Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich (2005) *150*/3–4: 69–85

Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial

2. Teil: Datierung und Modelle der Rhein-Linth-Vergletscherung. Klima-Rekonstruktionen

Oskar Keller (Eggersriet SG), Edgar Krayss (St. Gallen)

Zusammenfassung

Alle für den Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial verfügbaren Datierungen werden in einem Raum-Zeit-Diagramm erfasst. Die daraus abgeleitete Chronologie ergibt für den Eisaufbau aus dem Raum Chur bis zum Maximalstand einen Zeitraum von 29 000–24 000 Kalenderjahren vor heute, für das anschliessende Zurückschmelzen 23 000–16 500 Kalenderjahre vor heute. Für den Aufbau der modellmässig ermittelten Eismassen lässt sich eine durchschnittliche positive Nettobilanz von 13 cm pro Jahr errechnen. Dabei liegt die Vorstossrate bei 60 m pro Jahr in den Auslasstälern und später bei 15–20 m pro Jahr in den Vorlandbecken. Beim Rückschmelzen ergibt sich für die Zeit der Eishochstände eine negative Nettobilanz von durchschnittlich 5 cm pro Jahr und eine solche von 15–18 cm während der Hauptphase des Zurückschmelzens.

Zur Zeit der Eishochstände lagen die Jahresmitteltemperaturen im Gletschervorland mit rund –6 °C um 14–15 °C tiefer als «heute» (2. Hälfte 20. Jahrhundert). Für den Juli wird mit einer mittleren Temperatur von +7 °C gerechnet, für den Januar gegen –20 °C. Dabei dürften die Niederschläge auf etwa 20% zurückgegangen sein. Ein abschliessendes Diagramm orientiert über den mutmasslichen Verlauf der jährlichen Durchschnittstemperaturen (Depression gegenüber «heute») im Bodenseeraum und im Zürcher Vorland vom letzten Interglazial bis zur Gegenwart.

The Rhine-Linth glacier during the last Glacial Maximum

Part 2: Dating and models of the Rhine-Linth glaciation. Climate reconstructions

All available ^{14}C-data of the Rhine-Linth glacier during the last High Glacial are compiled in a special space-time diagram. The established chronology comprises a period of 29 000 to 24 000 calendar years before present for the building-up of the glaciation starting in the area of Chur and ending with the maximal extension. The ice wasting and the retreat back into the inner Alps took place between 23 000 and 16 500 years BP. Calculated by a model the building-up of the ice masses needed a medium net balance of 0.13 m of ice per year. During the first period the rate of advance reached 60 m per year in the outlet valleys, later on 15–20 m/year in the foreland basins. For the retreat after the Würm Maximum calculations provide melting rates of 0.05 m/year in the phase of the ice high stages and 0.15–0.18 m/year in the main phase of wasting.

During the period of the glacial maximal stages the climate in the glacier foreland is characterized by an average year temperature of –6 °C, that means about 14–15 °C lower than today (2nd part of 20th century). Average temperatures of +7 °C must be supposed for July and –20 °C nearly for January. The precipitations seem to have decreased to 20% compared with today. Finally, a diagram of the period between the last interglacial and present time provides an overview of the supposed course of the average year temperature (depression to recent) in the Lake Bodan and Lake of Zurich region.

Schlagwörter: Eiszeitniederschläge – Eiszeittemperaturen – Gletschervorstossraten – Hochwürm-Chronologie – Klimaschwankungen – Massenbilanz – Schneegrenzlagen

4 DATIERUNG UND MODELLE DER RHEIN-LINTH-VERGLETSCHERUNG

Nachdem im 1. Teil dieser Arbeit (Heft 1/2005) Rekonstruktionen des letzteiszeitlichen Rhein-Linth-Gletschers sowie dessen Aufbau und Abschmelzen dargelegt worden sind, werden im Folgenden Überlegungen, Berechnungen und Modelle zur Physik der Eiskörper und zur Chronologie der glazialen Abläufe diskutiert. Es kann sich dabei allerdings nur um erste Abschätzungen und um gerundete Zahlenwerte handeln, die sich naturgemäss in einer grösseren Bandbreite bewegen. Die Schlüsse, die gezogen werden, sind demzufolge als vorläufig zu werten und als Deutungsversuche zu verstehen.

4.1 Chronologie

Zeitmarken des glazialen Geschehens sind deshalb gefragt, weil sie zur Erklärung der eiszeitlichen Prozesse und für Modellrechnungen zum Auf- und Abbau der Vergletscherung unerlässlich sind.

Neuerdings werden Methoden zur direkten und absoluten Datierung von Eisrandlagen erprobt, etwa mit Hilfe kosmogener Isotope berechnete Expositionsalter (z. B. IVY OCHS, 1996). Für die hier diskutierten Vorlandgletscher stehen noch keine Altersbestimmungen dieser Art zur Verfügung. Mit Hilfe der ^{14}C-Methode durchgeführte Datierungen sind nur an organischem Material möglich. Solche Funde sind für das Hochglazial naturgemäss selten.

Mittlerweile hat sich herausgestellt, dass die ^{14}C-Produktionsrate nicht als konstant zu betrachten ist, so dass sich über die Jahrtausende hinweg bedeutende nicht lineare Abweichungen der ^{14}C-Alter von der kalendarischen absoluten Zeit ergeben. Es ist daher üblich geworden, kalibrierte Alterswerte zu verwenden. Sie werden als «Kalenderjahre vor heute» auf das Jahr 1950 bezogen und mit cal y BP (calendar years before present) bezeichnet. In dieser Arbeit ist die Umrechnung auf STUIVER et al. (1998), tabelliert bei STUDER (2005), sowie bei Daten älter als 20 000 ^{14}C y BP auf BARD et al. (2000) abgestützt. Im Folgenden werden generell cal ky BP oder kurz ky BP verwendet, das heisst kalibrierte Werte in 1000 Jahren vor heute.

Eine Auswahl der wichtigsten Alterswerte auf ^{14}C-Basis ist kalibriert in Abb. 9 eingetragen. Tab. 1 enthält die

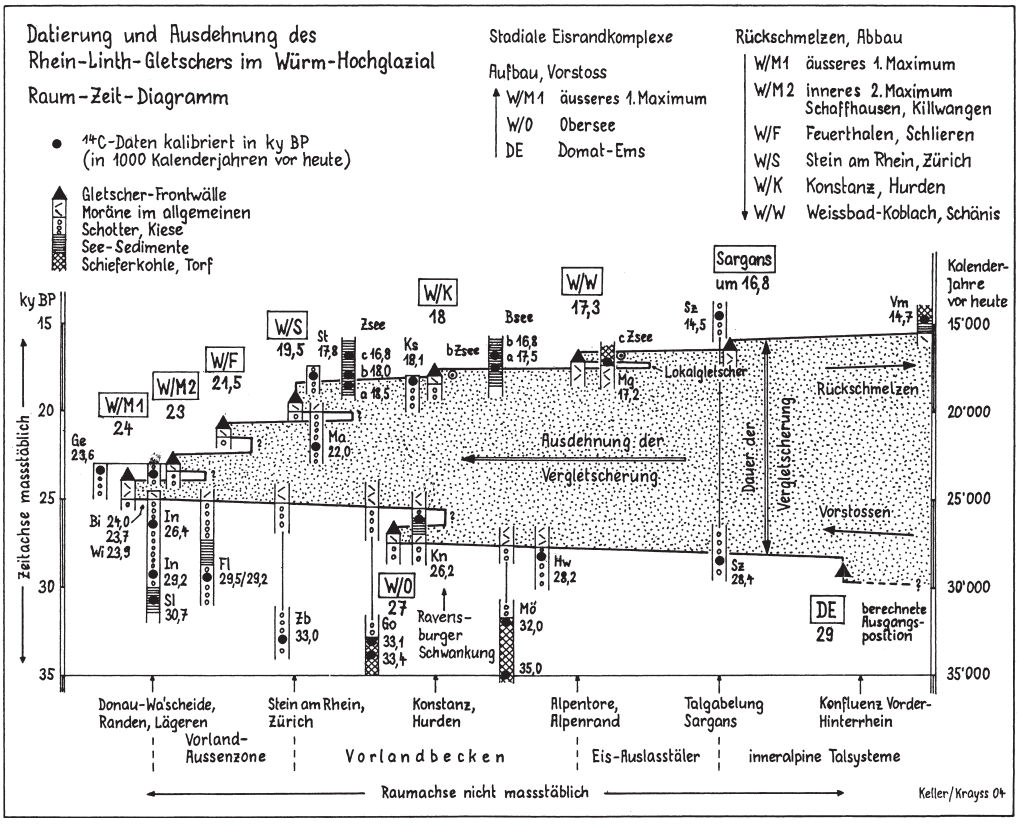


Abb. 9a. Im Raum-Zeit-Diagramm sind auf der horizontalen Achse die geographischen Landschaftseinheiten des Bodensee-Rhein- und des Linth-Systems dargestellt. Vertikal angeordnet finden sich auf der Zeitachse entsprechend ihrer geographischen Lage wichtige Profile mit den relevanten Datierungen. Darin eingepasst ist der Verlauf des Vorstosses und des Rückschmelzens der Hochwürm-Vereisung. Das Nebenkärtchen (Abb. 9b) zeigt Positionen und Daten der Eisrandkomplexe. Ortsnamen-Abkürzungen siehe Tab. 1.

Fig. 9a. The area-time diagram shows the units of the geographical landscapes of the Rhine-Linth system. Important profiles and ^{14}C-data are drawn in the vertical direction corresponding to their geographical position. Based on these coordinates the advance and retreat of the High Würmian glaciation is arranged. The map of fig. 9b contains positions and data of the ice marginal complexes. For abbreviations of the localities see tab. 1.

Tab. 1. Quellenverzeichnis zu den Daten in Abb. 9. Die vorgesetzten Abkürzungen beziehen sich auf die Ortsangaben in Abb. 9. Die Autoren sind im Literaturverzeichnis des 1. oder des 2. Teils dieser Arbeit aufgeführt.

Tab. 1. List of the data of fig. 9. The abbreviations indicated refer to the localities of fig. 9. The authors are mentioned in the bibliography of part 1 or of part 2.

Bi	Binningen	SCHREINER 1992a	Mg	Mariagrün / Feldkirch	CHÉDEL 1986
Bsee	Bodensee-Bohrungen	WESSELS 1995	Mö	Mörschwil SG	KELLER & KRAYSS 1998
Fl	Flurlingen	FRANK & REY 1996	Sl	Saulgau	WERNER 1974
Ge	Geisslingen	BAUSCH et al. 1989	St	Steisslingen	GEYH & SCHREINER 1984
Go	Gossau ZH	SCHLÜCHTER et al. 1987	Sz	Seez-Fächer	MÜLLER, B.U. 1995
Hw	Hochwacht / Bregenz	DE GRAAFF 1992	Vm	Viamala / Crapteig	BURGA 1981
In	Ingoldingen	MOEGLE 1994	Wi	Wil / Rafz ZH	HÜNERMANN 1985
Kn	Knollengraben	WEINHOLD 1973	Zb	Zürichberg	SCHLÜCHTER & RÖTHLISBERGER 1995
Ks	Karsee	DE JONG 1983	Zsee	Zürichsee-Bohrung	LISTER et al. 1984
Ma	Markelfingen	GEYH & SCHREINER 1984			

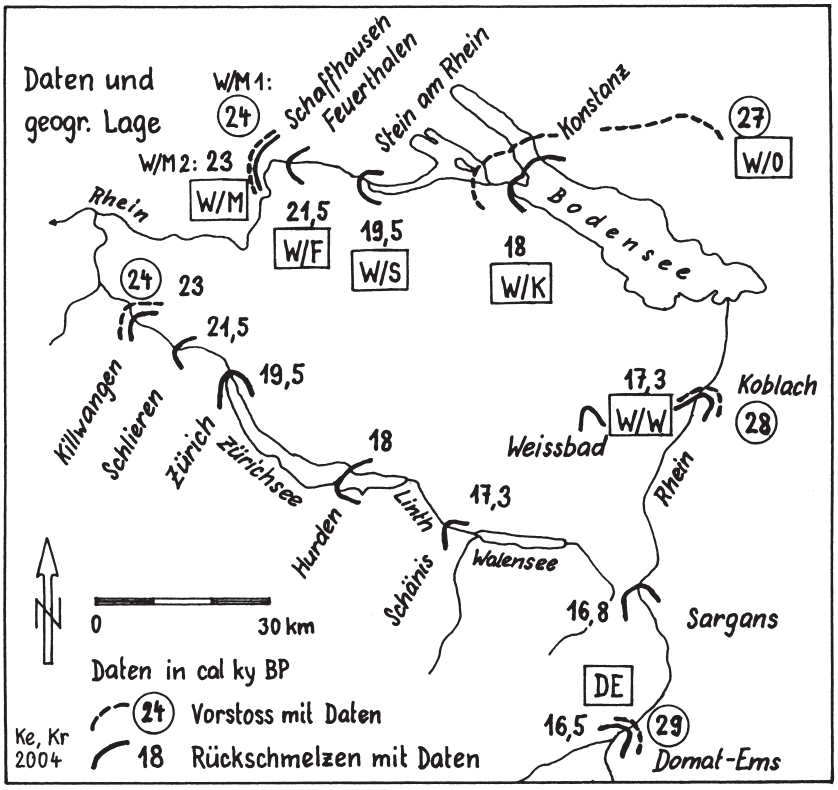


Abb. 9b. Positionen und Chronologie der Eisrandkomplexe.

