Zu Klima und Erdoberfläche im Zürcher Weinland während der kommenden Million Jahre

Wilfried Haeberli

Gruppe für Glaziologie und Geomorphodynamik Geographisches Institut, Universität Zürich

April 2004

uisvei	<i>7</i> ,eic	nnıs
$m \sim n \nu_{I}$	~7~~~	MMIN
uusrci	4.000	ııııı
	uisvei	ltsverzeic

1.	Einleitung	3
2.	Definition der bearbeiteten Bereiche	4
3.	Quantitative Rekonstruktion und numerische Modelle	6
	3.1. Eiszeitklima	6
	3.2. Palaeoglaziologie	15
	3.3. Geomorphodynamik	27
4.	Anwendung auf Kernaussagen des Berichts	33
	4.1. Zum Klima	33
	4.2. Zur Glaziologie	34
	4.3. Zur Geomorphodynamik	34
5.	Schlussfolgerungen und Empfehlungen	36
6.	Ein historischer Seitenblick	37
7.	Literatur	38

1. Einleitung

Am 29. Oktober 2003 beauftragte die Hauptabteilung für die Sicherheit der Kernanlagen den Verfasser des vorliegenden Berichts, im Rahmen der Überprüfung der Datengrundlagen und Ergebnisberichte der Nagra zum Entsorgungsnachweis Opalinuston Zürcher Weinland folgende Aspekte zu beurteilen:

- Glazialgeschichte des Zürcher Weinlandes
- Angaben der Nagra zur glazialen Tiefenerosion im Untersuchungsgebiet
- Annahmen der Nagra zur zukünftigen Klimaentwicklung

Die vorliegende Stellungnahme wurde im Wesentlichen während des Wintersemesters 2003/2004 erarbeitet, in einer vorläufigen Fassung Ende Januar 2004 dem Auftraggeber vorgestellt und Ende März 2004 definitiv abgeschlossen. Kontakte und Diskussionen mit Dr. H.P. Funk hinsichtlich quartärer Stratigraphie und Depositionscharakteristik waren ausgesprochen hilfreich. Im Einvernehmen mit Dr. P. Bitterli wurde der Entwurf des Berichtes durch Prof. Dr. M. Maisch und PD Dr. O. Keller gegengelesen.

In den letzten rund 20 Jahren haben Eisbohrkern-Analysen, quantitative Rekonstruktionen und numerische Modellrechnungen lokaler bis globaler Dimension die Eiszeitforschung hinsichtlich Klima, Eis und geomorphodynamischer Oberflächenprozesse revolutioniert. Diese Entwicklung ist nach wie vor voll im Gang. Es geht deshalb primär darum

- (1) darzustellen, wie sich Wissen und Verständnis in den erwähnten Fachbereichen entwickelt haben,
- (2) abzuklären, wie die bisher erarbeiteten Analysen im Licht neuer Forschungsresultate zu beurteilen sind,
- (3) abzuschätzen, wo stabile und wo unsichere Annahmen gemacht werden können oder müssen und
- (4) zu skizzieren, wohin sich die rasch voranschreitende Forschung hinsichtlich der behandelten Fragen weiterbewegen könnte.

2. Definition der bearbeiteten Bereiche

Die nachstehenden Ausführungen beziehen sich auf Teile im *Technischen Bericht 99-08 "Geologische Entwicklung der Nordschweiz, Neotektonik und Langzeitszenarien Zürcher Weinland"* von W.H. Müller, H. Naef und H.R. Graf (Dezember 2002), die kaltzeitliche Bedingungen und Prozesse der nächsten Million Jahre betreffen und sich weitgehend auf Kenntnisse über die letzte(n) Eiszeit(en) stützen. Es geht dabei darum, folgende Aspekte im Licht von quantitativen Palaeoklima-Rekonstruktionen und numerischen Modellrechnungen zu diskutieren:

Kapitel 2.5: Das Quartär: Eishausklima und Morphostratigraphie

Klimakurven als globaler Massstab und verstärkende Prozesse, speziell für Zentraleuropa (S. 43 - 47).

Kapitel 3.7: Die geothermischen Verhältnisse in der Nordschweiz

Eiszeiteffekte durch Gletscher, Permafrost und veränderte Grundwasserzirkulation (S. 116 – 119).

Kapitel 5.2: Exogene Szenarien

Szenarien und Amplituden kommender Klimaschwankungen unter kaltzeitlichen Bedingungen mit ihrem Einfluss auf Gletscher, Permafrost und die exogene Dynamik (S. 176 – 198).

Der Titel des vorliegenden Berichts bezieht sich auf den in Kapitel 2.5 verwendeten Begriff "Eishaus" für kaltzeitliche Bedingungen auf der Erde. Nach einer kurzen Darstellung quantitativer Ansätze in der aktuellen Forschung bezüglich Eiszeitklima, Palaeoglaziologie und glaziale/periglaziale Geomorphodynamik werden die Schlussfolgerungen (Kapitel 6 des Berichts) hinsichtlich Klima- und Erosionsszenarien (Kapitel 6.4) diskutiert. In diesem Zusammenhang stehen als Kernaussagen der Nagra im Vordergrund, dass

- innerhalb der nächsten Million Jahre mit mehreren Kaltzeiten von der Dimension und Charakteristik jungpleistozäner Glaziale zu rechnen ist,
- das im externen Randbereich der entsprechenden Vereisungen liegende Weinland jeweils relativ kurzfristig (< 20'000 Jahre) mit Eis von einigen 100 Metern Mächtigkeit bedeckt werden dürfte,
- die glaziale Tiefenerosion weitgehend auf die Molasse beschränkt bleibt und
- für das Weinland eine über längere Zeit geschlossene und damit tiefgründige Permafrostzone unwahrscheinlich ist

Grundwissen zu diesen Aspekten ist in folgenden Vorlesungsskripten für Geowissenschaften an Universität und ETH Zürich zusammengestellt:

- "Gletscher und Permafrost" (Wilfried Haeberli, Martin Hoelzle, Urs Fischer und Daniel Vonder Mühll)
- "Gletscher im Umweltkontext", Teil "Palaeoglaziologie" (Wilfried Haeberli)
- "Glaziale und periglaziale Geomorphodynamik" (Wilfried Haeberli)

Diese bei der Abteilung "Physische Geographie" des Geographischen Instituts der Universität Zürich zu beziehenden, laufend nachgeführten und aufdatierten Zusammenstellungen enthalten zahlreiche Hinweise auf Lehrbücher und einschlägige Spezialpublikationen. Eine zusammenfassende Darstellung für die Zeit bis 1990 findet sich bei Haeberli (1991a) und ein paar für diesen Bericht wichtige und schon fast historische Beiträge (Blatter and Haeberli 1984, Haeberli et al. 1984, Manabe and Broccoli 1984) wurden am Symposium on Ice and Climate Modelling der International Glaciological Society in Evanston (Illinois/USA; Annals of Glaciology 5) vorgestellt. Die Beilage 3.1, Profil B aus dem Technischen Bericht (im Folgenden Nagra 2002) stellt wesentliche Grundlagen für die nachstehenden Ausführungen dar (Fig. 1).

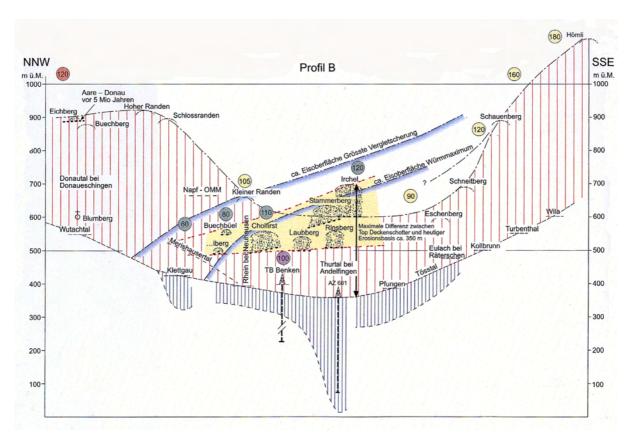


Fig. 1: Geologisch-geomorphologische Situation in der Nordschweiz. Beilage 3.1, Profil B aus Nagra (2002).

3. Quantitative Rekonstruktionen und numerische Modelle

3.1. Eiszeitklima

Quantitative Rekonstruktionen und numerische Modellrechnungen haben in den vergangenen rund 20 Jahren zu einem differenzierten und relativ präzisen Bild der Eiszeitentstehung und der entsprechenden regionalen Umweltbedingungen beigetragen. Die Verbreitung von Gletschern und Permafrost hängt von der Kontinentalität des Klimas ab (Fig. 2): in niederschlagsreichen Klimaten dominieren temperierte, aktive, in die Waldregion vorstossende Gletscher mit grossem Massenumsatz und hohen basalen Schubspannungen, während in trockenen Klimaten periglazialer Permafrost verbreitet ist und relativ dünne, polythermale bis kalte Gletscher zumindest am Rand angefroren sind, weit oberhalb/polwärts der Waldgrenze enden, vergleichsweise wenig Masse umsetzen und langsam fliessen. Quantitative Aussagen über eiszeitliche Palaeoklimate können über Permafrostrekonstruktionen (v.a. Eiskeilnetze im Löss: Jahresmittel der Lufttemperatur), die entsprechend geschätzte Luft-Temperatur an der Gleichgewichtslinie rekonstruierter Gletscher (Jahresniederschlag) und die Pollenspektren der Vegetation im unvergletscherten Gebiet (Sommertemperatur, im Vergleich mit dem rekonstruierten Jahresmittel daraus die Wintertemperatur und die Amplitude des Jahresgangs sowie wiederum der Niederschlag) berechnet werden. Entsprechende quantitative Angaben finden sich etwa bei Washburn (1979) und Ballantyne and Harris (1994) für Europa, bei Haeberli (1983) für die Alpen oder bei Frenzel et al. (1992) für die Nordhemisphäre (Fig. 3). In der kältesten Phase der letzten Eiszeit herrschte in Mitteleuropa nördlich der Alpen ein ausgeprägt kalt-trockenes Klima. Ausserhalb des vergletscherten Bereichs war Permafrost unter einer arktischen Strauchtundra kontinuierlich verbreitet (Fig. 4). Die mittleren Jahrestemperaturen dürften dabei um rund 15°C tiefer gewesen sein als heute - die Winter um rund 25°C, die Sommer dagegen nur um rund 5°C. Zusammen mit den Pollenspektren deutet die um rund 10°C vergrösserte Jahresamplitude der Temperatur auf massiv reduzierte Niederschläge hin (ca. 20% des heutigen Wertes).

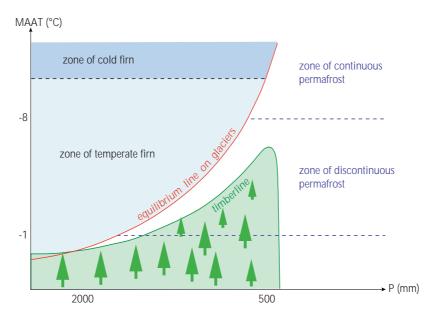


Fig. 2: Kryosphärendiagramm (Gletscher und Permafrost als Funktion von Lufttemperatur (Jahresmittel; MAAT = mean annual air temperature) und Niederschlag (Jahressumme; P = precipitation). Aus Haeberli and Burn (2002).

