, wodurch verschiedene einzelne Talabschnitte zu einer tiefen und geräumigen Schmelzwasserrinne zusammengesetzt wurden.

Ein weiteres Reliefelement ist charakteristisch für den Eisrandkomplex Stein am Rhein (W/S). Infolge des gebremsten Rückschmelzens und erneuten Wiederaufbaus des Eiskörpers kam es dem Eisrand entlang über weite Strecken zur Bildung flacher Randstromsysteme, in denen anfänglich Feinsedimente und schliesslich auch Sande und Kiese abgelagert wurden. Viele einst ergiebige Kiesgruben liegen in diesen *Sanderterrassen*, so etwa im Zuge des Siedlungsbandes St. Gallen–Wil–Winterthur oder im Raum Singen–Stockach.

Die intensive Abschmelzphase nach dem Stadial W/S führte wiederum zur Bildung ausgedehnter Wasserflächen. Untersee und Überlingersee blieben bis heute be-

stehen, während die Seen im Thurtal und im Schussental teils ausliefen, teils verfüllt wurden. Als Relikt dieser spätglazialen Seen können die schönen *Deltaterrassen* gelten, die sich im Relief etwa bei Niederbüren oder bei Tettngang abzeichnen. Sie verdanken ihre Entstehung seitlich einmündenden Schmelzwasserströmen, die mit umgelagertem Lockermaterial reichlich belastet waren.

Während der 14 000 Jahre, die seit dem endgültigen Verschwinden des Gletschereises aus dem Bodensee verstrichen, standen die meisten kleineren und mittleren Gewässer rings um den See unter einem erosiven Regime, das in gefällsreichen Abschnitten zur Eintiefung von Schluchten und Tälern führte. Ausser in Hang- und Bachschuttfächern findet die Akkumulation heute fast nur noch in den Flussdeltas im See statt – dort aber massiv.

Literatur:

Keller, O., Krayss, E. 1987: Die hochwürzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrandkomplex im Spätglazial. Geogr. Helv. 1987/2: 169–178, Zürich.

Schreiner, A. 1979: Zur Entstehung des Bodenseebeckens. Eiszeitalter und Gegenwart 29: 71–76, Hannover.

Wildi, W. 1984: Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz mit kurzen Erläuterungen. Eclogae geol. Helv. 77/3: 541–551, Basel.

Adresse der Verfasser:

Dr. Oskar Keller
Sonderstrasse 22
CH-9034 Eggersriet

Edgar Krayss
Myrtenstrasse 9
CH-9010 St. Gallen

Das Klima des Bodenseegebietes

P. Rauh

Das Klima im Bodenseegebiet wird einerseits geprägt durch seine Lage im Alpenvorland im Herzen von Mitteleuropa. Andererseits spielen Topographie und Wassermasse im kleinräumigen Massstab eine wichtige Rolle. Einige markante Zusammenhänge werden kurz erläutert.

Le climat de la région du lac de Constance est empreint d'une part par sa situation dans les premiers contreforts des Alpes au cœur de l'Europe Centrale. D'autre part la topographie et la masse d'eau jouent un rôle important à l'échelle régionale. Quelques relations marquantes sont expliquées concisement.

Die Wissenschaft definiert das Klima als den mittleren Verlauf der Witterung während eines ganzen Jahres, dargestellt durch Mittelwerte, Häufigkeiten und Extremwerte verschiedener Klimaelemente, wie zum Beispiel Temperatur, Niederschlag, Sonnenschein, Wind und so weiter. Die Grösse und Veränderlichkeit dieser Elemente werden von verschiedenen Faktoren beeinflusst. Zu ihnen gehören Meereshöhe, Entfernung von einer grossen Wasserfläche, Exposition. Anschaulicher als diese Definition ist der Vergleich mit einem Skihang: ausgefahrene Piste und randliche Einzelspuren zusammen formen ein Abbild des Klimas. Es ist also nichts anderes als die Sammlung der Wit-