Fig. 9b. Positions and chronology of the ice marginal complexes.

Quellenangaben der in Abb. 9 verwendeten Fundorte und Daten.

Aus dem ***Zeitraum des Aufbaus*** der jüngsten Vorlandvereisung (Abb. 9) liegen innerhalb des Bodenseebeckens Altersbestimmungen vor, die auf die ***Ravensburger Schwankung*** (KELLER und KRAYSS, 1993) hinweisen, nämlich Hochwacht (Hw; 28,2 ky BP) östlich Bregenz und Knollengraben (Kn; 26,2 ky BP) bei Ravensburg. Das wenig ältere Datum von Sargans (Sz; 28,4 ky BP), gewonnen an vermutlich eingeschwemmten Blattresten, ist ein Indiz für den Eisvormarsch im Rheintal.

Für die ***maximale Eisrandlage W/M (1)*** können Alterswerte von eisfrontnah gewonnenen Proben herangezogen werden. Saulgau (Sl; 30,7 ky BP) und Ingoldingen (In; 29,2 und 26,4 ky BP) lieferten Daten aus den liegenden Sedimenten der würmmaximalen Grundmoräne. Da diese Befunde Maximalalter bedeuten und die Ravensburger Schwankung berücksichtigt werden muss, ist auf ein Erreichen der äussersten Eisrandlage um ca. 24 ky BP zu schliessen.

Für den ***Hauptstand des Würm-Maximums W/M (2)***, der vielerorts nur 1–3 km intern zur äussersten Randlage positioniert ist, existieren Knochendaten aus zugehörigen Sandern, die wiederum Maximalalter bedeuten: Binningen (Bi; 24,0 und 23,7 ky BP), Geisslingen (Ge; 23,6 ky BP) sowie Wil ZH/Rafzerfeld (Wi; 23,9 ky BP). Die gegenüber W/M (1) völlig andersartige Struktur dieses Eisrandes mit mächtigen Moränenwällen und oft bedeutender Über-

schotterung der äussersten Eisfrontmarken legt es nahe, hier nach einem ersten Rückschmelzen einen allgemeinen Wiedervorstoss, meist als Hauptvorstoss angesprochen, zu erkennen (Kap. 2.3). Der Hauptstand W/M (2) dürfte aufgrund des Regimewechsels um 1000 Jahre jünger sein als das äussere Maximum W/M (1), womit er im Bereich von 23 ky BP anzusetzen ist.

Das ***Stein am Rhein/Zürich-Stadial W/S*** lässt aufgrund der vorhandenen Alterswerte, die zwischen 22,0 und 17,8 ky BP streuen, keine genauere Zeitangabe zu. Gemäss den Daten aus dem «Zürichsee-Bohrkern» (Zsee,a) lag das untere Seebecken um 18,5 ky BP noch unter Eis. Im Vergleich mit dem jüngeren Konstanz-Stadial W/K dürfte eine Einstufung des Stadials W/S mit 19,5 ky BP vertretbar sein.

Sedimentuntersuchungen und Datierungen am «Zürichsee-Bohrkern» (Zsee,b) ergaben ferner, dass die Linth-Gletscherfront um 18 ky BP bei Hurden-Rapperswil im Obersee lag. Diese Eisrandlage wird mit dem ***Eisrandkomplex Konstanz W/K*** korreliert (Kap. 2.4.1). Der Karsee-Knochenfund (Ks; 18,1 ky BP) liegt extern zu Konstanz. Aus den verwendbaren Daten ergibt sich für den Eisrandkomplex Konstanz-Hurden ein Zeitrahmen um 18 ky BP.

Anhand des Basisdatums aus dem Moor Mariagrün (Mg; 17,2 ky BP) bei Feldkirch, 100 m über dem Rheintal und knapp innerhalb des Rheingletscher-Eisrandes im ***Weissbad-Koblach-Stadial W/W*** (KELLER, 1988) gelegen, ergab sich für dieses eine Einstufung um 17,3 ky BP. Im Linthgebiet lag die Gletscherfront damals im Raum Schänis (KELLER, 1988). Gemäss den Befunden am «Zürichsee-Bohrkern» (Zsee,c) war der Rhein-Linth-Gletscher bereits ins Gebiet des heutigen Walensees zurückgeschmolzen, so dass obige indirekte Datierung des Weissbad-Stadials bestätigt ist. Die Sedimentuntersuchungen und Datierungen an einer Reihe von Bohrkernen aus dem Bodensee-Obersee (Bsee; 17,5 bis 16,8 ky BP) stützen die Einstufung des W/W-Eisrandkomplexes. Ab 16,8 ky BP bleiben in den Bodensee-Sedimenten die Eisberg-transportierten Dropstones aus. Zu dieser Zeit hatte sich der Rheingletscher bis Sargans zurückgezogen und den bereits durch den Ill-Schwemmfächer abgetrennten oberen Rheintalsee frei gegeben (KELLER, 1994).

Verschiedene Basisdaten aus Mooren (zitiert in KELLER und KRAYSS, 1993), die den Beginn der organischen Sedimentation im Mittelland und in den Voralpen anzeigen, weisen Werte auf zwischen 17,2 und 15,5 ky BP. Diese Gebiete waren also spätestens ab dieser Zeitspanne eisfrei. In den grossen Alpentälern war gleichzeitig das schnelle Zurückweichen von der Eisrandlage Weissbad-Koblach in die inneren Alpentäler im Gange. Um 14,7 ky BP waren die Schlucht der Viamala (Vm) (BURGA, 1981) und bereits um 15,7 ky BP die Passhöhen des Lukmanier und des San Bernardino (BURGA, 1981; BURGA in FURRER, 1991) sowie um 16,0 ky BP der Malojapass (STUDER, 2005) eisfrei.

Die chronologische Gliederung des Rhein-Linth-Gletschers im Oberen Würm ist aus den aktuellen Befunden zusammenfassend in Abb. 10 dargestellt.

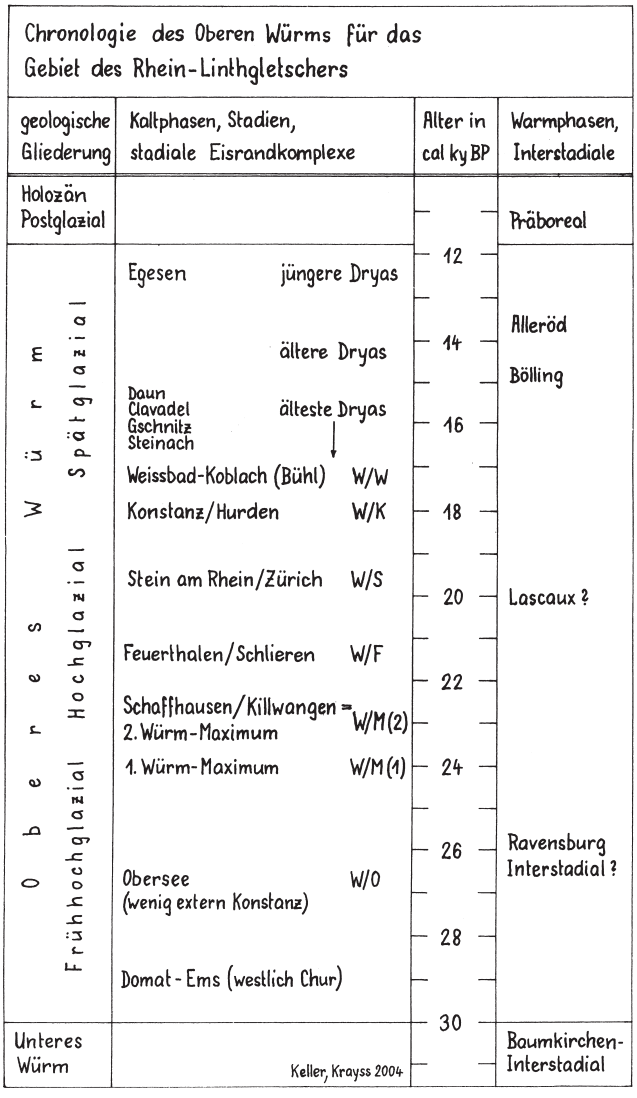


Abb. 10. Chronologische Abfolge der stadialen Eisrandkomplexe der Hochwürm-Vorlandvergletscherung und der spätglazialen Eisrandlagen aufgrund der morphostratigraphischen Einordnung und deren Datierung. Vergl. Abb. 9b.

Fig. 10. Chronology of the stadial ice marginal complexes of the High Würmian glaciation and the Late Glacial based on morphostratigraphic classification and on dating. See fig. 9b.

4.2 Hypsographie und Schneegrenzen

Kartographische und paläoglaziale Rekonstruktionen der Eisoberflächen verschiedener Stadien der Rhein-Linth-Vergletscherung wurden von den Autoren mehrfach publiziert: KELLER und KRAYSS (1980, 1994), KRAYSS und KELLER (1983), KELLER (1988). Zu den alpinen Eisstromnetzen und auch zur Vorlandvereisung «Riss-Biberach» (grosse Vergletscherung älter als Würm) sind Kartierungen in Manuskriptform vorhanden. Aufgrund dieser Unterlagen liessen sich Flächen und Volumina der jeweiligen Eiskörper quantitativ ermitteln. Abb. 11 zeigt eine Darstellung der Eisoberflächen in Form ***hypsographischer Kurven***. Dabei werden die Areale der Eisoberfläche pro Höhenstufe planimetrisch bestimmt und als Summenkurve graphisch abgebildet. Flächen- und Volumenwerte des Würm-Maximums sind durch detaillierte Datenerfassung und Modellierungen mit GIS von BENZ (2003) bestätigt worden.

In der Darstellung Abb. 11 charakterisieren die Kurvenformen den Gletschertyp: In den oberen, flacheren Abschnitten der Kurven 1–4 lassen sich die Nährgebiete erkennen. Die steilen Mittelstücke entsprechen den Zonen der Auslasskanäle. Die unteren, wieder flachen Abschnitte widerspiegeln die weiten Vorlandgletscher. Die Kurve 6 zeigt die Felsoberfläche der Vorlandbecken unter dem Gletscher des Maximalstandes, wobei die heutige Beckenfüllung ausgeräumt gedacht ist. Die Differenz zur Kurve 2 entspricht der mittleren Eismächtigkeit von rund 350 m. Zum Vergleich zeigt die Kurve 1 die ältere Vergletscherung des Rhein-Linth-Gebiets im Maximalstand «Riss-Biberach» mit einer 100–150 m höher aufgebauten Eisoberfläche.