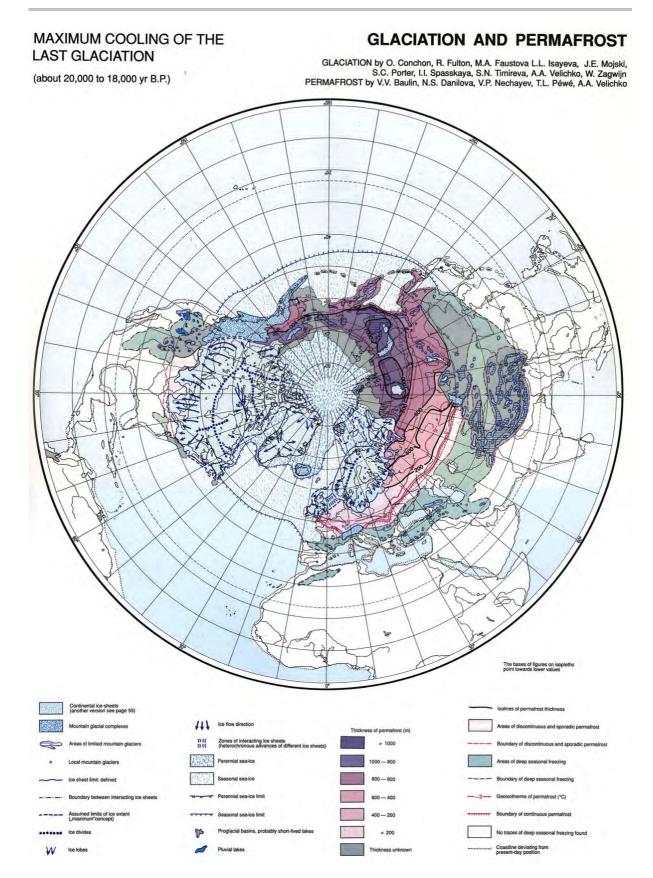


Fig. 3: Eiszeitliche Bedingungen in der Nordhemisphäre. Aus Frenzel et al. (1992).

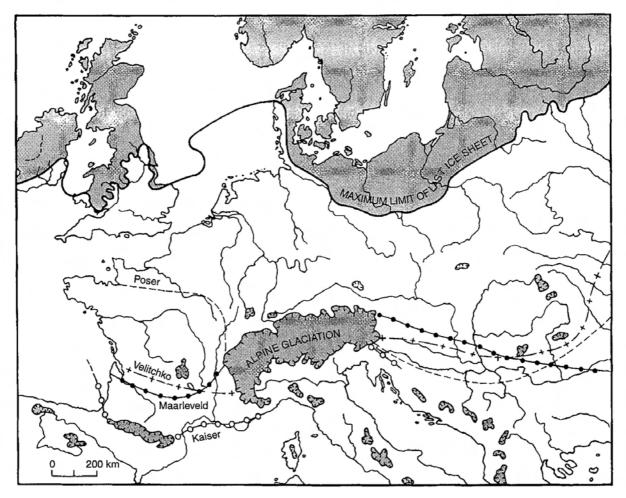


Fig. 4: Permafrostverbreitung in Europa während der kältesten Phase der letzten Eiszeit. Die Grenzlinien markieren die Südgreze der kontinuierlichen Permafrostverbreitung nach verschiedenen Autoren. Aus French (1996).

Schon die ersten Eiszeit-Experimente (Manabe and Broccoli 1984) mit Globalen Zirkulationsmodellen (General Circulation Models = GCMs) zeigten die Bedeutung des Laurentidischen Eisschildes in Nordamerika für den Atlantik und das Klima in Europa: das stabile Hochdruckgebiet über der gigantischen, kalten und hochgelegenen Eisschildoberfläche steuerte einen Ast des pazifischen Jetstreams über das Nordpolarmeer zum Nordatlantik (vgl. Fig. 5), wo die extrem ausgekühlten und trockenen Luftmassen das winterliche Packeis bis auf die Höhe der Pyrenäen hinunter trieben, den Atlantik als Feuchtigkeitsquelle für Mitteleuropa zumindest temporär versiegelten und die Polarfront in den Mediterranbereich verlagerten (Florineth and Schlüchter 1998), womit die Feuchtigkeitszufuhr zum Alpenraum primär aus dem Süden kommen und der Wetterscheidencharakter der Alpen extrem wirksam werden musste. Grossskalige Subsidenz über dem skandinavisch-britischen Eisschild, starke katabatische Winde aus dem alpinen Eisstromnetz und Kaltluftsee-Bildung in topographischen Depressionen dürften das ihre dazu beigetragen haben, dass weder Mensch noch Murmeltier in den extremen Phasen der mitteleuropäischen Kältesteppe ihr Leben fristen konnten. Neuere Simulationen beziehen auch andere Schlüsselkomponenten, v.a. Schnee, Meereis und Ozeanprozesse mit ein (Atmosphere-Ocean-GCMs = AOGCMs, z.B. Budd et al. 1998, Marsiat 1995). Dabei existieren nach wie vor grosse Unsicherheiten bei der Parametrisierung wichti-

ger Komponenten im Klimasystem, etwa beim Meereis, bei der Bodenfeuchte (raumzeitliche Skalenprobleme) oder bei den Wolken (extreme Komplexität der Prozesse). So können beispielsweise die kalten Temperaturen in Europa während der Jüngeren Dryaszeit nur realistisch simuliert werden, wenn die nachgewiesenen Permafrostvorkommen an den entsprechenden Modellstellen eingesetzt, die Permeabilität des Bodens unterhalb der sommerlichen Auftautiefe reduziert, die Bodenfeuchte damit hoch gehalten, die latenten Wärmeflüsse verstärkt und die durch das damals maximale Strahlungsangebot erzeugte Aufheizung scheinbar trockener Böden reduziert wird (Isarin et al. 1998).

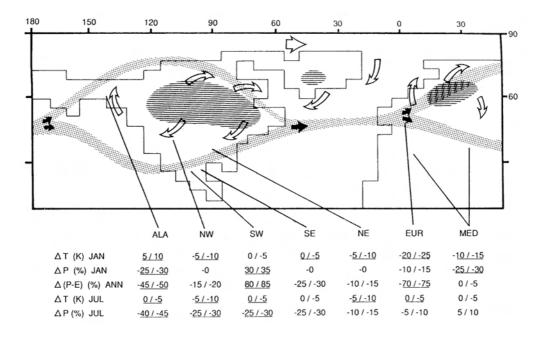
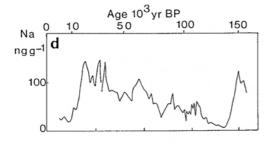


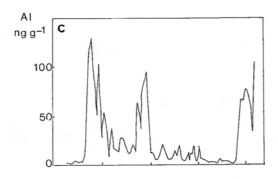
Fig. 5: Generalisiertes Muster der nordhemisphärischen Zirkulation für Januar 18ka BP. Oberflächenwinde sind durch offene Pfeile, Jetstream-Teile durch Punktraster resp. ausgefüllte Pfeile und Eisschilde durch Strichraster markiert. Nach Kutzbach and Wright (1985), aus Dawson (1992).

Auch wenn noch viele wichtige Probleme zu lösen sind, ermöglichen die jüngsten Fortschritte in der numerischen Simulation global-kaltzeitlicher Klimate doch, die in Eisbohrkernen und Tiefseesedimenten dokumentierte rhythmische Abfolge von Eiszeiten in ihren wesentlichsten Elementen zu erklären und zumindest semiguantitativ zu beschreiben. Erste Voraussetzung ist die plattentektonisch bedingte Existenz eines Kontinents in Pollage und der Aufbau eines kontinentalen Eisschildes, der nun seinerseits die globale Atmosphären- und Ozeanzirkulation zu beeinflussen beginnt. Insbesondere die Schmelze an der Unterseite grosser Schelfe steuert die Bildung von ausserordentlich kaltem Bodenwasser im Meer, das sich weit über den äquatorialen Bereich ausdehnen kann. Dadurch kühlen sich der Ozean und die Erde global bis zu einem kritischen Temperaturniveau ab, an dem die Schwankungen der Erdbahnelemente (Milankovich) zusammen mit der hemisphärisch asymmetrischen Landverteilung entscheidende Rückkoppelungseffekte in der Kryosphäre hervorrufen. Lang liegender Schnee in den grossen polnah gelegenen Flächen Nordamerikas und Eurasiens lassen zuerst über die Albedo-Rückkoppelung und dann zunehmend über die Massenbilanz/Höhe-Rückkoppelung Eisschilde entstehen, deren mit Abstand wichtigster – der Laurentidische Eisschild Nordamerikas – eine Grösse erreicht, die das Volumen der heutigen Antarktis übertrifft. Zusammen mit dem sinkenden CO₂-Gehalt der Atmosphäre (reduzierter Treibhaus-

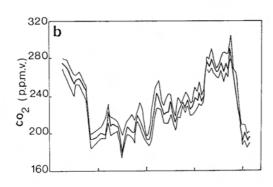
effekt) synchronisiert die entsprechende Absenkung des Meeresspiegels (ca. 100 m) das Klima der Nord- und Südhalbkugel über die hemisphärischen Einflüsse der weiterlaufenden Milankovich-Variationen hinaus, wobei die atmosphärische Zirkulation (Jetstream, Polarfront) wie auch die thermohaline Ozeanzirkulation (Conveyor Belt) massiv beeinflusst und verändert werden. Mit der positiven Rückkoppelung durch Schnee und Meereis kühlen sich die Polregionen wesentlich stärker aus als die äquatorialen Gebiete. Unter dem Einfluss der angestiegenen Temperaturgradienten zwischen den Tropen und den hohen Breiten verstärkt sich die meridionale Komponente der Luftzirkulation, was sich an den Eisbohrkernen aus der Antarktis (Vostok) in erhöhten Gehalten an marinen Salzen und terrestrischen Stäuben aus vergrösserten Steppengebieten und trockengelegten Kontinentalschelfen äussert (Fig. 6; Robin and Swithinbank 1987). Der "Wüsteneffekt" der grossen Eisschilde (das stabile Hochdruckgebiet über den Eismassen und der starke orographische Anstieg zu ihren vom Ozean weit entfernten Kulminationen stoppen die Zufuhr von Niederschlägen und damit die Akkumulation) beginnt nun allerdings als negative Rückkoppelung zu wirken. Tiefe Lufttemperaturen und zunehmende Vereisung polnaher Ozeanpartien reduzieren die Feuchtigkeitszufuhr zusätzlich. Die kältesten Phasen sind auch die trockensten, wobei infolge der veränderten Zirkulationsvorgänge in Luft und Meer grosse regionale Unterschiede auftreten können: die globale Temperatur dürfte während der letzten Eiszeit etwa 3 – 4°C kälter gewesen sein als heute (die gleiche Grössenordnung wie die zu erwartende Erwärmung im 21. Jahrhundert!), in den Polargebieten war die Temperaturdepression aber wohl eher bei 8 – 10°C und in Eurasien – wie bereits erwähnt – stellenweise bis zu 20°C. Austrocknung und steigendes Strahlungsangebot führten schliesslich zu einer Umkehr der Schnee/Eis-Rückkoppelung und - im Gegensatz zum relativ langsamen Aufbau – zu einem raschen Zerfall mit dramatischen Instabilitäten: Ausbrüche gigantischer Eisstauseen am Rand des über der Hudsonbay zerfallenden Laurentidischen Eisschildes mit riesiger Eisbergproduktion, Unterbruch der Tiefenwasserbildung und weiträumiger Deposition von eisbergtransportierten grobklastischen "Dropstones" im Nordatlantik (z.B. Bond et al. 1992, MacAyeal 1993a, 1993b) und kurzfristig-wilden Kälterückfällen (Beispiel: Jüngere Dryaszeit) vor allem in Europa vor dem definitiven Übergang in relativ ruhigere zwischeneiszeitliche Klimate.