Den wohl wichtigsten Indikator für das Verhalten eines Gletschers stellt die ***Schneegrenze*** dar. Sie ist vereinfacht diejenige Grenzlinie auf einem Gletscher, oberhalb der im Sommer der Schnee nicht mehr wegschmilzt und sich schliesslich in Eis verwandelt. Im Nähr- oder Akkumulationsgebiet wird dementsprechend Eis aufgebaut, das infolge Plastizität und Schwerkraft talwärts abfliesst. Im Gegensatz zu dieser Zone finden im Zehr- oder Ablationsgebiet unterhalb der Schneegrenze Abschmelzprozesse statt. Glaziologisch wird diese Grenze als Gleichgewichtslinie GWL bezeichnet, welche die Trennlinie zwischen Nähr- und Zehrgebiet bildet und am Ende des Haushaltjahres (September) den Bilanzwert Null aufweist (GROSS et al., 1978). Sie kann von Jahr zu Jahr nach Höhenlage und Verlauf beträchtliche Unterschiede aufweisen. Der über einen längeren Zeitraum gemittelte Höhenwert der GWL wird, glaziologisch definiert, als «Schneegrenze» (GROSS et al., 1978) oder genauer als «Gletscher-Schneegrenze» (MAISCH, 1992) bezeichnet. Im Folgenden wird für sie kurz der Begriff «Schneegrenze» verwendet.

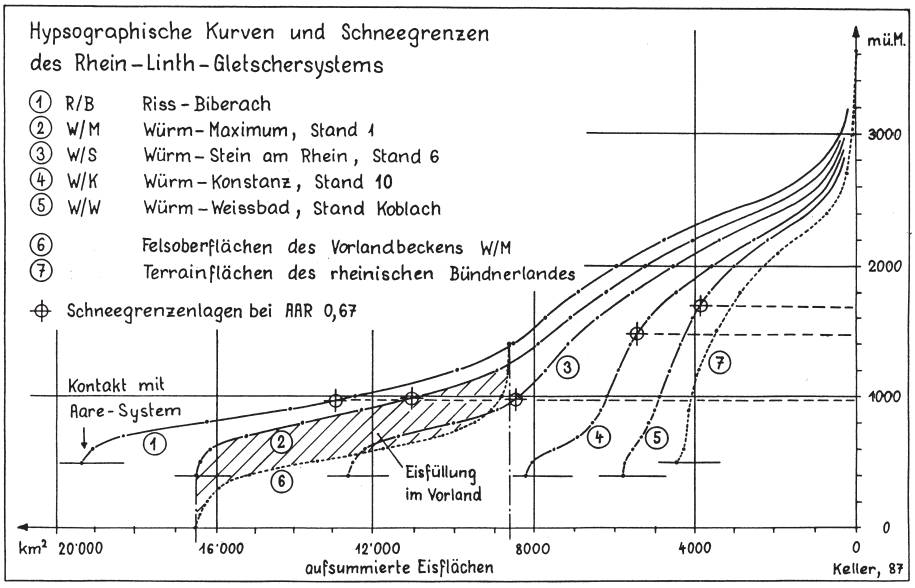


Abb. 11. Die hypsographischen Kurven geben Auskunft über die Ausmasse der vergletscherten Flächen pro Höhenstufe. Die Areale sind vom Nährgebiet bis zu den Gletscherenden aufsummiert. Mit Kreuzen bezeichnet sind zudem die mit AAR = 0,67 (Flächenverhältnis 2:1) bestimmten approximativen Schneegrenz-Höhenlagen.

Fig. 11. The hypsographic curves provide information about the glacierized areas per altitude steps. The areas are summarized from the accumulation zones to the front of the glaciers. Cross symbols mark the appraised altitude of snowlines fixed by AAR = 0.67 (area ratio 2:1).

Die Höhenlage der GWL wird durch den Jahreslauf der Witterung gesteuert. Das bedeutet, dass die Schneegrenze als längerfristiges Mittel der GWL in ihrer Höhenlage vom Klima abhängig ist. Verantwortlich sind dabei die Jahrestemperaturen, insbesondere die Sommertemperaturen sowie die Niederschlagsmengen. Die Zusammenhänge zeigt das Kryosphärenmodell nach HAEBERLI (1991a) in MAISCH (1992).

Indirekte Hinweise für die Höhenlage der Schneegrenze erhält man aus eisrandlichen Bildungen, indem erst unterhalb von ihr durch Austauprozesse an den Eisrändern

Moränenmaterial angehäuft wird und Schmelzwasser austreten kann. Da von eiszeitlichen Gletschern nur mehr Eisrandzeugen ausgemacht werden können, deren Akkumulation Jahre benötigt, interessieren hier die höchsten Ansatzstellen von Eisrandterrassen und Moränenwällen einerseits sowie von Schmelzwasserrinnen und seitlichen Eisstauseen anderseits. Sie lassen sich im Gelände zusammengefasst als Ausschmelzgrenze definieren (KRAYSS, 1996).

Bei glaziologischen Untersuchungen hat es sich gezeigt, dass bei alpinen Gletschern mit ausgeglichenem Massenhaushalt die Gleichgewichtslinie die vergletscherte Fläche im Verhältnis Ablationsareal: Akkumulationsareal = 2:1 teilt. Gleichbedeutend ist der AAR = 0,67 (Accumulation area ratio) mit AAR = S_c: S (Sc = Akkumulationsareal und S = gesamte Gletscherfläche). Der AAR-Wert bezeichnet also den Anteil der Akkumulationsfläche am gesamten Gletscherareal. Dieser empirisch gewonnene Zusammenhang wurde von GROSS et al. (1978) hergeleitet und als rechnerisches Verfahren beispielsweise von KELLER (1988), MAISCH (1992) oder MAISCH et al. (1999) vielfach angewendet.

Die hypsographische Darstellung in Abb. 11 gibt Hinweise auf mögliche Schneegrenzlagen im Rhein-Linth-Gletschersystem. Unter der Annahme eines AAR-Wertes = 0,67 läge die Schneegrenze höhenmässig dort auf der Kurve, wo die entsprechende Gesamtfläche im Verhältnis 2:1 geteilt wird. Zur Diskussion steht dabei allerdings, in welchem Mass der Wert AAR = 0,67 für eine eiszeitliche Vorlandvergletscherung anwendbar ist. Aus der Kurve 2 für das Würm-Maximum liefert AAR = 0,67 eine Schneegrenzlage knapp unter 1000 m ü. M., während die Befunde aus Karvereisungen (Kap. 2.2) Werte um 900 m ü. M. ergeben. Die AAR des Erngletschers wäre somit bei 0,75 anzusetzen. Auch für das Stadial Stein am Rhein liegt nach der Kurve 3 mit AAR = 0,67 die Schneegrenze noch immer bei 1000 m ü. M. Die Befunde aus Lokalsystemen zeigen jedoch mit Werten von 1150–1200 m ü. M. eine Position an, welche beim Hauptgletscher einen AAR-Wert von 0,60 voraussetzen würde. Die Schneegrenze dürfte demnach an einer Vorlandvergletscherung durch eine ***Variationsbreite*** von 0,75 > AAR > 0,6 repräsentiert sein.

Die bedeutend höhere Lage der Schneegrenze im Stadial Konstanz W/K (Abb. 11, Kurve 4) auf rund 1500 m ü. M. ist eine Folge ihres Zurückweichens in den inneralpinen Raum. In den Alpenrandgebirgen errechnen sich für die Lokalgletscher denn auch tiefere Werte um 1300–1350 m (KELLER, 1988). Es ist damit in den Randgebirgen ein deutliches Anheben der Schneegrenze gegenüber W/S zu erkennen, was auf eine markante Änderung des Klimaregimes hinweist. Entsprechendes gilt auch für die noch weiter alpeneinwärts liegende Schneegrenze des Rheingletschers im Weissbad-Koblach-Stadial W/W (KELLER, 1988).

Die Kurve 7 in Abb. 11 zeigt, dass die mittlere Terrain-Höhe des alpinen Rheingebiets (Graubünden) um 2000 m ü. M. liegt und bei Schneegrenzen unter 1800 m das Ablationsvermögen dieses Gebiets erschöpft ist. Mit andern Worten: Die Gletscher stossen bei Schneegrenzen unter 1800 m ins Vorland vor.

Aus den Interpretationen der hypsographischen Kurven sowie aus glazial-morphologischen Befunden ergeben sich Hinweise auf den zeitlichen Verlauf der Schneegrenz-Höhenlage zwischen 29 und 16 ky BP, wie er in Abb. 12 dargestellt ist.

4.3 Modell des Eisaufbaus und Auswertung einer Massenbilanz

Ein für die Rhein-Linth-Vergletscherung erarbeitetes Modell sowohl für den Eisaufbau als auch für den Zerfall besteht aus 4 Schritten (Abb. 13). Aus den Rekonstruktionen sind die Gletscherflächen und die Eisvolumina des Würm-Maximums W/M sowie der Rückschmelzstände W/S, W/K, W/W und Domat-Ems (Kap. 2.1) bekannt. Für den Aufbau der Vorlandvereisung wurden für die Rechnung am Modell dieselben Stände wie für den Abbau in umgekehrter Reihenfolge analog verwendet, da ausser dem Obersee-Stadial, das in der Ausdehnung in etwa dem W/K entspricht, keine klaren stadialen Eisrandlagen auszumachen sind. Die Aufbaupositionen und die Rückschmelzstände werden gemäss folgendem Schema parallelisiert:

	Aufbau		
Domat-Ems	A0	=	D-Ems
Weissbad-Koblach	A1	=	W/W
Konstanz	A2	=	W/K
Stein am Rhein	A3	=	W/S
Schaffhausen	A4	=	W/M
			Rückschmelzen

Im ***Modell des Eisaufbaus*** (Abb. 13) werden als Zeitmarken 29 ky BP für den Startpunkt A0 (Kap. 2.1) und 24 ky BP für den Maximalstand W/M eingesetzt. Anhand dieser Daten lässt sich der Eisaufbau graphisch darstellen: Die x-Achse entspricht massstäblich dem Längsprofil des Rheingletschers vom Rheinwaldhorn bis Schaffhausen. Auf der y-Achse sind die Eisflächen und die Volumina von rechts nach links aufsummiert. Über den Flächen der einzelnen Wachstumsschritte wurden die in jeder

Periode zusätzlich aufgebauten mittleren Eishöhen als Säulen eingezeichnet. Dieser Eiszuwachs pro Schritt errechnet sich aus der Differenz der Volumina dividiert durch die mittlere Oberfläche. Daraus resultieren von A0 bis A4 total 652 m Höhenzuwachs der Eismassen. Für deren Aufbau im Zeitabschnitt von 29 ky BP bis 24 ky BP (Abb. 9) stehen 5000 Jahre zur Verfügung. Unter Annahme einer über diese Zeitspanne gleichbleibenden Zuwachsrate errechnet sich eine ***mittlere Nettobilanz von +0,13 m Eis*** pro Jahr.

Mit diesem konstanten Bilanzwert können aus den Zuwachsbeträgen der Schritte I–IV die Zeitmarken A1–A3 ermittelt werden. Die Position A2 (Raum Konstanz) entspricht in etwa der Eisrandlage des Obersee-Stadials (Kap. 2.1). Es fällt auf, dass der errechnete Zeitpunkt 26,9 ky BP für A2 nahe beim Alter von 26,2 ky BP der Ravensburger Schwankung liegt, die nach Erreichen der Obersee-Eisrandlage eingetreten sein muss. Aus der Datierung der Aufbaustände A1–A4 ergeben sich für die Vorrückgeschwindigkeiten während der Vorstossphase (Schritte I und II) 55–60 m/y, während dem Aufbau der Vorlandvergletscherung (Schritte III und IV) nur noch 15–20 m/y.