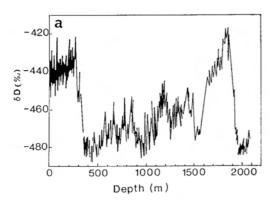
d. Marine sodium concentration (ng g⁻¹) (from De Angelis and others, 1987).



c. Aluminium concentration (ng g-1) (from De Angelis and others, 1987)



 b. Carbon dioxide concentrations (ppm volume). Dots show the best estimates of CO₂ and the envelope indicates the uncertainity (from Barnola and others, 1987).



a. Deutrium content (% w.r.t. SMOW).

Fig. 6: Information aus dem Vostok-Eisbohrkern (Antarktis) für die letzten 150'000 Jahre. Terrestrische Stäube sind durch Al, marine Salze (ocean spray) durch Na, der Treibhauseffekt durch CO₂ und die Oberfächentemperatur durch D charakterisiert. Aus Robin and Swithinbank (1987).

Das vielleicht grösste Problem bei globalen Klimasimulationen durch die Eiszeiten ist nach wie vor die beschränkte Rechenleistung. Grosse räumliche Auflösung muss mit einfacher Parametrisierung erkauft werden, hochentwickelte Algorithmen für komplexe physikalische Prozesse können nur für einfache Konfigurationen eingesetzt werden. Resultate eines Modellruns mit hochentwickelten Algorithmen und stark vereinfachter Geometrie wurden von Gildor and Tziperman (2001) vorgelegt und zeigen die überragende Bedeutung der Interaktion zwischen thermohaliner Ozeanzirkulation und sich sehr rasch ausbreitendem Meereis als "teleconntection" und "switch" zwischen glazialen und interglazialen Bedingungen in der Schlussphase der Eiszeiten (Fig. 7).

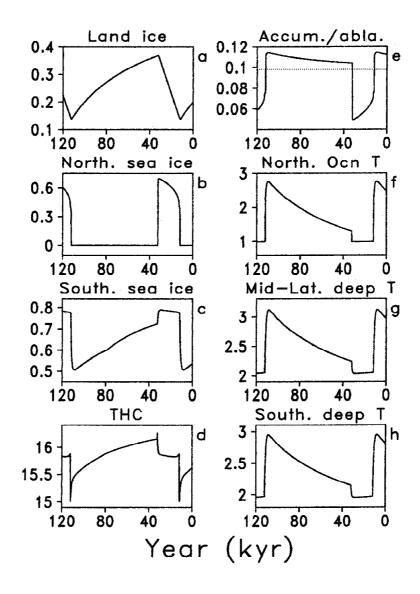


Fig. 7: Zeitreihen von Modellresultaten für einen kompletten Glazial/Interglazial-Zyklus. Konzentrationen in Bruchteilen von 1 der entsprechenden Kompartimente, Temperaturen in °C, Akkummulation/ Ablation und THC (thermohaline circulation) in 10⁶ m³ sec⁻¹. Aus Gildor and Tziperman (2001).

Das generelle Muster der durch die Schwankungen der Erdbahnparater bestimmte Sonneneinstrahlung auf die Erde kann für Zeiträume von rund 10 bis 20 Millionen Jahre einigermassen zuverlässig berechnet und extrapoliert werden (Laskar et al. 1993). Die tatsächlich resultierenden Klimaverhältnisse hängen jedoch stark von Eiszeiteffekten ab. Entsprechende Simulationen müssen anthropogene Effekte miteinbeziehen und sind deshalb nur über zukünftige Zeitintervalle in der Grössenordnung von 100'000 Jahren sinnvoll. Loutre and Berger (2000) verwenden ein höhenabhängiges Modell der Nordhemisphäre, das Atmosphäre, Ozean, Meereis, Schnee, Eisschilde und Kontinente mit ihren komplexen Interaktionen in zonalen Gürteln miteinander verknüpft. Da der Kohlenstoffkreislauf nicht enthalten ist, wird die atmosphärische CO2-Konzentration als zusätzliches externes "forcing" betrachtet und mit der astronomisch bestimmten Sonneneinstrahlung (Insolation) kombiniert. Es zeigt sich, dass Variationen der Sonneneinstrahlung tatsächlich als Schrittmacher drastischer Klimaänderungen funktionieren. Entscheidend verstärkt werden diese Effekte allerdings durch den CO2-Gehalt in der Atmosphäre und verschiedene Rückkoppelungen (Wasserdampf, Schnee, Isostasie etc.). Das entscheidende Phänomen für die kommenden 130'000 Jahre ist die ausserordentlich kleine Amplitude der Insolationsschwankungen (Fig. 8).

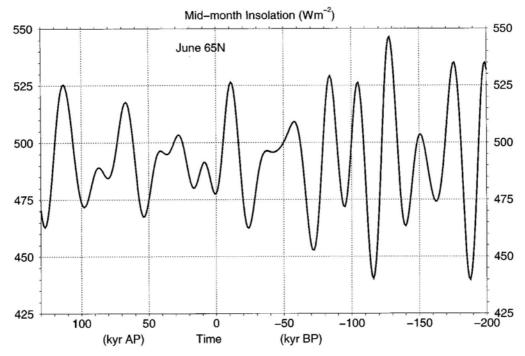


Fig. 8: Juni-Einstrahlung in 65° Nord von –200'000 bis +130'000 Jahre. Aus Loutre and Berger (2000).

Eine analoge Situation zu dieser zukünftigen Entwicklung findet man rund 400'000 Jahre vor heute. In den nächsten 50'000 Jahren kann im Modell nur eine CO2-Konzentration von 210 ppmv eine neue Eiszeit auslösen (Fig. 9). Nimmt man an, dass der grönländische Eisschild in einem Szenario der globalen Erwärmung vollständig abschmilzt, so fangen sich die Eisschilde der nördlichen Hemisphäre erst nach rund 15'000 Jahren wieder langsam an aufzubauen (Fig. 10). Die System Erde wird also rund 50'000 Jahre brauchen, um den Einfluss des im 20. und 21. Jahrhundert anthropogen verstärkten Treibhauseffektes auszubalancieren. Wesentliche Verbesserungen in derartigen Modellen werden zukünftig hinsichtlich Wolken, Wasserkreislauf, Ozeanzirkulation, Kohlenstoffkreislauf erwartet. Auch sind in solchen Modellen bisher regionale Partikularitäten kaum berücksichtigt.

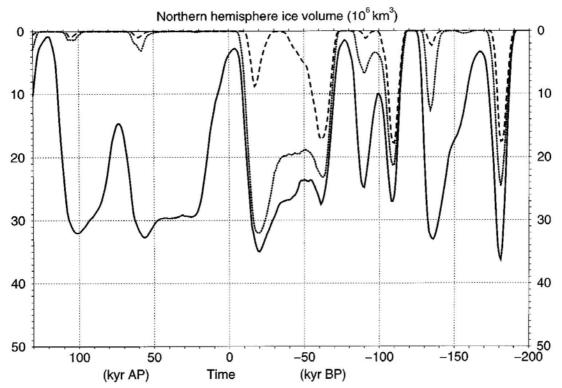


Fig. 9: Simuliertes Eisvolumen der Nordhemisphäre als Funktion der Isolation und verschiedener konstanter CO₂-Konzentrationen in der Atmosphäre (210 ppmv ausgezogene, 250 ppmv punktierte, 290 ppmv gestrichelte Linie. Aus Loutre and Berger (2000).

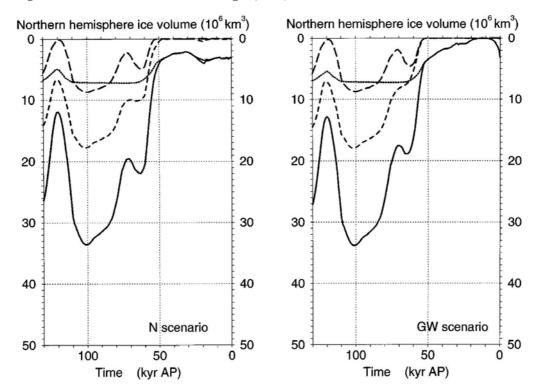


Fig. 10: Simuliertes Eisvolumen der Nordhemisphäre (ausgezogene Linie: insgesamt, punktierte Linie: Grönland, kurz-gestrichelte Linie: Nordamerika, lang-gestrichelte Linie: Eurasien) für die kommenden 130'000 Jahre; rechts mit "Global Warming Szenario", links "natürlich" (ohne anthropogene Einflüsse). Aus Loutre and Berger (2000).

3.2. Palaeoglaziologie

In den vergangenen Jahrzehnten sind numerische Modellrechnungen in zunehmendem Masse für die Rekonstruktion und Analyse von Gletschern und Permafrost unter eiszeitlichen Bedingungen eingesetzt worden. Solche Simulationen liefern nicht nur quantitative Angaben sondern haben auch das qualitative Verständnis der beteiligten Prozesse markant verbessert. Der traditionelle Denkablauf wird dabei mehr und mehr umgekehrt: Rekonstruktionen vergangener Gletscherstände und Permafrostvorkommen dienen zunehmend nicht mehr nur der direkten Interpretation des Palaeoklimas sondern werden vielmehr zur Verifikation von raumzeitlichen Gletscher- und Permafrostsimulationen verwendet, die ihrerseits mit zeitlich hochauflösender globaler Paläoklima-Information aus Eisbohrkernen oder mit Vorgaben aus AOGCMs für zukünftige globale und regionale Klimaszenarien getrieben werden (Haeberli 2003).