Die Annahme einer konstanten Nettobilanz von +0,13 m/y während 5000 Jahren ist natürlich eine starke Vereinfachung. Im wahrscheinlicheren Fall, dass in den ersten Zeitschritten höhere Zuwachsraten auftraten, wäre die Aufbauposition A2 früher erreicht worden. Als Kompensation müsste dann nach A2 = W/O mit geringeren Raten gerechnet werden. Bemerkenswert ist auf jeden Fall, dass eine jährliche Zuwachsrate von durchschnittlich nur 13 cm Eis pro Jahr nötig war, um in 5000 Jahren eine Vorlandvergletscherung aufzubauen.

In Abb. 12 ist die berechnete mittlere Nettobilanz für den Zeitraum des Eisaufbaus eingetragen. Sie wird von einer variierenden Nettobilanz-Kurve überlagert, bei der das Gletscherverhalten gemäss Kap. 2 berücksichtigt ist.

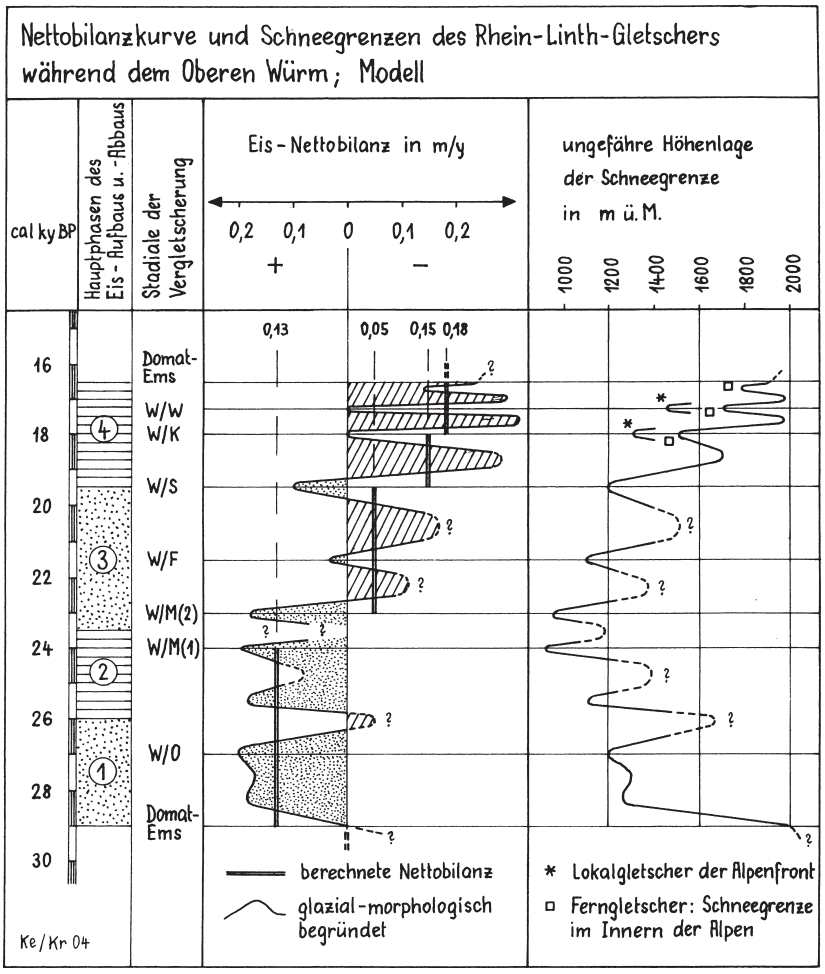


Abb. 12. Die berechnete Eis-Nettobilanz ist während des Aufbaus der Vergletscherung positiv, während der Eisabbauzeit entsprechend negativ. Die Nettobilanzkurve ergibt sich aus den errechneten Werten und aus der Dynamik des Vorlandgletschers abgeleitet aus morphologischen Befunden. Synchron dazu verläuft die unabhängig bestimmte Kurve der Schneegrenz-Höhenlagen.

Fig. 12. In the period of glacier advance the calculated ice net balance is of a positive value, during the ice decay negative. The net balance curve is derived from calculated values and from the morphological dynamics of the foreland glacier. The curve of the snowline altitude shows an independent but synchronous course.

4.4 Eisabbau und Zeiträume

Das nach dem Hauptmaximum W/M (2) einsetzende Abschmelzen der Vorlandgletscher verlief nicht kontinuierlich, sondern etappenweise, indem in die allgemeine Erwärmung Kaltphasen eingeschoben waren, auf welche die Gletscher reagierten. Die Eisrandkomplexe W/M, W/F und W/S weisen Merkmale von Wiedervorstössen auf, die Stadiale W/K und W/W sind Eisrandlagen der Stabilisierung (Kap. 2).

Die stadialen Komplexe des Rhein-Linth-Vorlandgletschers konnten kartographisch rekonstruiert und damit

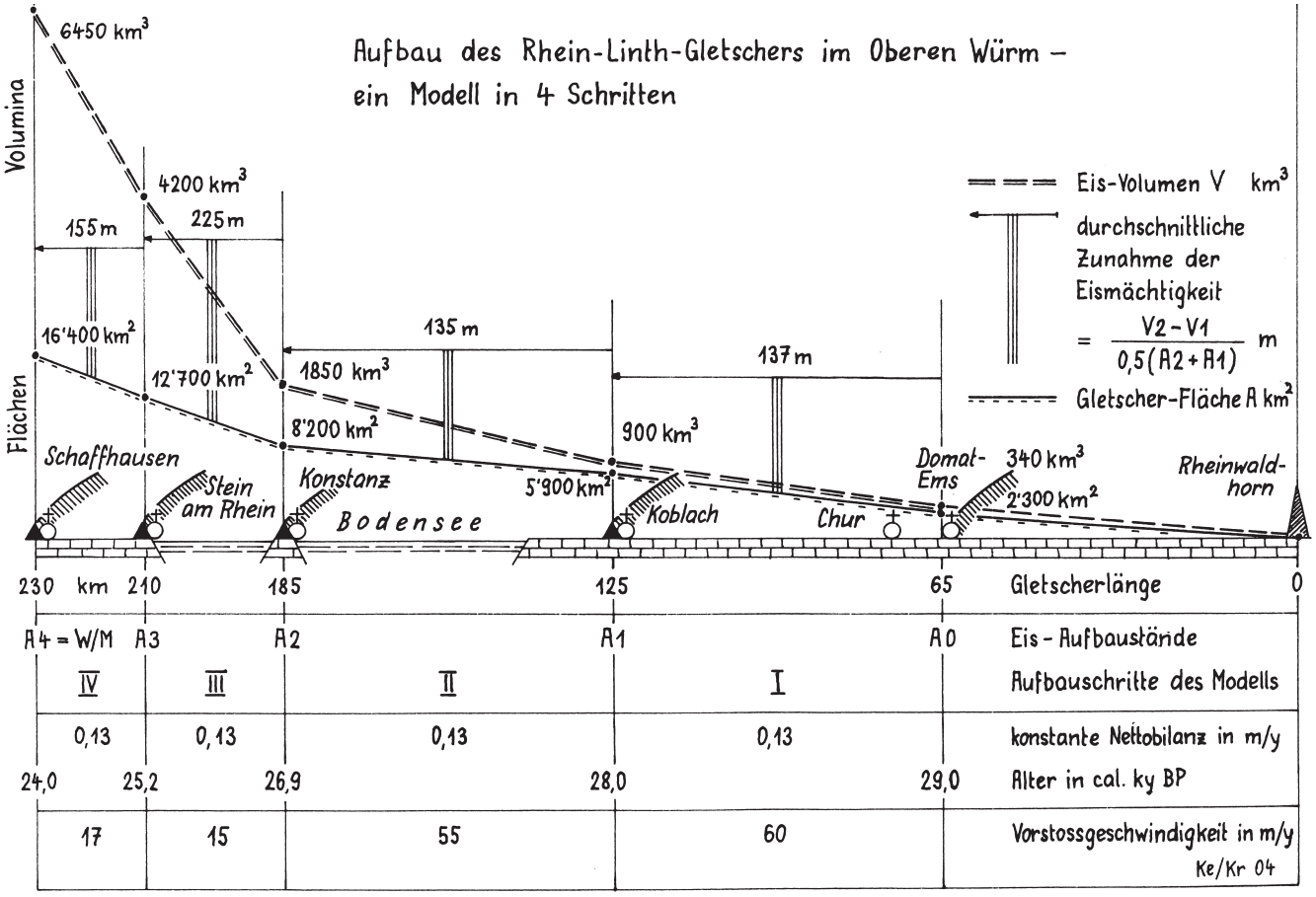


Abb. 13. Mit den für die stadialen Eisrandlagen des Rückschmelzens bestimmten Gletscherflächen und Eisvolumina kann in umgekehrter Abfolge der Eisaufbau modellhaft in vier Phasen oder Schritte unterteilt werden. Der Vormarsch erfolgt demnach anfangs mit bedeutender Geschwindigkeit, um sich während der Ausbreitung im Vorland stark zu verlangsamen. Im Durchschnitt genügt ein vertikales Wachstum des Eiskörpers von 13 cm pro Jahr, um die Vorlandvergletscherung und das Eisstromnetz aufzubauen.

Fig. 13. Using the glacierized areas and the ice volumes of the ice marginal complexes it is possible to divide the ice build-up in reversed sequence in four steps. At the beginning the advance ensues accordingly by a considerable speed, but slowly during the spreading in the foreland. A mean vertical growth of the ice body of 0.13 m/year is enough to create the foreland glaciation as well as the ice stream network.

ihre Flächen und Eisvolumina bestimmt werden (Kap. 2). Zudem liessen sie sich im Eingabelungsverfahren datieren (Kap. 4.1). Dies ermöglichte es, den Abbau der Eismassen zahlenmässig zu erfassen und anders als beim Eisaufbau auch die durchschnittlichen Massenbilanzen pro Periode zu berechnen. Sie erscheinen in Abb. 12 (mittlere Spalte) mit Negativwerten der Eis-Nettobilanz. Erwartungsgemäss ist in der Periode der Eishochstände die Bilanz nur wenig negativ, was die noch immer mächtige Vorlandvergletscherung bis W/S erklärt. Nach W/S wird der Eiskörper in seiner Masse und Ausdehnung vorerst im Vorland und ab W/K auch in den Auslasstälern rasch abgebaut. Weil das glaziale Geschehen zwischen W/M (1) und W/M (2) bis jetzt nicht fassbar ist, konnte dort keine Berechnung angestellt werden.

Grundlage für die Konstruktion der unstetigen Nettobilanzkurve (Abb. 12) sind die berechneten und linear dargestellten Bilanz-Mittelwerte. Die Ausschläge nach links sind durch die morphologisch nachgewiesenen Wiedervorstösse mit positiven Werten, respektive die Stagnationsphasen mit Null-Bilanz ausgewiesen. Die Abweichungen nach rechts sind als flächengleiche Negativ-Ausschläge dargestellt und bedeuten intensiviertes Abschmelzen in den interstadialen Zwischenperioden. Die Höhenverlaufskurve der Schneegrenze, basierend auf Berechnungen

(Kap. 4.2), zeigt ähnliche Variationen wie die Kurve der Nettobilanzwerte.

Besonders markant ist die negative Massenbilanz im W/K-W/W-Interstadial, das 700 Jahre umfasst (Abb. 12). Während rund 350 Jahren liegt hier der Bilanzwert in etwa zwischen –0,18 und –0,32 m/y, im Mittel bei –0,25 m/y. Ähnliche Beträge weisen alpine Gletscher im letzten Jahrhundert auf, bei denen die mittlere Massenbilanz einiger genau vermessener Gletscher zwischen –0,19 und –0,57 m/y liegt (HAEBERLI, 1991b). Das horizontale Zurückschmelzen in den 700 Jahren zwischen den Stadialen W/K und W/W umfasst beim Bodensee-Rheingletscher 60 km, woraus sich ein Zurückweichen der Eisfront um durchschnittlich 80 m/y ergibt. Wird nur die eigentliche Interstadialzeit von rund 450 Jahren für das Abschmelzen eingesetzt, so erhöht sich die Geschwindigkeit auf 130 m/y. Um die hohe Rückschmelzgeschwindigkeit in Relation zum Abschmelzen heutiger Alpengletscher zu bringen, sei der eiszeitliche Sittergletscher im Appenzellerland mit dem rezenten Grossen Aletschgletscher verglichen. Der Sittergletscher mit 19 km Länge schmolz im W/K-W/W-Interstadial um 10 km zurück, bevor er im W/W-Stadial wieder vorstiess (KELLER, 1988). Als eigentliche Rückschmelzperiode können die genannten 450 Jahre angenommen werden, womit ein Zurückweichen von 22 m/y resultiert. Der Grosse Aletschgletscher, der um 1860 eine Länge von 24 km aufwies, verlor bis 1960 in 100 Jahren 2,5 km, das heisst im Mittel 25 m/y. Die Rückschmelzgeschwindigkeit liegt demzufolge bei beiden Gletschern in derselben Grössenordnung. Am Ende des Hochglazials und im älteren Spätglazial erfolgte zwar ein rasches Abschmelzen der letzteiszeitlichen Gletscher, es lässt sich aber gut mit dem rezenten Abtauen der Alpengletscher seit dem jüngsten holozänen Hochstand vergleichen. Von einem Kollaps der Vorlandvergletscherung im älteren Spätglazial (z. B. MÜLLER, 1995) kann daher keinesfalls gesprochen werden.

5 KLIMA-REKONSTRUKTIONEN

Das Klima wird durch eine Reihe messbarer Klimaelemente charakterisiert, wobei Temperaturen und Niederschläge vorrangig sind. Hier stellt sich die Frage, inwieweit aus den über die Gletscher-Rekonstruktionen erhaltenen Daten in Verbindung mit weiteren paläoklimatischen Indikatoren Aussagen zum Klima während dem letzten Hochglazial möglich sind. Gletscher reagieren sensibel auf Klimaschwankungen, wobei der Schneegrenze als mittlere Höhenlage der Grenze zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet besondere Bedeutung zukommt (Kap. 4.2). Ihre Abhängigkeit von Temperaturen und Niederschlägen hat HAEBERLI (1991a und b) im Kryosphärenmodell dargestellt, welches von MAISCH (1992) mit seinen Untersuchungen an den rezenten Gletschern Graubündens bestätigt wird.

5.1 Temperaturen

Eiszeitliche Frostmarken und berechnete Schneegrenzen (Kap. 4.2) sowie chronostratigraphisch einstufbare Bergstürze oder Zeugen fossiler Pflanzen, eröffnen die Möglichkeit Rückschlüsse auf Paläotemperaturen zu ziehen.

Heute liegen die Jahresdurchschnittstemperaturen (2. Hälfte 20. Jahrhundert) im östlichen Schweizer Mittelland, im Bodenseegebiet und im Raum Zürich bei rund 8,5 °C, die Juliwerte erreichen +18 °C und diejenigen des Januar –1 °C (SMA, 1996).

5.1.1 Hochglazial der letzten Eiszeit

Aus dem hochglazialen Zeitabschnitt W/M bis W/S (Kap. 2) sind Frostmarken im Umland der Vorlandvergletscherung mehrfach erkannt worden: Strukturböden (FURRER, 1966; BACHMANN, 1966), Eiskeile (KELLER, 1974), Stauchendmoränen und Verschuppungen in gefrorenen Sedimenten (SCHINDLER et al., 1978; MAISCH, 2001), weitverbreitete Solifluktion in den Molasse-Voralpen (KELLER und KRAYSS, 1980). Diese Marken bedingen gemäss rezenter Vorkommen Jahres-Durchschnittstemperaturen von –1° bis –3 °C. Für kontinuierlichen Permafrost, wie er für das W/M anzunehmen ist (HAEBERLI, 1991a), streuen die Angaben je nach Autor zwischen –3,5° und –8 °C (z. B. MAISCH, 1992; HOELZLE, 1994). So dürften mindestens –4 °C den oberen Grenzwert für verbreiteten Permafrost bedeuten, weshalb hier mit –6 °C als mittlerem und sicherem Wert gerechnet wird.

Ausser bei sehr trockenen Verhältnissen markieren Juli-Temperaturen von +5 °C nach MESSERLI (1967) die Schneegrenze auf vergletschertem Areal. MAISCH (1992) erhält durchschnittliche Sommer-Temperaturen (Juni–September) von 3–4 °C. Beide Angaben werden durch die Werte am Säntis (2. Hälfte 20. Jh.) bestätigt, indem zwei «Ewigschnee»-Flecken in Nordost-Exposition vorhanden sind. Damit lässt sich für die 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts die expositionsgemittelte Schneegrenze auf 2550 m festlegen (Abb. 14). Für das W/M konnte diese bei rund 1000 m ü. M. für die Säntis-nahen Voralpen ermittelt werden (Kap. 4.2).

Gemäss dem Kryosphärenmodell (HAEBERLI, 1991a) nehmen die Temperaturen in der Umgebung der Schneegrenze bei geringen Niederschlägen exponentiell verstärkt

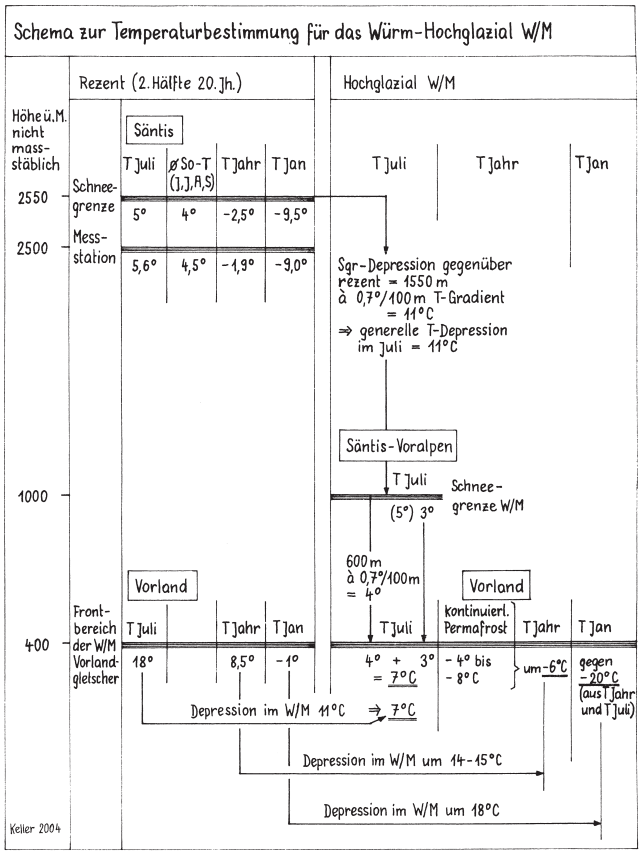


Abb. 14. Ausgehend von den rezenten Temperaturen (links) werden unter Einbezug der zur Verfügung stehenden Parameter und Indikatoren die Temperaturen für das Vorland während der letzten Maximalvereisung bestimmt (rechts).

Fig. 14. Starting with recent temperatures (left) the values are determined for the foreland during the last Glacial Maximum (right).

ab, weshalb im Hochwürm bei genereller Trockenheit (Kap. 5.2) die Juli-Temperaturen an der Schneegrenze nur noch 2–3 °C betragen haben dürften.

Zur Umrechnung der Schneegrenz-Depression sowie der Höhendifferenz von der Schneegrenze zum Frontbereich der Vorlandgletscher auf Temperaturwerte wurden die folgenden vertikalen Temperatur-Gradienten verwendet: im Hochglazial bei genereller Trockenheit 0,7 °C/100 m (LAUER, 1993), im späten Hochglazial und älteren Spätglazial mit Übergang zu vermehrter ozeanischer Luftzufuhr (Kap. 5.2.3) 0,6 °C/100 m. Zum Vergleich liegt heute der mittlere Gradient am Säntis bei 0,5 °C/100 m (SMA, 1996).

Auf diesen Grundlagen wurden gemäss Abb. 14 die Temperaturen für das ***Maximum des letzten Hochglazials W/M*** bestimmt. Es ergeben sich im Vorland für den Juli Werte um +7 °C, für das Jahresmittel um –6 °C und für den Januar gegen –20 °C.

Im ***Stein am Rhein-Stadial W/S*** ist noch diskontinuierlicher Permafrost nachweisbar (Aadorfer Feld, Singener Feld), was eine mittlere Jahrestemperatur von –3 °C annehmen lässt. Bei einer W/S-Schneegrenze an Lokalgletschern der Voralpen in 1200 m ü. M. ist mit einer Schneegrenz-Depression von 1350 m gegenüber rezent (2. Hälfte 20. Jahrhundert) zu rechnen. Für die Frontalbereiche des Vorlandgletschers bedeutet dies einen Juliwert um +9 °C. Die Januar-Temperatur dürfte somit um –15 °C gependelt haben.

5.1.2 Spätes Hochwürm und älteres Spätwürm

Die ***Interstadialzeit W/S – W/K***, in der ein bedeutendes Rückschmelzen der Vorlandgletscher im Bodenseebecken wie im Zürichseeraum festzustellen ist, war in den Molasse-Voralpen von den ersten grösseren Bergstürzen begleitet, etwa im Toggenburg (KELLER, 1988). Da die Sturzmassen von W/K-Gletschern überfahren worden sind, ist die morphostratigraphische Einstufung möglich. Die Ausbruchsnischen in 1600–1700 m ü. M. belegen, dass die Auftau-, respektive die Schneegrenze in etwa auf diese Höhenlage hinauf gerückt sein muss, was einem Sommertemperaturanstieg gegenüber W/S von etwa 3 °C entspricht und Juliwerte im Vorland um +12 °C zur Folge hatte.

Im späthochglazialen ***Konstanz-Stadial W/K*** ist auf Grund der regionalen Schneegrenze um 1300 m ü. M. (KELLER, 1988) und des Wegfalls von Solifluktionsvorkommen im Alpenvorland auf Juli-Temperaturen um +10 °C, auf Jahresdurchschnittswerte um 0 °C und grob geschätzt auf Januar-Temperaturen um –10 °C zu schliessen.

Die Klima-Erwärmung während der anschliessenden ***Interstadial-Periode W/K-W/W*** ist durch ein aussergewöhnlich weites Zurückschmelzen um 60 km bis ins Rheintal sowie durch Bergstürze am Alpenrand dokumentiert (KELLER, 1988). Die Höhen der Ausbruchszonen bedingen einen Anstieg der Schneegrenze auf gegen 2000 m. Umgerechnet auf das Vorland bedeutet dies etwa + 15 °C im Sommer.

Während dem ***Weissbad-Stadial W/W*** sank die Schneegrenze nochmals stark ab und spielte sich am Alpenrand auf 1450 m ü. M. ein (KELLER, 1988). An den Gletscherenden im unteren St. Galler Rheintal und in der Linthebene dürften damit die Juli-Temperaturen um +11 °C betragen haben.

In der Tab. 2 sind die für das Rhein-Linth-Vorland ermittelten Temperaturen sowie die Absenkungen gegenüber

Tab. 2. Temperaturen für das Bodensee- und das Zürichsee-Vorland inklusive Alpenrandgebiete während dem Würm-Hochglazial und dem älteren Spätglazial, ermittelt aus Frostmarken, Schneegrenzen und Bergstürzen.

Tab. 2. Temperatures in the Lake Bodan and Lake of Zurich foreland as well as in the Alpine borderland during the Würm High Glacial and the older Late Glacial. They have been defined by frost marks, snowlines and landslides.

Glazial-Gliederung	Stadial	Interstadial	Temperaturen im Bodensee-Vorland und im Zürichsee-Gebiet			Temperatur-Depression gegenüber 2. H. 20. Jh.		
			Juli °C	Jan. °C	Jahr °C	Juli °C	Jan. °C	Jahr °C
Spät-	W/W		+ 11	?	?	7	?	?
würm		W/K–W/W	+ 15	?	?	3	?	?
	W/K		+ 10	– 10	0	7–8	9	8–9
		W/S–W/K	+ 12	?	?	6	?	?
Hoch-	W/S		+ 9	– 15	– 3	9	14	11–12
würm		W/M–W/S	?	?	?	?	?	?
	W/M		+ 7	gegen – 20	– 6	11	18	14–15
Mittelwürm		Mörschwil	+ 12	– 8	+ 2	6	7	6–7

heute für die Stadiale und für die interstadialen Perioden zusammengestellt. Sie sind als semi-quantitativ innerhalb einer grösseren Bandbreite zu betrachten.