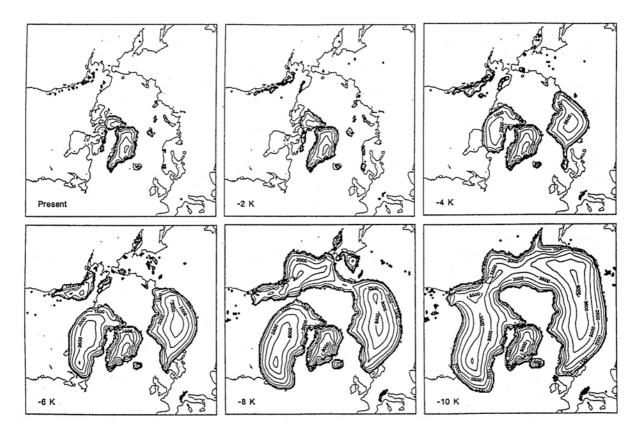


Fig.11: Modellierte Gleichgewichtsgeometrien für Eisschilde der Norpolarregion und gegenüber heute veränderten Sommertemperaturen. Aus Huybrechts and T'siobbel (1995).

Für die Modellierung von Eisschilden und Gletschern dient die Flächenausdehnung mit ihren charakteristischen Indikationen über basale Prozesse und Eisfliessen (Erratikertransport, Schrammen, Flutes, Drumlins, Stauchmoränen, Fels, Grundmoränen, Schmelzwasserkanäle, übertiefte Tröge) als Basis. Darauf aufbauend werden die 3-dimensionale Geometrie, die Massenbilanzverteilung und das Temperaturfeld an der Firn/Eisoberfläche geschätzt und schliesslich das Fliessen und die interne Temperaturverteilung berechnet. Da die Eisdeformation wie auch das basale Gleiten von den Eistemperaturen abhängen, müssen thermomechanisch gekoppelte Modelle iterativ gerechnet werden, wobei nicht-stationäre Prozesse eine we-

sentliche Rolle spielen und infolge der limitierten raum-zeitlichen Information (vor allem hinsichtlich des Eisaufbaus, der ja seine eigenen Spuren zerstörte) zur Parametrisierung und Kalibrierung der Modelle auch grosse Schwierigkeiten bis sogar prinzipielle Limiten darstellen (Haeberli 1991a). Permafrostmodelle benützen rekonstruierte Palaeotemperaturen der Luft oder der wegen der Isolationswirkung des Winterschnees meist etwas wärmeren Bodenoberfläche und berechnen die Temperaturen im Untergrund als Funktion der Zeit aufgrund der Wärmediffusion und des Austausches von latenter Wärme beim Frier-/Tauprozess. Eine besondere Herausforderung für die Zukunft stellt die für die hier behandelte Standortfrage wichtige Koppelung von Gletscher- und Permafrostmodellen dar, die bisher erst in gröbsten Ansätzen gelungen ist.

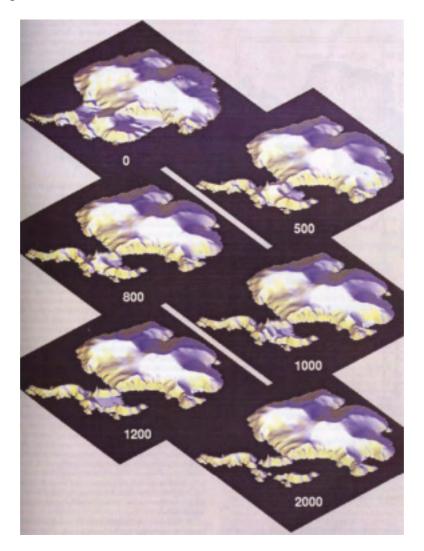


Fig. 12: Modellierte Geometrie der Antarktis von heute bis 2000 Jahre nach Beginn der Erwärmung mit 5m/a basale Schmelze der Schelfe und 50% ansteigender Akkumulation an der Oberfläche. Aus Warner and Budd (1998).

Die Rekonstruktion und Modellierung des Laurentidischen Eisschildes durch Sugden (1977) lieferte erstmals quantitative Angaben über Schubspannungen, Fliessgeschwindigkeiten und basale Temperaturen dieser gewaltigen Eismasse. Kritisch waren dabei der angenommene Gleichgewichtszustand mit einer zentralen Kulmination über der Hudson Bay und die Übertragung von Geometrie-, Bilanz- und Temperaturverhältnissen aus heutigen Eisschildgebieten

Grönlands und der Antarktis. Im globalen Rahmen folgten die Rekonstruktionen von Denton and Hughes (1981) aufgrund von CLIMAP-Daten und dann viele weitere und zunehmend zeitabhängige Simulationen (z.B. Boulton and Payne 1994). Die Modellierung nordhemisphärischer Eismassen für verschiedene Klimaszenarien von Huybrechts and T'siobbel (1995; Fig. 11) illustriert Stärken und Schwächen heutiger Simulationen: realistische Eisgeometrien für alle Regionen gleichzeitig können nicht mit einheitlichen Szenarien gerechnet werden (der britische Eisschild beispielsweise entsteht auch bei extremer Vergletscherung des subpolaren Eurasiens nicht richtig). Regional differenzierte Klimaszenarien (v.a. Temperatur und Niederschlag) hängen aber wiederum stark von der zu simulierenden Eisschildgeometrie ab – ein nicht einfach zu lösendes Problem. Im Hinblick auf langfristige Folgen des verstärkten Treibhauseffektes zeigen Warner and Budd (1998), dass die Instabilität der antarktischen Schelfe bei erwärmtem Ozean und ansteigendem Meeresspiegel zu einem Zerfall des antarktischen Eisschildes mit der Bildung eines zentralen Meeresarms zwischen West- und Ostantarktis (Fig. 12) und einer Neubildung erst nach erfolgtem isostatischem Auftauchen des Felssockels führen dürfte. Im Zusammenhang mit der hier abzuklärenden Standortfrage besonders interessant sind die Berechnungen von Deslisle et al. (2003) zu den eiszeitlich erreichten Permafrostmächtigkeiten im nördlichen Europa (Fig. 13) sowie die gekoppelten Eisschild/ Grundwasser-Modelle mit peri- und subglazialem Permafrost für Nordeuropa von Boulton et al. (1995, 1996; Fig. 14).

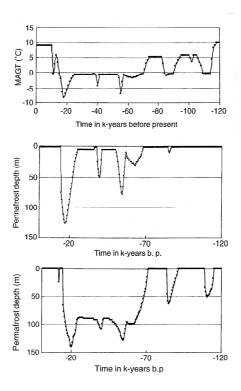


Fig. 13: Permafrostmächtigkeiten in Nord- und Mitteleuropa während der letzten Eiszeit basierend auf rekonstruierten mittleren Bodenoberflächen-Temperaturen (MAGT) bei Schnee- und Vegetationsbedeckung (mitte, vorzugsweise Muldenlagen) und auf Lufttemperaturen für schnee- und vegetationsfreie Stellen (unten, vorzugsweise windexponierte Kuppen). Aus Deslisle et al. (2003).

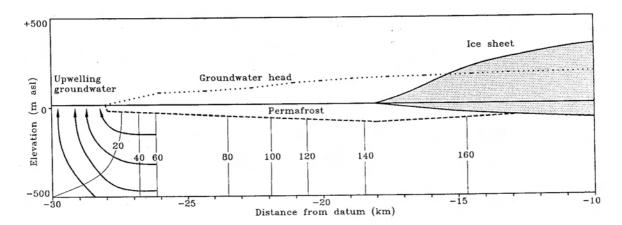


Fig.14: Simulation des hocheiszeitlichen Grundwasserflusses unter dem südlichen Eisrand des Skandinavischen Eisschildes mit sub- und proglazialem Permafrost. Aus Boulton et al. (1996).

Gletschergeometrien für den Maximalstand der letzten Eiszeit wurden von Jäckli (1970) für die Schweiz exemplarisch dargestellt. Wichtigste Änderungen seither betreffen die damals noch nicht berücksichtigte Existenz einer Eiskappe über dem südlichen Jura (Aubert 1965) und von allseits über Transfluenzpässe abfliessenden Firndomen im Furka-Oberalpgebiet sowie im Oberengadin (Florineth and Schlüchter 1998). Die langjährigen Arbeiten von O. Keller und E. Krayss in der Bodenseeregion (z.B. Keller 1994, Keller and Krayss 1991) bilden eine weltweit einzigartige Grundlage für die GIS-basierte Rekonstruktion und Darstellung von grossen Eiszeitgletschern (Benz 2003; Fig. 15, 16).

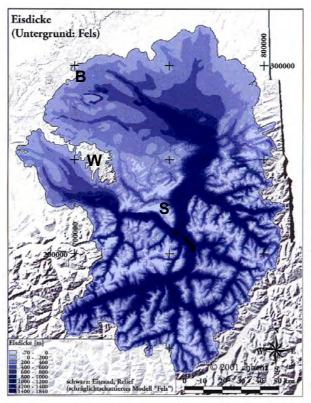


Fig. 15: Eismächtigkeiten des würmeiszeitlichen Rheingletscher-Maximalstandes. B = Benken, S = Sargans, W = Winterthur. Aus Benz (2003).

Erste numerische Modellresultate zur Palaeoglaziologie von Gletschern und Permafrost in der Schweiz während der Würmeiszeit stammen aus den 1980-er Jahren. Für die gesamte Schweiz und die Phase maximaler Flächenausdehnung berechneten Haeberli and Penz (1985) basale Schubspannungen, Fliessgeschwindigkeiten und daraus – zusammen mit Kontinuitätsbetrachtungen (Gleichgewichtsannahme) – Massenbilanzverteilungen. Schon diese erste quantitative Analyse führte zu klaren und z.T. überraschenden Folgerungen, die sich in anderen Studien als weitgehend stabil erwiesen (Körner 1983, Haeberli and Schlüchter 1987).

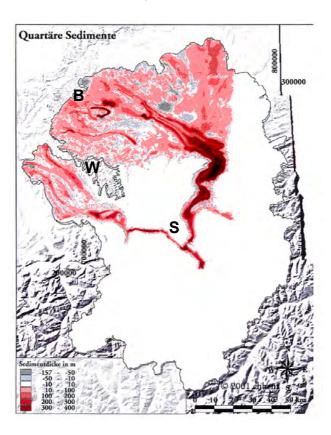


Fig. 16: Mächtigkeit quartärer Sedimente im Bereich des würmeiszeitlichen Rheingletscher-Maximalstandes. Negative Werte stammen aus Interpolations-Unsicherheiten, B = Benken, S = Sargans, W = Winterthur. Aus Benz (2003).

Die riesigen Vorlandgletscher der Alpennordseite waren bei niedrigen Schubspannungen ausgesprochen langsam geflossen (Fig. 17, 18), hatten wenig Masse umgesetzt und Ablationswerte aufgewiesen, wie sie in extrem trocken-kalten Klimaten beobachtet werden. Sie unterschieden sich markant von den wesentlich aktiveren Gletschern der Alpensüdseite und konnten unter solchen Bedingungen nicht innerhalb der zur Verfügung stehenden Zeit vorgestossen sein. Eine auffällige Diskrepanz bestand auch zwischen den glaziologischen Charakteristiken der Firngebiete in den Alpen (höhere Spannungen/Geschwindigkeiten) und der Ablationsgebiete im nördlichen Alpenvorland. Die Rekonstruktion von Jäckli scheint zeittransgressiv zu sein, indem das Firngebiet oberhalb von ca. 1200 m ü.M. einem feuchteren Klima der Vorstossphase, die tiefergelegenen Ablationsgebiete jedoch der trocken-kalten Schlussphase entsprechen. Das erste Temperaturmodell eines eiszeitlichen Vorlandgletschers (Rheingletscher; Blatter and Haeberli 1984) war 2-dimensional und ging von einem Gleichgewichtszustand aus – beides vorerst nötige aber auch wenig realistische Annahmen, die trotzdem wichtige Hinweise ermöglichten. Die Fliessbewegung der Gletscher hatte die Kälte

der hochgelegenen inneralpinen Firngebiete in die Talböden der grossen Alpentäler transportiert, im Mittelland selber dürften die basalen Partien des Eises jedoch durch die Fliessbewegung (Wärme aus Eisdeformation und basaler Reibung) selbst in den kältesten Perioden auf Schmelztemperatur aufgewärmt worden sein, die dünnen Gletscherränder waren aber wieder angefroren und mit dem periglazialen Permafrost verbunden (Fig. 19; vgl. Schindler et al 1978).

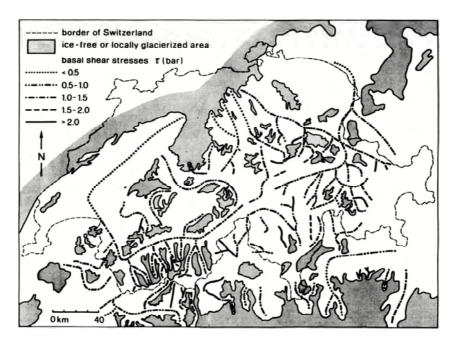


Fig. 17: Basale Schubspannungen entlang der zentralen Fliessline von Eiszeitgletschern (Würm-Maximalstand) in der Schweiz. Aus Haeberli and Penz (1985).

Die Komplexitäten einer transienten (zeitabhängigen) Modellierung lassen sich erahnen: die feuchtere und wärmere Aufbau- und Vorstossphase dürfte die flächenhafte Ausbreitung temperierter Gletscherbasis-Partien massiv verstärkt haben, das Vorrücken von temperiertem Basis-Eis über periglazialen Permafrost in der Schlussphase vor dem Maximalstand musste dagegen zu einer Inversion des geothermischen Wärmeflusses (Wärmeverlust des Gletschers in den Untergrund hinein) und einer zusätzlichen Auskühlung des Eises geführt haben. Der europäisch-periglaziale Permafrost seinerseits war in der kältesten Phase (vgl. dazu Vandenberghe and Pissart 1993) bei charakteristischen Jahresmitteltemperaturen an der Oberfläche von einigen Minusgraden weitgehend kontinuierlich mit maximalen Mächtigkeiten um 150-200 m, blockierte den Karst im Jura, trug zu den geothermischen Palaeoklima-Effekten im ursprünglichen Periglazialgebiet bei und dürfte bereits zu Beginn des Holozäns im Mittelland weitgehend bis vollständig aufgetaut gewesen sein (Haeberli et al. 1984; Fig. 20). Zusammen mit den GCM-Resultaten wird damit ein plausibles Bild der Entwicklung sichtbar (Ammann et al. 1994, Haeberli 1991c, Wohlfahrt et al. 1994). Die Eismassen der alpinen Vergletscherung hatten sich primär während früheren Phasen der Eiszeit bei wachsendem nordamerikanischem Eisschild und noch weitgehend offenem Atlantik aufgebaut. Die Jäckli-Rekonstruktion der Gebiete oberhalb ca. 1200 m ü.M. dürfte diese Situation widergeben. Bei voller Ausbildung des nordamerikanischen Eisschildes und fortschreitender Versiegelung der vereisenden atlantischen Feuchtigkeitsquelle mit Verlagerung der Polarfront in den mediterranen Bereich, breiteten sich die Piedmontgletscher auf der Alpennordseite, unter immer kälteren und tro-

ckeneren Bedingungen mit abnehmendem Massenumsatz, kleiner werdenden Schubspannungen/Fliessgeschwindigkeiten und tieferen Eistemperaturen, zu riesigen aber dünnen und inaktiven Eiskuchen aus. Die Jäckli-Darstellung der tiefergelegenen Vorlandvergletscherung dürfte diesem Zustand entsprechen, die höher gelegenen Firngebiete waren zu dieser Zeit wohl schon stark eingesunken. Im Rahmen der Wiedererwärmung im Spätglazial zerfielen die gesamten Eismassen grossflächig (downwasting). Neueste Altersdatierungen mit der Radiokarbonmethode und mit kosmogenen Isotopen (M. Maisch, D. Brandova unveröffentlicht) bestätigen, dass das Eis das Mittelland und weiteste inneralpine Gebiete praktisch gleichzeitig um 14 ka BP freigaben (vgl. dazu Lister 1988).

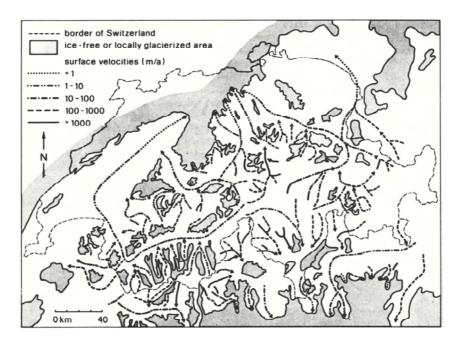


Fig. 18: Fliessgeschwindigkeiten entlang der zentralen Fliessline von Eiszeitgletschern (Würm-Maximalstand) in der Schweiz. Aus Haeberli and Penz (1985).

Eine erste Koppelung von Eiszeitgletschern und Grundwasser im Mittelland (Rhonegletscher) unter stationären Bedingungen entwickelte Speck (1994). Die Resultate seiner numerischen Simulationen weisen darauf hin, dass das Grundwasserregime unter dem Einfluss der hydraulischen Verhältnisse (Wasserdrucke und Wasserdruckgradienten) im Gletscher gegenüber eisfreien Bedingungen markant verändert wird (Fig. 21; vgl. dazu die Modellresultate von Boulton et al. 1995, 1996 zu den Verhältnissen in Nordeuropa). Unter dem Einfluss der Eis/Wasser-Überlagerung werden speziell im relativ steilen Eisrandbereich verstärkte vertikale Absinkvorgänge von kaltem Grundwasser mit beträchtlicher Tiefenwirkung angeregt, die ihrerseits wieder die Tiefenwirkung thermischer Anomalien massiv vergrösserten. Der sub- und periglaziale Permafrost beeinflusste die Grundwasserflüsse zudem weit über den Gletscherrand hinaus (Fig. 14, 21). Die extremen Vereinfachungen, die bei diesen ersten Modellen benutzt werden mussten, lassen die Resultate allerdings eher qualitativ als quantitativ verstehen. Der Effekt der tiefen vertikalen Grundwasserzirkulation wird bei einem zeitabhängig über das Mittelland vorstossenden Gletscher entlang grosser Flächen "verschmiert" und ist an einzelnen Punkten entsprechend geringer als im stationären Modell simuliert. Andererseits dürfte die Abkühlung der Gletscheroberflächen gegen die Maximalphase hin das gesamte hydrologische Einzugsgebiet weitgehend versiegelt haben. Der im Modell von Speck

angenommene Zufluss von Grundwasser gegen die Eisrandbereiche könnte demzufolge gegen 0 zurückgegangen sein. In diesem Zusammenhang von besonderem Interesse ist die Tatsache, dass die subglaziale Grundwasser-Neubildung nach Edelgasanalysen von Beyerle et al. (1998) im oberen Glatttal während den kältesten Phasen der letzten Eiszeit zum Erliegen gekommen ist.

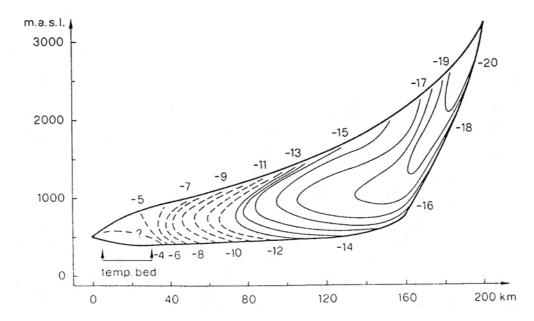


Fig. 19: Temperatur/Fliessmodell (stationär, 2-dimensional) für den würmeiszeitlichen Rheingletscher-Maximalstand. Aus Blatter and Haeberli (1984).

Mit der Dissertation von Benz (2003) liegt für den würmeiszeitlichen Rheingletscher-Maximalstand eine GIS-basierte Rekonstruktion und erste Analyse vor, wobei die Schubspannungen, Fliessgeschwindigkeiten und veränderten Wasserabflusslinien für die hier zu behandelnden Fragen im Vordergrund stehen (Fig. 22, 23, 24).

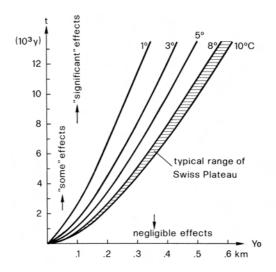


Fig. 20: Auftaugeschwindigkeiten von eisgesättigtem Eiszeit-Permafrost für verschiedene Oberflächentemperaturen des Holozäns und maximale eiszeitliche Permafrostmächtigkeiten (Yo). Aus Haeberli et al. (1984).

Die Modellierung der subglazialen Abflusswege geht von einem temperierten Gletscher aus, was für die Phase der maximalen Ausdehunung nicht realistisch ist. Sie deutet aber immerhin darauf hin, dass die subglazialen Wasserwege im Gletscherrandbereich der Region Schaffhausen gegenüber dem unvergletscherten Zustand nicht dramatisch verändert waren und dass für die Region Sargans eine kritische Situation bestand, in welcher der Gesamtabfluss des riesigen alpinen Einzugsgebietes leicht vom St. Galler Rheintal zum Walenseegebiet/ Linthgletscher hinüberwechseln konnte. Für die zeitabhängige Entwicklung des Permafrostes kann man sich auf die neuesten Modellresultate von Deslisle et al. (2003) für die Verhältnisse in Nord- und Mitteleuropa abstützen. Selbst an mikroklimatisch kältesten Stellen (Schnee-Erosion durch Wind) dürfte die Permafrostmächtigkeit 150 m nicht wesentlich übertroffen haben (Fig. 13).