5.2 Niederschläge

5.2.1 Niederschlagsmengen während der Würm-Maximalvereisung

Die rekonstruierten Eiskörper (Kap. 2) geben nicht direkt Auskunft über die während des Würm-Maximums herrschende Niederschlagsverteilung und die Niederschlagsmengen. Da aufgrund der sedimentologischen und morphologischen Befunde zu fordern ist, dass der Rhein-Linth-Gletscher sich im Maximalstand auf eine Gleichgewichtslage eingestellt hatte, kann versucht werden, auf indirektem Weg Aussagen über die damaligen Niederschläge zu erhalten. Gleichgewichtslage bedeutet, dass Akkumulation von Eis im Alpeninnern und Ablation im Vorland sich die Waage hielten. Das durch die Auslasstäler ins Vorland abfliessende Eis musste demzufolge im Alpenraum durch die das Eis aufbauenden Niederschläge dauernd ersetzt werden.

Generell wird für das Würm-Hochglazial mit einem sehr trockenen Klima gerechnet. HAEBERLI (1991a) geht von einer Reduktion der Niederschlagsmengen auf 10–30% gegenüber heute aus. Der mittlere Gebietsniederschlag beträgt für den ***Rheingletscher-Alpenraum*** heute rund 1,5 m/y, bei angenommener Reduktion auf 20% im Würm-Maximum waren es noch etwa 0,3 m/y. Da das alpine Areal von 6200 km^2 (inklusive Illgebiet, aber ohne Seez-Walensee) und der Querschnitt des Rheintals im Alpentor mit 11 km^2 bekannt sind, errechnet sich bei einem Niederschlagsvolumen von 1,86 km^3/y eine Durchflussgeschwindigkeit des Eises von ca. 170 m/y, was in etwa den von HAEBERLI und PENZ (1985) sowie BENZ (2003) bestimmten Fliessgeschwindigkeiten entspricht. Damit wird die Annahme massiv reduzierter Niederschläge im Alpenraum des würm-maximalen Rheingletschers gestützt.

Auf das ***Voralpengebiet und auf die Vorlandbecken*** darf dieser reduzierte Wert nicht unbesehen angewendet werden. Es sind aber auch hier erheblich verminderte Niederschläge zu erwarten, wie das FRENZEL (1980 a, 1980 b) über Vegetationsstudien in Pollenprofilen zeigen konnte. Für den Bodenseeraum erhält er dabei auf 30% erniedrigte Werte.

5.2.2 Niederschläge während der Eisaufbauzeit im Oberen Würm

Gemäss dem Aufbau-Modell (Kap. 4.3 und Abb. 13) wird von der Position A0 (Domat-Ems) bis A4 (W/M) eine konstante Eis-Nettobilanz von +0,13 m/y für die gesamte vergletscherte Fläche angenommen. Davon ausgehend müssen deshalb im Akkumulationsareal rund 0,2 m/y Eis zusätzlich zu den 0,3 m/y für Gleichgewicht gebildet werden, um den ***Gletscher-Vormarsch aus dem inneralpinen Raum*** in Gang zu halten. Dabei wird angenommen, dass sich die geringere Dichte des Eises gegenüber Wasser und die Sublimation etwa die Waage halten. Dies bedingt folglich für die Aufbauzeit einen Gebietsniederschlag von im Mittel etwa 0,5 m/y. Zu Beginn dieser Periode sind die Niederschlagsmengen vermutlich noch höher, um dann gegen das W/M abzunehmen.

Über die ***Niederschläge im rand- und voralpinen Bereich*** liegen keine Befunde vor, die Abschätzungen

ermöglichen würden. Es fällt aber auf, dass die grossen Haupttalgletscher aus dem Innern Graubündens und aus der Silvretta offensichtlich schneller vorstiessen, als die kleinen Lokalgletscher aus den niedrigen und alpenrandlichen Gebirgsstöcken (Kap. 2.1). Daraus könnte mit aller Vorsicht abgeleitet werden, dass die Eisbildung in den zentralen hohen Gebirgsregionen wesentlich rascher und massiver erfolgte als in den nördlichen Randalpen, wo offenbar der für den Eisaufbau nötige Niederschlag zu gering war, um die Lokalgletscher zeitgleich vorrücken zu lassen. Erst während der Maximalvereisung hätte sich dann bei sehr tief liegender Schneegrenze auch die Lokalvereisung der Rand- und Voralpen durchgesetzt, die zum alles überdeckenden Eisstromnetz führte. Falls diese Deutung der glazialmorphologischen Befunde zutrifft, müssten während der prähochglazialen Vorstossphase die Niederschläge aus südwestlicher bis südlicher Richtung die Zentralalpen erreicht haben, während die nördlichen Alpenrandzonen im Lee der Niederschläge gelegen hätten. Diese Hypothese könnte mit der Annahme vorwiegend meridionaler Zugbahnen der vom Atlantik her Niederschlag bringenden Zyklone während dem Frühhochglazial zusammenhängen (FLORINETH und SCHLÜCHTER, 1998).

5.2.3 Niederschläge während des Rückschmelzens nach der Maximalvereisung

Wie aus den Schneegrenzberechnungen (Kap. 4.2) hervorgeht, muss für das ***Würm-Maximum W/M*** aufgrund der Tieflage der Schneegrenze an Lokalgletschern der Voralpen auf dem Bodensee-Rhein-Vorlandgletscher mit einer AAR = 0,75 gerechnet werden (Kap. 4.2). Werte dieser Grösse deuten auf ein kontinental-trockenes Klima hin (GROSS et al., 1978), was mit obigen Berechnungen zum Eisdurchfluss im Alpentor und zu den Niederschlagsmengen gut zu vereinbaren ist.

In derselben Weise untersucht, ergibt sich für das ***Stein am Rhein-Stadial W/S*** im Vergleich mit den Lokalgletschern die AAR = 0,6 für den Vorlandgletscher (Kap. 4.2). Die Bedeutung könnte in diesem Fall darin liegen, dass in diesem Rückschmelz-Stadial ein bereits feuchteres Klima mit stärkerem ozeanischem Einfluss mindestens in den nördlichen Rand- und Voralpen geherrscht hätte. Für den Eisdurchfluss im Alpentor sind die Parameter aber noch nahezu dieselben wie im W/M, woraus zu schliessen wäre, dass auch der Durchfluss noch in derselben Grössenordnung lag und damit im Alpeninneren die Niederschlagsmengen weiterhin stark reduziert waren.

Während dem ***Konstanz-Stadial W/K*** befand sich die Schneegrenze auf dem Rheingletscher weit zurück im Raum Chur, der Eisaufbau und Eisnachschub muss also aus den inneren Alpentälern erfolgt sein, umso mehr als im Alpenrandbereich zahlreiche Gletscher bereits selbständig waren und keinen Eiszuschuss mehr lieferten. So ist anzunehmen, dass jetzt auch im inneralpinen Raum die Niederschläge von Westen und Norden her zugenommen haben. Damit lässt sich auch erklären, warum der Rheingletscher noch weit ins Vorland hinaus bis Konstanz reichen konnte.

Die deutlichen und raschen Vorstösse der selbständigen Gletscher der nördlichen Randalpen im ***Weissbad-Stadial W/W*** weisen eine markante Schneegrenz-Absenkung auf (KELLER, 1988). Nebst einem Temperaturrückgang sind wohl auch erhöhte Niederschläge, die aus westlichen Richtungen eintrafen, dafür verantwortlich.

In der Tab. 3 sind die relativen Niederschlagsmengen als Schätzwerte im Vergleich zu heute für den inneralpinen Raum sowie für die Voralpenzone des Rhein-Linth-Gebiets aufgelistet.

5.3 Die Endphase der Mittelwürm-Interstadiale

Vegetationsfunde im Bereich der Mörschwiler Schieferkohlen (Südseite Bodensee) bezeugen einen Koniferenwald mit vorherrschend PINUS (Kiefer) und PICEA (Fichte) (LÜDI, 1953; WELTEN, 1982), wobei die jüngsten Kohlen auf 32 ky BP datiert worden sind (KELLER und KRAYSS, 1998). Daraus kann am ehesten auf ein Klima geschlossen werden, wie es heute in inneren Alpentälern in Höhenlagen von 1500–1800 m ü. M. auftritt mit Jahresniederschlägen um 60–100 cm/y, was für die Mitdominanz von PINUS passend wäre. Im Vergleich zu den heutigen Niederschlägen im Bereich Bodensee-Voralpen mit Mittelwerten um 120 cm/y wären diese auf 50–80% reduziert gewesen (Tab. 3). Bei dieser Klimavorstellung sind folgende Temperaturen anzunehmen: Juli um +12 °C, Januar um –8 °C, Jahresmittel um +2 °C (Tab. 2).

Eine indirekte Bestätigung für die Sommer-Temperaturen ergibt sich aus der Höhenlage der damaligen Waldgrenze, die auf rund 800 m ü. M. gelegen hatte (KELLER und KRAYSS, 1991b). Die Schneegrenze ist im nur 20 km entfernten Säntisgebirge auf 1700–1800 m zu postulieren, da die Wildkirchli-Höhle damals zeitweise vom Menschen benutzt wurde (BÄCHLER, 1936; SCHMID, 1977). In der

Tab. 3. Errechnete und/oder geschätzte Gebietsniederschläge während dem Würm-Hoch- und Spätglazial bezogen auf die heutigen Werte (2. Hälfte 20. Jahrhundert) im Raum des eiszeitlichen Bodensee-Rhein-Gletschers.

Tab. 3. Calculated and/or estimated regional precipitations in the area of the Rhine-Bodan glacier during the Würm High- and Late Glacial referred to recent values (2nd part of 20th century).

Periode	**Alter in cal y BP**	**rekonstruierte Gebietsniederschläge (Schätzwerte) in % der heutigen Mengen**		
		inneralpin, heute im Mittel 150 cm/y (Graubünden, Montafon)		**randalpin, Voralpen, heute 120 cm/y (Bodensee-Südzone, Raum Linthebene) %**
		%	**Vorverschiebung, Reaktionszeit (Kap. 5.4)**	
Ältestes Spätglazial: Weissbad-Stadial	> 17 000	50–60	ca. 400 y	70–80
Späthochglazial:	18 000–	40	ca. 600 y	60
Konstanz- und Stein am Rhein-Stadial	19 500	20	ca. 800 y	50
Hochglazial:	23 000–	20	> 1000 y	30
Würm-Maximum	24 000			
Prähochglazialer	24 000–	30	> 1000 y	? (20)
Eisaufbau, Periode A0–A4	29 000	40	ca. 300 y	? (30)
Ende Mittelwürm	29 000–31 000	–	–	50–80

Schlussphase der Mittelwürm-Interstadiale um 30 ky BP scheint somit im Bodensee-Vorland ein mässig feuchtes, kühles Klima geherrscht zu haben. Diese Periode wurde um 29 ky BP mit der näherungsweise berechneten Basisposition Domat-Ems (Kap. 4.3) abgeschlossen, aus der der Vormarsch des Rheingletschers zur Maximalvereisung erfolgte.