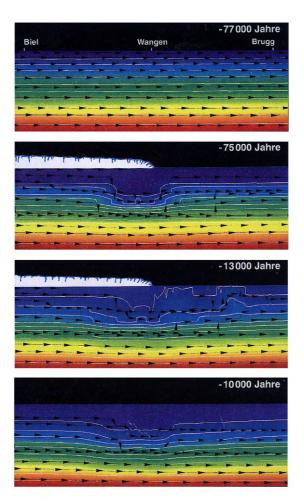


Fig. 21: Gekoppeltes Gletscher-Grundwassermodell für den würmeiszeitlichen Rhonegletscher (stationär, Grundwasserzufluss zum Zungenbereich offen). Aus Speck (1994).

Berücksichtigt man für die eiszeitlich-periglazialen Gebiete der Schweiz zusätzliche Effekte starker katabatischer Winde aus den kalten Gletschergebieten und die Neigung zu ausgeprägten Temperaturinversionen zwischen Alpen und Jura, so ist der bereits in den ersten Modellrechnungen für die Schweiz von Haeberli et al. (1984) angenommene Wert von etwa 200 m wohl realistisch. Dieser Maximalwert dürfte nach einer längeren und wahrscheinlich nicht-linearen Aufbauphase relativ kurzfristig um ca. 20 ka BP erreicht worden sein. Unge-

frorene Zonen blieben unter Flüssen von mehr als 50 m Breite erhalten (Fig 25). Unter dem Eisrand der Vorlandgletscher sind die Temperaturen wärmer und die Permafrostmächtigkeit entsprechend geringer gewesen als im periglazialen Bereich. Die komplexen thermischen, mechanischen und hydraulischen Interaktionen eines kalten, über periglazialen Permafrost vorstossenden Eisrands modellieren Boulton und Hartikainen (2003; vgl. dazu die qualitativen Hinweise bei Haeberli 1981).

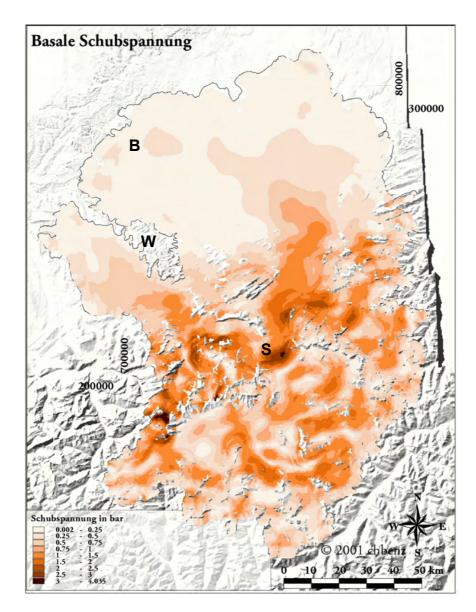


Fig. 22: Basale Schubspannungen des würmeiszeitlichen Rheingletscher-Maximalstandes. B = Benken, S = Sargans, W = Winterthur. Aus Benz (2003).

Ihre Simulation zeigen den Abbau des überfahrenen Permafrosts unter dem vorrückenden Eisrand und die Entstehung grosser hydraulischer Gradienten bei reduzierten Durchflussquerschnitt im subglazialen Grundwasser. Eine numerische Modellrechnung zu den möglichen glazialisostatischen Effekten der alpinen Würmvereisung bezüglich heutiger Hebungsvorgänge findet man bei Gudmundsson (1994).

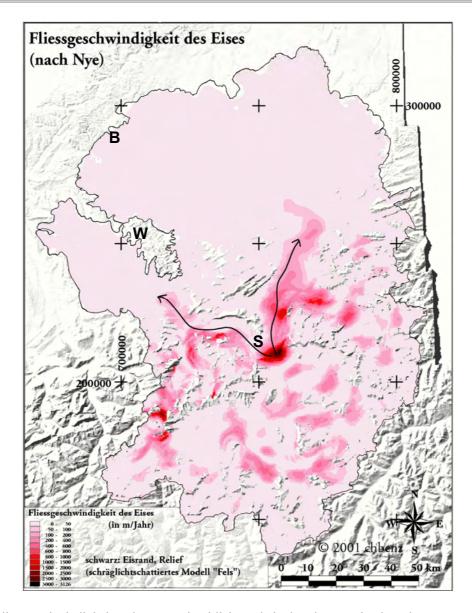


Fig. 23: Fliessgeschwindigkeiten des würmeiszeitlichen Rheingletscher-Maximalstandes. B = Benken, S = Sargans, W = Winterthur. Aus Benz (2003).

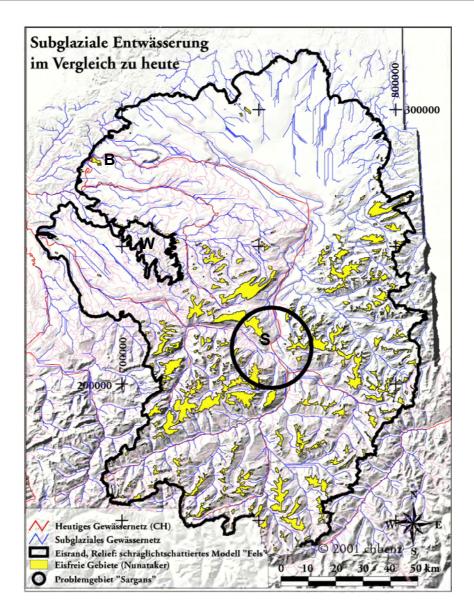


Fig. 24: Subglaziale Abflusswege des würmeiszeitlichen Rheingletscher-Maximalstandes. Annahme: Wasserdruck im Gletscher = Eisüberdruck, temperiertes Eis. B = Benken, S = Sargans, W = Wintherthur. Aus Benz (2003).

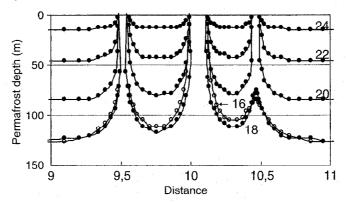


Fig. 25: Eiszeitliche Permafrostentwicklung im Bereich von Flusssystemen Nord- und Zentraleuropas. Die Werte 16, 18, 20, 22 und 24 zeigen Verhältnisse für die entsprechenden Zeiträume in ka BP. Aus Deslisle et al. (2003).

3.3. Geomorphodynamik

In vergletscherten Gebieten können tiefe Täler (z.B. Zürcher Seebecken) erodiert und mächtige Sedimentstapel (z.B. Moränen, Schotter und Seesedimente unter der Stadt Zürich) akkumuliert werden. Unter quartären Klimabedingungen ist die exogene Geomorphodynamik des Schweizer Mittellandes demzufolge durch kaltzeitliche Prozesse dominiert. Einfache Antworten auf die Frage, wo, wann, warum und wie stark diese mit Eis verbundenen Oberflächenprozesse wirken, gibt es allerdings nicht (z.B. Drewry 1986, Sommerfield 1991, Sugden and John 1976). Die raum-zeitliche Komplexität der Vorgänge erfordert eine kombinierte Betrachtung von Formen, Prozessen und Bilanzen. Extreme Ungleichgewichte treten besonders beim Übergang von kalt- zu warmzeitlichen Bedingungen auf. Für die Betrachtung und Modellierung solcher Übergangsphasen bietet sich das moderne Konzept der paraglazialen Dynamik an (Ballantyne 2002, 2003, Hinderer 2001).

Als Eis/Schutt-Transportsysteme besorgen Gletscher den Transfer von Gestein von dessen Ursprung bis zum Gletscherrand (und nicht weiter). Unabhängig vom Charakter der beteiligten subglazialen Prozesse entscheidet deshalb die Sedimentbilanz des Einzugsgebietes – das Verhältnis zwischen Input und Output (Evakuation) im System "Gletscher" - darüber, ob letztlich Erosion oder Sedimentation überwiegt. Gesteinsinput erfolgt in Gebirgsregionen primär aus den schuttliefernden Felswänden des Akkumulationsgebietes, die Evakuation erfolgt weitgehend durch die Schmelzwasserabflüsse. Bei der Schuttlieferung der Felswände spielt die Lithologie, das Vorkommen von Permafrost (extreme mechanische Verwitterung: Hallet et al. 1991, Matsuoka et al. 1998, Walder and Hallet 1986) und die Sturzbahn der Gesteinskomponenten eine Rolle: was in den Bergschrund am oberen Gletscherrand fällt, macht die Reise an der Gletscherbasis mit und wird intensiv zu feinen und leicht zu transportierenden Korngössen zerrieben, was weit ins Firngebiet oder sogar direkt ins Ablationsgebiet hineingelangt, wird schlussendlich grosskalibrig und praktisch unversehrt wieder abgelagert. Die Transportkapazität der Gletscherabflüsse hängt vor allem von der Abflussmenge und der Neigung ab. Numerische Berechnungen in der Form eines Indexes, der die beteiligten Faktoren gruppiert, können anhand von Beobachtungen in eisfrei gewordenen Gebieten (Gletschervorfelder) geeicht und anhand von Gletscherinventaren oder GIS-basierten Analysen grossräumig angewendet werden (Fig. 26, 27; Haeberli 1996, Maisch et al. 1999, Zemp et al., im Druck). Der Erfolg solcher Abschätzungen dokumentiert den insgesamt dominanten Einfluss des sub- und proglazialen Schmelzwassers. Erosion überwiegt bei grossen oder steilen, wenig Schutt führenden Gletschern und in niederschlagsreichen Regionen. Sedimentation ist hingegen typisch für kleinere und relativ flache, stark schuttbeladene Gletscher und in kaltariden Gebieten. Für jeden einzelnen Fall individuell verschieden ist letztlich nicht ein einzelner Faktor ausschlaggebend sondern eine Faktorenkombination. Das gesamte System (Topographie und Prozesskette im Einzugsgebiet) des Gletschers muss betrachtet werden. Erosion und Sedimentation können gleichzeitig in verschiedenen Partien des Gletschers stattfinden und verändern sich mit Wachstum und Schwund der Gletscher. Bei Neigung 0 am Gletscherrand (proglaziale Seen, Kalbungsfronten im Meer) entstehen Sedimentfallen, unter einer geneigten Gletscheroberfläche (Wasserdrucklinie!) kann aber gleichzeitig intensivste Erosion stattfinden (Übertiefung mit massiven Gegensteigungen des Gletscherbetts). Da Abfluss und hydraulische Gradienten - und damit die Transportkapazität des subglazialen Schmelzwassers - zum Gletscherrand hin tendenziell zunehmen, ist die grösste Erosionskapazität unmittelbar hinter der Gletscherfront zu erwarten. Generell hatten die alpinen Eiszeitgletscher mit

ihren weiten Oberflächen und beschränkten Felswandhöhen während ihrer Wachstumsphase unter feuchteren Klimabedingungen ein grosses Erosionspotenzial, das ihnen erlaubte, präglaziale Lockersedimente aus übertieften Tälern zu evakuieren. Gegen die Maximalphase zu leiteten jedoch der abnehmende Niederschlag, die Versiegelung grossräumiger Einzugsgebiete durch kalte Firngebiete, die Ausbildung von sub- und periglazialem Permafrost sowie die mancherorts bis auf 0° abnehmende Geländeneigung mehr zu Sedimentationsbedingungen über. Solche Überlegungen zum Zeitablauf der Vereisung könnten erklären, dass die grössten Übertiefungen im Mittelland wohl jeweils nahe der jeweiligen Gletscherfront, hingegen eher entfernt vom Gletscherrand der maximalen Ausdehnung entstanden sind. Angesichts der im Vergleich zu den weiten Firn-/Eisoberflächen relativ bescheidenen Felswände waren die Vorlandgletscher nur spärlich mit Schutt bedeckt, eine Tatsache die auch im Fehlen grossräumig/mächtiger Obermoränen (eckig-ungeschrammte Komponenten ohne Feinmaterial) an der heutigen Oberfläche dokumentiert wird.

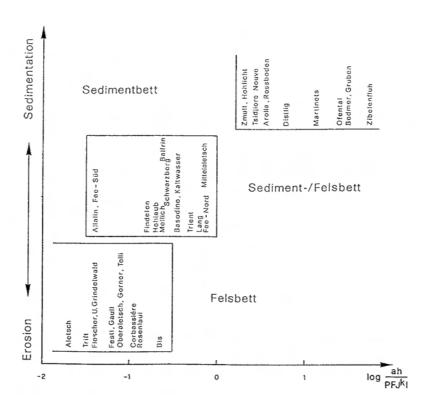


Fig. 26: Bettcharakteristik moderner Alpengletscher als Funktion eines Erosions-/Sedimentationsindexes, der das Verhältnis zwischen Schuttinput (Felswandhöhe h, Transport an Bett/Oberfläche a) und Schuttevakuation im Gletscherbach (Niederschlag P, Massenbilanz b, Fläche F, Neigung des Gletscherrandes J) sowie die Ausbreitung über die Gletscherlänge L des Gesamtgletschers beschreibt. Vgl. Haeberli (1996), Maisch et al. (1999), Zemp et. al. (im Druck).

Ausser der Deposition von erratischem Geschiebe und der duktil-glazitektonischen Deformation gefrorener und eisreicher randglazialer Sedimente (Stauchmoränen s.s.; Boulton and Caban 1995, Haeberli 1979, Schindler et al. 1978) sind die Prozesse der Gletschererosion und –sedimentation auf basales Gleiten resp. die Existenz von Schmelzwasser am Gletscherbett angewiesen (Tab. 1) und deshalb auf temperierte Partien des Gletscherbettes beschränkt. Gleiten ist im Prinzip zwar auch für kaltes Eis möglich aber stark reduziert (Shreve 1984): die

weitgehende "Spurlosigkeit" kalter und am Untergrund angefrorener Gletscher oder Gletscherpartien hat zur Folge, dass ihre Anteile am Vereisungsprozess in Raum und Zeit oft unterschätzt wenn nicht gar ignoriert worden sind.

Subglaziale Deposition (lodgement) und Deformation von wasserführenden Feinmaterialien tendiert dazu. Unebenheiten im Gletscherbett auszugleichen und präglaziale Rinnen und Becken aufzufüllen. Die erosiven Prozesse der Abrasion und des "Pluckings" andererseits beanspruchen den Untergrund grossflächig und zerstören vor allem schwache Lithologien aufgrund hohen Wasserdrucks, zyklischer Belastung (tägliche und jährliche Wasserdruckschwankungen, langfristige Veränderungen der Eisgeometrie), ausgeprägter Spannungskonzentration bei Fels/Fels-Kontakten an der Eisbasis, niedriger Gesteinstemperaturen und hoher Verschiebungsgeschwindigkeiten. Exaration oder Plucking dürfte wesentlich mit der Kavernenbildung im Druckschatten von Hindernissen (Rundhöcker) verknüpft sein (Röthlisberger and Iken 1981), die flächenmässig dominierende Abrasion hängt nach den Modellrechnungen von Schweizer und Iken (1992) dagegen vorwiegend mit der Reibung am Gletscherbett, dem Schuttgehalt des basalen Eises und der Gleitgeschwindigkeit zusammen. Mit zunehmendem Schuttgehalt im basalen Eis wächst die Abrasion vorerst infolge vermehrter Fels/Fels-Kontakte an (Hallet 1981), erreicht jedoch durch zunehmende Reibung mit entsprechender Abnahme der Gleitgeschwindigkeit ein Optimum und geht schliesslich mit Überhandnehmen der inneren Reibung bei extremen Schuttgehalten auf 0 zurück und schliesslich in Deposition über. Mässige basale Schuttgehalte mit effizienter Abrasion ermöglichen ein kontinuierliches Gleiten der Gletscher, während hohe Schuttgehalte und grosse basale Reibung zu Instabilitäten des Gletscherfliessens ("stop-and-go" Gleiten, Bettdeformation) führen können.

Die mässigen Schuttgehalte der alpinen Eiszeitgletscher dürften vor allem in der Vorstossphase eine aktive Abrasion über grosse Flächen ehemals temperierter Gletscherbetten ermöglicht haben. Für die Frage der grösstmöglichen Tiefenerosion entscheidend ist hingegen die Schmelzwassererosion (subglaziale Korrasion) als nichtlineare Funktion der Fliessgeschwindigkeit und der Partikelgrösse. Die Partikelgrösse nimmt zwar entlang der Gletscherlänge tendenziell ab, grosse Komponenten können aber aus präglazialen Depots (Schotter, Moränen) auch in randnahen Bereichen in den subglazialen Abfluss gelangen. Die stärkste Tiefenerosion ist deshalb im Zusammenhang mit den grössten Abflussmengen und -geschwindigkeiten in der Nähe temperierter Gletscherränder mit erhöhten hydraulischen Gradienten zu erwarten. Unter dem Einfluss der durch die Topographie der Gletscheroberfläche gesteuerten Wasserdruckverhältnisse im und unter dem Gletscher können dabei Sedimente auch über grosse Gegensteigungen des Gletscherbettes evakuiert werden. Bei hohen Wasserdrucken besteht die Tendenz zu Abfluss in einem flächig ausgebildeten Film an der Eisbasis (sheet flow), während niedrigere Wasserdrucke die Bildung von Gerinnen im Eis oder im Gesteinsuntergrund fördern. Abfluss in Gerinnen ermöglicht wiederum intensive, räumlich konzentrierte Tiefenerosion mit fluvialen Gerinneformen (Kerbtal, Klamm). Die Betrachtung der beteiligten Prozesse zeigt generell den wichtigen Einfluss der Eistemperatur und bestätigt die in der Sedimentbilanz schon erkannte dominante Bedeutung des subglazialen Schmelzwassers für die Tiefenerosion.

Begriff	Prozess	Bedingung	Formen
1. EROSION			
Abrasion	Abrieb durch Gesteinspartikel im basalen Eis	Gleiten, Evakuation des Abriebs (Schmelz- wasser); Nachschub von Gesteinspartikeln (basale Schmelze: Erd-/Reibungswärme)	Stromlinienformen im Fels (rock drumlins), Politur, Schrammen; Feinmaterialproduktion
Plucking	Herausreissen von Gestein aus Felsbett	Vorbeanspruchung des Felsbetts (v.a. Schwankungen von Pi, P _W) Kavernenbildung, Evakuation (Regelation)	Rundhöcker (Luv: Abrasion, Lee: Plucking)
Schmelzwassererosion	physikalisch/chemisch insgesamt dominant	funktionierendes subglaziales Abfluss- System (Kanäle, Piezometerprinzip)	Rinnen/Kanäle im Fels (auch aufwärts!!!) Gletschertöpfe, div. Kleinformen
2. SEDIMENTATION			
Subglacial lodgement	subglaziale Deposition	Schmelze der Basisschichten: Erd-/Rei- bungswärme	Grundmoräne, stromlinienförmige Verkleidun von Bettrauhigkeiten
Subglacial flowage	subglaziales Fliessen (gesättigtes Material)	temperierte Gletscherbasis, Gradienten von $(P_i - P_W)$	kleinskalige Verformung, gestreifte Grundmo- räne (flutes), grosse Sedimentationsraten möglich
Bulldozing/recycling	frontale Verformung	Gletschervorstoss	Endmoräne mit chaotischer Struktur bei tem- periertem Eisrand, bisweilen grosskalibrige Deformation (Glazitektonik) bei kaltem Eis- rand und Permafrost
Supraglacial melt-out	Ausschmelzen an der Oberfläche	schuttbedecktes Eis	Obermoräne (oft stark strukturverändert), Mittel- und Seitenmoränen, extreme Sedimer tationsraten möglich
subaquatische Morbildung	div. Prozesse an Kalbungsfronten	Gezeitengletscher, in Seen kalbende Gletscher	komplexe/wenig untersuchte Formen, wan- dernde Moränen bei Gezeitengletschern
Schmezwasser deposition	sub-/periglaziale Ablagerung	bei subglazialen Formen: funktionierendes Abfluss-System	Esker (subglaziale Kanalfüllungen), Kames (Randterrassen), Sander (proglaziale Schotterebenen), Deltas (Küsten)

Tab. 1: Prozesse, Bedingungen und Formen der glazialen Erosion und Sedimentation. Nach Drewry (1986), Sugden and John (1976).

Form und Charakteristik von Gletscherbetten sind heute auch im Zusammenhang mit dem beschleunigenden Gletscherschwund von grossem Interesse. In den markanten Übertiefungen erodierender Gletscherabschnitte der Alpen (Rhone, Aletsch/Konkordia, Gorner) werden sich Seen bilden, während die Moränenbastionen kleiner schuttbeladener Gletscher (Gruben, Weingarten etc.) Ursprung grosser Murgänge sind. Temperierte Gezeitengletscher in maritimen Gebieten (z.B. Südalaska) zerfallen und geben grosse und bis über einen Kilometer tief unter den Meeresspiegel erodierte Fjorde frei. In trocken-kontinentalen Gebieten entstehen ausgedehnte Schuttakkumulationen. Die zu beobachtenden Formen bestätigen das heutige Verständnis der beteiligten Prozesse und Bilanzen. Intensive Erosion mit spektakulären Übertiefungen ist möglich bei geringem Schuttimput aus umliegenden Felswänden auf grosse temperierte Gletscher in niederschlagsreichen Hochgebirgsregionen oder bei grossen, schnell fliessenden polythermalen Auslassgletschern von Eisschilden und Eiskappen mit temperiertem Gletscherbett. Die dabei entstehenden glazialen Tröge sind primär durch das subglaziale Schmelzwasser zu kerb- und stellenweise klammförmigen Querschnitten erodiert (vgl. z.B. Aareschlucht) und durch flächenhafte Abrasion überschliffen. Mittlere Abtragsraten reiner Gletschergebiete bleiben dabei deutlich unter 1 mm pro Jahr und sind wesentlich kleiner als die Abtragsraten in gemischt glazialen/periglazialen Gebirgsregionen (Tab. 2 und 3). Der parabelförmige oder "U"-Querschnitt mancher heute sichtbarer Tröge kommt durch die nachträgliche Sedimentfüllung zustande. Diese nachträgliche Sedimentfüllung glazial entstandener Depressionen ist nicht zuletzt Ausdruck der Dynamik beim Übergang von Vergletscherungen zur Wiederbewaldung. Zwischen Eisfreiwerden und Wiederbewaldung entstehen ausserordentliche und z.T. langanhaltende Ungleichgewichte zwischen Formen und Prozessen der exogenen Dynamik (übersteilte Hänge, Lockergesteinsdepots etc.), die periglaziale Abtrags- und Umlagerungsdynamik wird entsprechend intensiviert und die grossflächige Erosion resp. Sedimentation um rund eine Grössenordnung gesteigert (Fig. 28, 29). Das Ende der Eiszeiten ist jeweils die Zeit der grössten Dynamik an der Erdoberfläche (Fig. 30). Auch die

Betrachtung heutiger Formen im glazialen Bereich stützen die Annahme, dass die kräftigste glaziale Tiefenerosion im Mittelland – primär durch subglaziales Schmelzwasser – in der feuchteren Aufbau- und Vorstossphase der Eiszeiten vor sich ging und dass die trocken-kalte Endphase maximaler Eisausdehnung durch sedimentäre Vorgänge dominiert wurde, wobei die höchsten Akkumulationsraten im Spätglazial durch aktivierte periglaziale Umlagerungsprozesse vor der Wiederbewaldung erreicht wurden.