5.4 Reaktionszeit – Zeitpunkt der rekonstruierten Klimadaten

Aus glaziologischen und eismechanischen Daten erschlossenes eiszeitliches Paläoklima kann mit einer Zeitverschiebung behaftet sein. Aufgrund geänderter neuer Klimaverhältnisse wird Eis aufgebaut oder aber abgebaut, was je nach Ausmass des Gletschers zu einer längeren oder kürzeren Zeitdauer führt, bis der Eiskörper an der Front reagiert. Dies zeigt sich etwa am Rheingletscher im Weissbad-Stadial mit einem markanten Klimaeinbruch, der die kleinen Lokalgletscher rasch vorstossen liess, während der über 100 km lange Ferngletscher, der Rheingletscher, nicht zum Vormarschieren kam, weil die Klimaverschlechterung nur zwischen 200 und 400 Jahren angedauert hat (KELLER, 1988). Ein Gletscher dieser Grössenordnung dürfte also eine Reaktionszeit von 300–500 Jahren aufweisen. Für das Stein am Rhein-Stadial konnte gezeigt werden (Kap. 2.3), dass der mit 35 km relativ kleine Thurgletscher mit einer Phasenverschiebung von geschätzten 100–200 Jahren bereits vorstiess, während der mächtige Bodensee-Rhein-Gletscher noch nicht reagierte (KELLER und KRAYSS, 1999a; KRAYSS und KELLER, 2000). Für den 24 km langen Grossen Aletschgletscher wird eine Reaktionszeit von 30–40 Jahren angegeben (HAEBERLI, 1991b). Beim Rhein-Vorlandgletscher im Würm-Hochglazial mit einer Länge von über 200 km dürfte diese Dauer mehr als 1000 Jahre betragen haben. HAEBERLI (1991b) rechnet mit etwa 1500 Jahren Reaktionszeit.

Bei Niederschlagsberechnungen, denen der rekonstruierte Eiskörper zu Grunde liegt, muss demzufolge die Reaktionszeit zeitlich rückwirkend berücksichtigt werden. Für die grossen Fern- und Vorlandgletscher sind die Niederschlagsmengen im inneralpinen Akkumulationsareal für das Verhalten ausschlaggebend. Je nach Gletscherausmass ist die Zeitverzögerung bis zur Reaktion an der Eisfront unterschiedlich lang. Sie kann gemäss den oben genannten Beispielen geschätzt werden (Tab. 3). Die kleinen vor- und randalpinen Gletscher dürften deutlich weniger als 50 Jahre Verzögerung aufweisen, was bei der nur groben Zeitgliederung des gesamten Hochglazials nicht ins Gewicht fällt.

Temperatur-Berechnungen hingegen basieren auf Frostmarken oder auf Schneegrenzen stadialer Eiskörper (z. B. Stein am Rhein-Stadial) von relativ kleinen Lokalgletschern, die höchstens einige 10er Jahre zur Reaktion auf-

weisen. In der rekonstruierten Situation ist der Gletscher mehr oder weniger im Gleichgewicht, also stationär. Bei den Temperaturen kann somit eine allfällige Reaktionszeit vernachlässigt werden.

5.5 Zusammenfassung Klima

Mit Einbezug der Schlussperiode der Mittelwürm-Interstadiale wurde versucht, für die Aufbauzeit der Hochwürm-Vereisung und die anschliessenden Rückschmelzetappen der Rhein-Linth-Vergletscherung qualitative und/oder semi-quantitative Klimawerte zu Temperaturen und Niederschlägen zu eruieren.

In der jüngsten Interstadial-Periode des Mittelwürms vor mehr als 30 ky BP ist am Bodensee-Koniferenwald nachgewiesen (Schieferkohlenabfolge von Mörschwil), welcher ein kühles, semikontinentales Klima im Alpenvorland annehmen lässt.

Für die Maximalvereisung W/M um 24–23 ky BP wurden tiefe Temperaturen bei äusserst kaltem Winter und bei nur noch geringen Niederschlägen ermittelt, die auf ein subpolares, sehr trockenes Klima hinweisen. Auch im Stein am Rhein-Stadial W/S herrschten bei nur wenig höheren Temperaturen noch immer hochglaziale Verhältnisse. Erst ab dem anschliessenden Interstadial vor etwa 19 ky BP ist ein deutlicher Anstieg der Temperaturen erkennbar, unterbrochen von den stadialen Rückschlägen im W/K und W/W. In den wärmeren Perioden lagen die Juli-Temperaturen jeweils um 3–5 °C höher als in den vorangegangenen Stadialen. Mit dem W/S setzte zudem auch eine Zunahme der Niederschläge ein, vorerst in den Voralpen und am Alpenrand, dann auch inneralpin.

In der Abb. 15a sind die errechneten oder geschätzten durchschnittlichen Niederschlagsmengen in % gegenüber «heute» für das inneralpine Rheingletscher-Gebiet sowie für den Südrand des Bodenseeraums mit den Voralpen als Säulen dargestellt. Sie sind als zeitlich beschränkte Momentaufnahmen zu betrachten. Bei der Positionie-

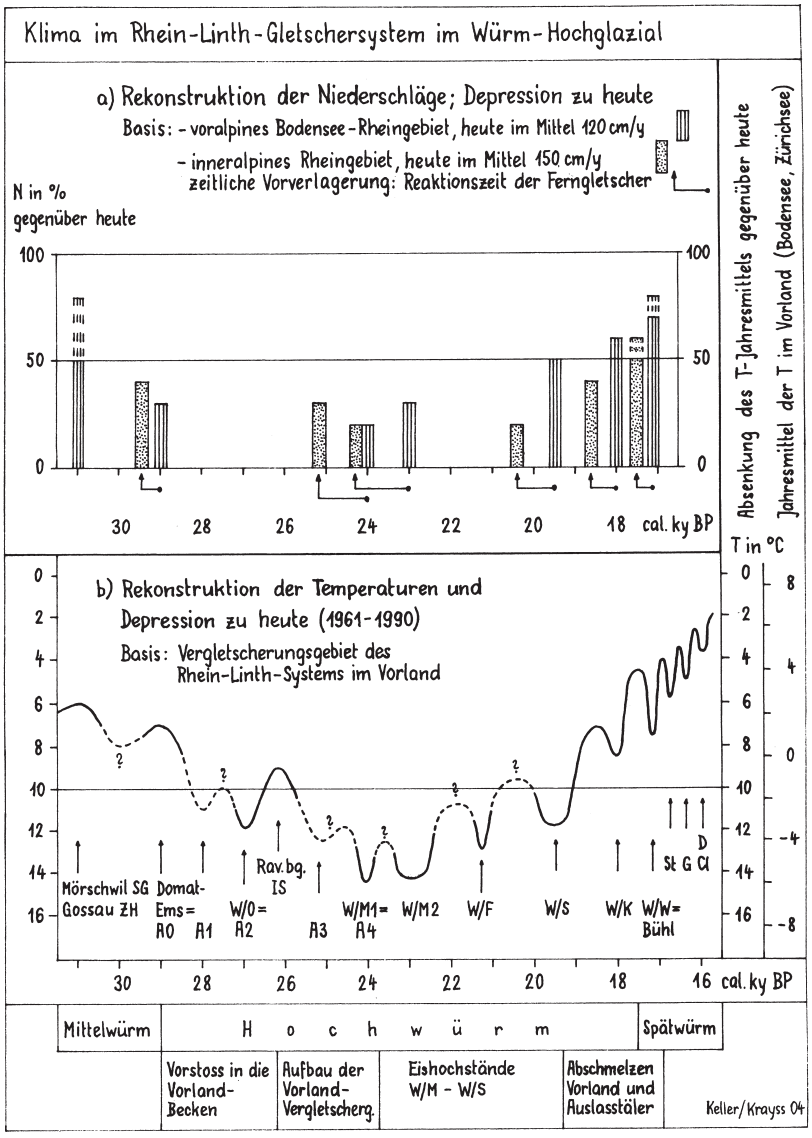


Abb. 15. Errechneter und/oder geschätzter Verlauf von Niederschlag und Temperatur während dem Würm-Hochglazial. Die Niederschläge beziehen sich auf die Stadiale, die nachfolgend aufgelistet sind. Die für sie verantwortlichen inneralpinen Niederschläge sind wegen der Reaktionszeit der ausgedehnten Vorlandgletscher entsprechend vorverschoben. Die Temperaturen gelten für den Frontbereich der Vorland- und Ferngletscher.
A0-A4 = Positionen des Aufbau-Modells. Stadiale Eisrandkomplexe: W/O = Obersee, W/M = Maximum, W/F = Feuerthalen/Schlieren, W/S = Stein am Rhein/Zürich, W/K = Konstanz/Hurden, W/W = Weissbad-Koblach; St = Steinach, G = Gschnitz, Cl = Clavadel, D = Daun.

Fig. 15. Calculated or estimated course of precipitations and temperatures during the Würm High Glacial. The precipitations concern the stages (see below). Because of the reaction time of the glaciers the inner Alpine precipitations are pushed forward. The temperatures are valid in the front areas of the foreland glaciers.
A0-A4 = positions of the ice building-up model. Stadial ice marginal complexes: W/O = Obersee, W/M = Maximum extension, W/F = Feuerthalen/Schlieren, W/S = Stein am Rhein/Zurich, W/K = Konstanz/Hurden, W/W = Weissbad-Koblach; St = Steinach, G = Gschnitz, Cl = Clavadel, D = Daun.

rung der Säulen wurde die Reaktionszeit der Eisströme mitberücksichtigt. Die Grafik 15b zeigt den approximativen Temperaturverlauf während dem letzten Hochglazial als Kurve entlang der Zeitachse.

Für das gesamte Würmglazial liegen zahlreiche publizierte Klima-Diagramme vor. In Abb. 16 ist der ermittelte Temperaturverlauf im Hochglazial und im älteren Spätwürm mit Depressionswerten gegenüber «heute» für das Vorland des Rhein-Linth-Gletschers eingefügt. Die enge Scharung der Ausschläge ist Ausdruck der rasch sich folgenden stadialen Eisrandkomplexe und der eingeschobenen Interstadiale.

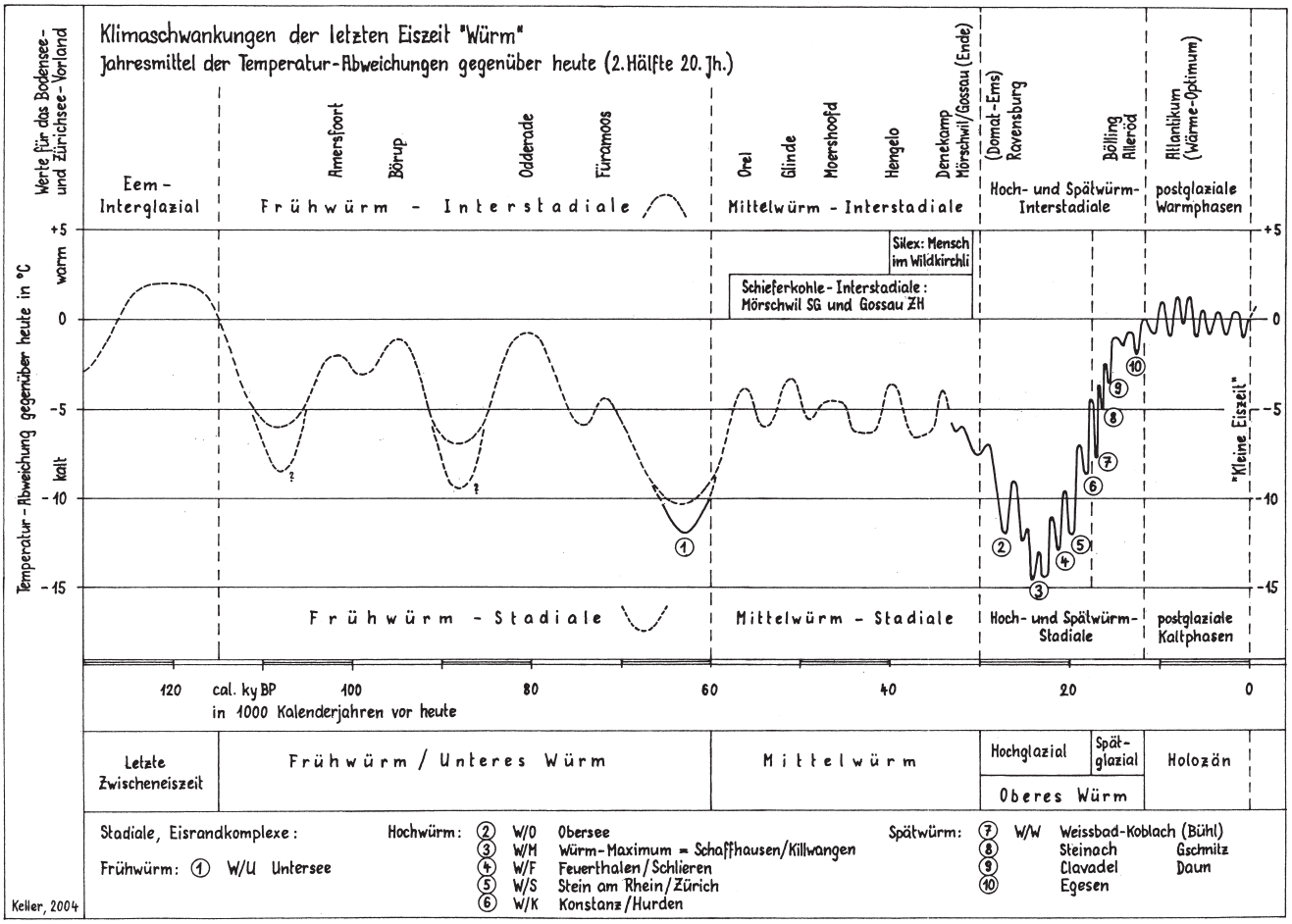


Abb. 16. Der Verlauf der Jahresmittel-Temperaturen in Mitteleuropa während dem Würm-Glazial ist durch zahlreiche Schwankungen charakterisiert. Insbesondere zeichnet sich das erstmals zahlenmässig erfasste Hoch- und ältere Spätglazial durch eine hohe Frequenz der Stadiale und Interstadiale mit einem Schwankungsmass von meist 3–5 °C aus. Zur vergleichenden Einordnung ist der Gang der Temperaturen im Postglazial sowie im noch wenig detailliert bekannten Mittel- und Frühwürm schematisch eingezeichnet.
Stadial (1) «Untersee», Hochglazial und älteres Spätglazial (2) bis (8) nach KELLER und KRAYSS (1991, 1993, 1998, vorliegende Arbeit); Eem, Mittel- und Frühwürm generalisiert nach BEHRE und LADE (1986); jüngeres Spät- und Postglazial in geraffter Form nach PATZELT und BORTENSCHLAGER (1978) sowie BURGA und MAISCH (in FURRER 1991); Wildkirchli gemäss SCHMID (1977); Mörschwil gemäss KELLER und KRAYSS (1998); Gossau ZH gemäss SCHLÜCHTER et al. (1987) und MAISCH (2001).

Fig. 16. Numerous changes of the average year temperature characterize the Würm Glacial of Middle Europe. In the High Glacial and in the older Late Glacial absolute values are now defined for the first time. Especially striking is a high frequency of stadial and interstadial temperatures with variations of 3–5 °C. Apart from this, the course of temperatures of the Postglacial as well as of the Middle and Early Würm is drawn for comparison.
Stage (1) «Untersee», High Glacial and older Late Glacial (2) up to (8) by KELLER and KRAYSS (1991, 1993, 1998, this paper); Eem, Middle and Early Würm generalized according to BEHRE and LADE (1986); younger Late- and Postglacial concisely according to PATZELT and BORTENSCHLAGER (1978) as well as BURGA and MAISCH (in FURRER 1991); Wildkirchli by SCHMID (1977); Mörschwil by KELLER and KRAYSS (1998); Gossau ZH by SCHLÜCHTER et al. (1987) and MAISCH (2001).

6 VERDANKUNG

Die Manuskripte der vorliegenden Arbeit sind von den Herren Prof. Dr. G. Furrer, Gockhausen ZH, und Prof. Dr. M. Maisch, Zürich, sorgfältig studiert, in ergiebigen Diskussionen besprochen und entsprechend überarbeitet worden. Ihnen beiden gebührt ein herzlicher Dank. Prof. Dr. C. Burga, Zürich, danken wir für die konstruktiven Vorschläge zu Textanpassungen. Frau Dr. M. Dada, St. Gallen, hat uns in verdankenswerter Weise die Englischtexte korrigiert.

7 LITERATUR (ERGÄNZUNGEN ZUM 1. TEIL)

BÄCHLER, E. 1936. Das Wildkirchli – eine Monographie. Schweizer Alpenclub, Tschudi, St. Gallen, 254 pp.

BACHMANN, F. 1966. Fossile Strukturböden und Eiskeile auf jungpleistozänen Schotterflächen im nordostschweizerischen Mittelland. Dissertation Geographisches Institut Universität Zürich.

BARD, E., ROSTEK, F. and MÉNOT-COMBES, G. 2000. A Better Radiocarbon Clock. Science 303, January 2004, 178–179.

BAUSCH, W., GEYER, O.F., SCHOBER, T. und SCHREINER, A. 1989. Zur Geologie des badischen Klettgaus. Jahresberichte Mitteilungen oberrheinischer geologischer Verein, N.F. 71, 199–224.

BEHRE, K.E. & LADE, U. 1986. Eine Folge von vier Weichsel-Interstadialen in Orel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf. Eiszeitalter und Gegenwart 36, Hannover, 11–36.

BENZ, CH. 2003. Der würmeiszeitliche Rheingletscher-Maximalstand. Digitale Rekonstruktion, Modellierung und Analyse mit einem Geographischen Informationssystem. Dissertation Geographisches Institut Universität Zürich, 180 pp.

CHÉDEL, M. 1986. Pollenanalytische und moorkundliche Untersuchungen am Flachmoor Mariagrün bei Feldkirch / Vorarlberg. Diplomarbeit Geographisches Institut Universität Zürich.

FLORINETH, D. and SCHLÜCHTER, CH. 1998. Reconstructing the Late Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the central Swiss Alps. Eclogae geologicae Helvetiae 91, 391–407.

FRANK, S. & REY, R. 1996. N4 Flurlingen: Durch Tunnelbau beschleunigte Kriechbewegungen und deren Konsequenzen für die Bauführung. In: «Instabile Hänge und andere risikorelevante natürliche Prozesse», Monte Verità. Birkhäuser Verlag, Basel.

FRENZEL, B. 1980a. Das Klima der letzten Eiszeit in Europa. Das Klima – Analysen und Modelle, Geschichte und Zukunft. Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York, 45, 45–63.

FRENZEL, B. 1980b. Klima der Letzten Eiszeit und der Nacheiszeit in Europa. Veröffentlichungen Joachim-Jungius-Gesellschaft. Wissenschaften, Hamburg, 9–46.

FURRER, G. 1966. Beobachtungen an rezenten und fossilen (kaltzeitlichen) Strukturböden. Experientia 22, 489, Basel, 1–8.

FURRER, G. 1991. 25 000 Jahre Gletschergeschichte. Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich 135(5).

GEYH, M.A. & SCHREINER, A. 1984. ^{14}C-Datierungen an Knochen- und Stosszahnfragmenten aus würmeiszeitlichen Ablagerungen im westlichen Rheingletschergebiet. Eiszeitalter und Gegenwart 34, Hannover, 155–161.

GRAAFF DE, L.W.S. 1992. Zur Altersbestimmung eines Mammut-Stosszahns (Kiesgrube Hochwacht) und ihre Bedeutung für die morphostratigraphische Einstufung der Quartärablagerungen zwischen Bregenz und Langen. Schriften des Vorarlberger Landesmuseums, Reihe A, 5, Bregenz, 23–28.

GROSS, G., KERSCHNER, H. & PATZELT, G. 1978. Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie XII(2), 223–251.

HAEBERLI, W. 1991a. Zur Glaziologie der letzteiszeitlichen Alpenvergletscherung. In: «Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre». B. FRENZEL. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 409–419.

HAEBERLI, W. 1991b. Alpengletscher im Treibhaus der Erde. Regio Basiliensis 32(2), Basel, 59–72.

HAEBERLI, W. and PENZ, U. 1985. An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18 ka BP Ice Age glaciers in and around the Swiss Alps. Zeitschrift für Glazialkunde und Glazialgeologie 21, 351–361.

HOELZLE, M. 1994. Permafrost und Gletscher im Oberengadin. Mitteilungen der VAW-ETHZ 132, 121 pp.

HÜNERMANN, K.A. 1985. Eiszeitsäugetiere aus dem Kanton Zürich. Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich 130(3).

IVY OCHS, S.D. 1996. The dating of rock surfaces using in situ produced ^{10}Be, ^{26}Al and ^{36}Cl, with examples from Antarctica and the Swiss Alps. Dissertation ETH Zürich.

KELLER, O. & KRAYSS, E. 1998. Datenlage und Modell einer Rhein-Linth-Vorlandvergletscherung zwischen Eem-Interglazial und Hochwürm. GeoArcheoRhein 2, Münster, 121–138.

LAUER, W. 1993. Klimatologie. Das Geographische Seminar, Westermann, Braunschweig, 267 pp.

LISTER, G. and KELTS, K. et al. 1984. Correlation of paleoclimatic record in lacustrine sediment sequences: ^{14}C-dating by AMS. Nuclear Institute and Methods in Physic Research 5, 389–393.

LÜDI, W. 1953. Die Pflanzenwelt des Eiszeitalters im nördlichen Vorland der Schweizer Alpen. Veröffentlichungen Rübel 27, Zürich.

MAISCH, M. 1992. Die Gletscher Graubündens. 2 Teile. Geographisches Institut Universität Zürich, 324 pp, 128 pp.

MAISCH, M. et al. 1999. Die Gletscher der Schweizer Alpen. Schlussbericht NFP 31. Geographisches Institut Universität Zürich.

MESSERLI, B. 1967. Die eiszeitliche und gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. Geographica Helvetica 22.

NYE, F.F. 1965. The flow of glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross section. Journal of Glaciology 5, Cambridge.

PATERSON, W.S.B. 1981. The Physics of Glaciers, 2nd Edition Pergamon Press, New York.

PATZELT, G. & BORTENSCHLAGER, S. 1978. Zur Chronologie des Spät- und Postglazials im Ötztal und Inntal (Ostalpen, Tirol). In: «Das Problem der Riss-/Würm-Warmzeit im deutschen Alpenvorland», B. FRENZEL. Führer zur Exkursions-Tagung IGCP-Projekt 73/1(24), 185–197.

SCHLÜCHTER, CH. & RÖTHLISBERGER, CH. 1995. 100 000 Jahre Gletschergeschichte. In: «Gletscher in ständigem Wandel». SANW/ASSN Hochschulverlag AG, ETH Zürich, 47–63.

PD Dr. phil. Oskar Keller, Sonderstrasse 22, 9034 Eggersriet
Edgar Krayss, Myrtenstrasse 9, 9010 St. Gallen

SCHMID, E. 1977. Zum Besuch der Wildkirchli-Höhlen. Schweizerische Gesellschaft für Ur- und Frühgeschichte, Mitteilungsblatt 29.

SMA, SCHWEIZERISCHE METEOROLOGISCHE ANSTALT 1996. Klimatologie der Schweiz, Zürich.

STUDER, M. 2005. Gletschergeschichtliche Untersuchungen und geomorphologische Kartierung im Raum Maloja-Val Forno. Ein Beitrag zur regionalen Landschaftsgeschichte. Diplomarbeit Geographisches Institut Universität Zürich.

STUIVER, M. et al. 1998. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24 000-0 cal BP. Radiocarbon 40, Arizona, 1041–1083.

WELTEN, M. 1982. Pollenanalytische Untersuchungen im jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, NF 156, 174 pp.

WERNER, J. 1974. Über die Zeit zwischen Riss- und Würmglazial, insbesondere im deutschen Rheingletschergebiet. Hans-Graul-Festschrift, Heidelberger geographische Arbeiten 40.

WESSELS, M. 1995. Bodensee-Sedimente als Abbild von Umweltveränderungen im Spät- und Postglazial. Dissertation geologisches Institut Universität Göttingen, 109 pp.