Gletscher	Messdauer	mittlere Abtragsrate
Nigardsbreen	13 Jahre	0.165 mm/Jahr
Engabreen	12 Jahre	0.218 mm/Jahr
Erdalsbreen	7 Jahre	0.610 mm/Jahr
AMemurubre	6 Jahre	0.313 mm/Jahr
Vesledalsbreen	6 Jahre	0.730 mm/Jahr

Tab. 2: Abtragsraten in vollständig vergletscherten Einzugsgebieten Norwegens. Aus Drewry (1986).

Gletscher	Autor mittlere	Abtragsrate
Muir (Alaska)	Reid (1892)	19.0 mm/Jahr
Muir (Alaska)	Corbel (1962)	5.0 mm/Jahr
Hidden (Alaska	Corbel (1962)	30.0 mm/Jahr
Storbreen (Norwegen)	Liestol (1967)	0.1 mm/Jahr
Hellstugubreen (Norwegen)	Corbel (1962)	1.4 mm/Jahr
Kongsvegen (Svalbard)	Elverhoi (1980	1.0 mm/Jahr
St. Sorlin (Frankreich)	Corbel (1962)	2.2 mm/Jahr
Imat (USSR)	Chernova (1981)	0.9 mm/Jahr
Ajutor-3 (USSR)	Chernova (1981)	0.7 mm/Jahr
Fedchenko (USSR)	Chernova (1981)	2.9 mm/Jahr
RGO (USSR)	Chernova (1981)	2.5 mm/Jahr

Tab. 3: Abtragsraten in teilweise vergletscherten Einzugsgebieten (mit Felswänden). Aus Drewry (1986).

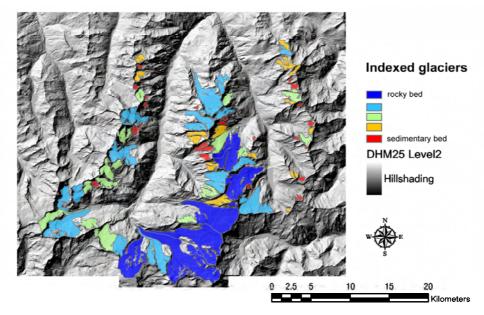


Fig. 27: GIS-basierte Modellrechnung der Gletscherbettcharakteristiken in den heutigen Vergletscherungsgebieten der Walliser Vispertäler. Aus Zemp et al. (im Druck).



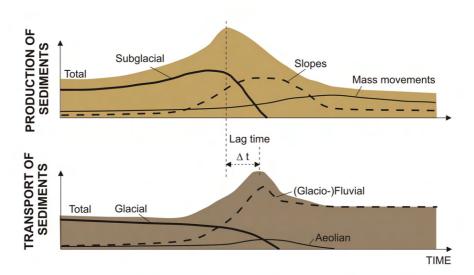


Fig. 28: Schematisches Sedimentbudget am Übergang Eiszeit/ Zwischeneiszeit. Aus Hinderer (2001).

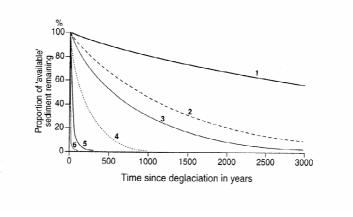


Fig. 29: Zeitliche Abläufe paraglazialer Prozesse. 1 = Instabilität von Felsflanken, 2 = Steinschlag und Schutthalden, 3 = grosser Schwemmkegel, 4= Felsdeformation, 5 = Überformung moränenbedeckter hänge, 6 = Überformung von Gletschervorfeldern. Aus Ballantyne (2003).

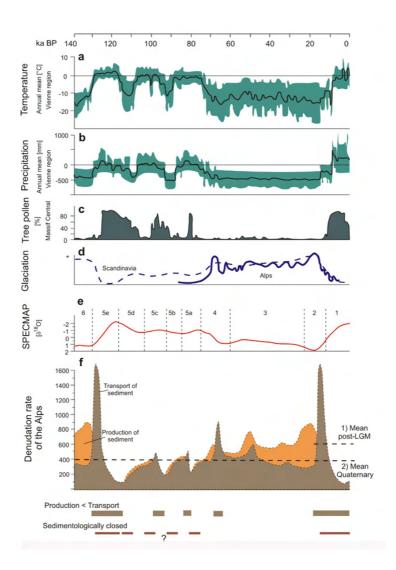


Fig. 30: Variationen des alpinen Abtrags während der letzten 140'000 Jahre. Aus Hinderer (2001).

4. Anwendung auf Kernaussagen des Berichts

4.1. Zum Klima

Die in Tiefseesedimenten und Eisbohrkernen dokumentierte rhythmische Abfolge von Kaltund Warmzeiten ist auf Bedingungen und Prozesse (v.a. Verteilung der Kontinente, Schwankungen der Erdbahnelemente, Rückkoppelungseffekte beim Auf- und Abbau von Eisschilden,
Meereisbildung und thermohaline Ozeanzirkulation) zurückzuführen, die in ihren wesentlichen Zügen erkannt sein dürften und mit numerischen Klimamodellen quantitativ simuliert
werden können. Damit wird auch die in Kaltzeiten fortschreitende Auskühlung und Austrocknung von Mitteleuropa verständlich. Die Klimakurven können demzufolge tatsächlich
als globaler Massstab verwendet werden, müssen jedoch auf die spezifisch regionalen Effekte
umgemünzt werden. Die Annahme, dass innerhalb der nächsten Million Jahre mit mehreren
Kaltzeiten von der Dimension und Charakteristik jungpleistozäner Glaziale zu rechnen ist,
dürfte gerechtfertigt sein. Nach wie vor sind die Simulationen von Eiszeitbedingungen in

Klimamodellen (AOGCMs) in ihrer regionalen Differenzierung nur bedingt realistisch und die Resultate sind deshalb im Detail von beschränkter Aussagekraft. Die grössten Unsicherheiten gehen nicht nur auf die sich rasch steigernde Rechenleistung zurück, sondern betreffen auch Teilelemente des Klimasystems wie etwa die Wolkenphysik, Effekte von Aerosolen auf die Strahlungsbilanz, Meereisbildung und Ozeanzirkulation, Instabilitäten in der Abbauphase von kontinentalen Eisschilden oder die Bodenfeuchte. Auch auf längere Sicht sind markante Verbesserungen zu erwarten. Die Entwicklung des Kenntnisstandes sollte kontinuierlich verfolgt und auf Konsequenzen für Annahmen über die Zukunft überprüft werden.

4.2. Zur Glaziologie

Quantitative Rekonstruktionen und numerische Modelle haben Kenntnis und Verständnis hinsichtlich Gletscher und Permafrost im eiszeitlichen Mitteleuropa markant verbessert. Die Gesetzmässigkeit der progressiven Entwicklung von einem kühl-feuchten Klima mit temperiert/aktiven, rasch fliessenden Gebirgsgletschern während der Aufbauphasen zu kalttrockenen Bedingungen mit wenig aktiven, langsam fliessenden, polythermalen bis kalten, zumindest randlich am Untergrund angefrorenen und von periglazialem Permafrost in waldloser Strauchtundra umgebenen Vorlandgletschern in der Schlussphase maximaler Flächenausdehnung, ist in ihren Grundzügen erkannt und semiquantitativ nachvollziehbar. Das im externen Randbereich der entsprechenden Vereisungen liegende Weinland dürfte in der Tat jeweils relativ kurzfristig (< 20'000 Jahre) mit Eis von einigen 100 Metern Mächtigkeit bedeckt werden. Dieses Eis dürfte zumindest zeitweise kalt sein. Die Bildung von peri- und subglazialem Permafrost ist wahrscheinlich, wobei die Mächtigkeit der gefrorenen Zone wohl deutlich unter 200 m bleibt. Mit ausgedehnteren Eisüberdeckungen würde das Weinland weiter in den wärmeren subglazialen Bereich gelangen, was eine geringere Auskühlung des Untergrundes zur Folge hätte. Grössere Tiefenwirkung ist mit geothermischen Effekten und veränderten Grundwasserverhältnissen bei eiszeitlichem Permafrost und grossräumiger Oberflächenvereisung verbunden. Quantitative Angaben aus numerischen Modellen sind erst in rudimentären und extrem vereinfachenden Ansätzen vorhanden. Die Schwierigkeit liegt bei der thermomechanisch gekoppelten, 3-dimensionalen und zeitabhängigen Modellierung des integralen Systems Klima, Gletscher, Permafrost und Grundwasser. In diesem Bereich sind verstärkte Anstrengungen nötig.

4.3. Zur Geomorphodynamik

Moderne Analysen der Prozesse, Formen und Bilanzen von Eis/Schutt-Transportsystemen in Gebirgsregionen ergeben ein übereinstimmendes Bild: die Intensität glazialer und periglazialer Prozesse sowie besonders auch späteiszeitlich-paraglazialer Prozessabfolgen dürfte für die Entwicklung der Erdoberfläche im Mittelland während der kommenden Million Jahre mit grösster Wahrscheinlichkeit entscheidend sein. Zentraler Faktor bezüglich Tiefenerosion ist dabei das unter grossen Wasserdrucken schnell fliessende, effizient korradierende und auch über Gegensteigungen im Untergrund grosse Sedimentfrachten evakuierende subglaziale Schmelzwasser. Räumliche Anordnung und zeitliche Einordnung maximaler Tiefenerosion müssen im Zusammenhang mit der bereits skizzierten Entwicklung des Palaeoklimas und den palaeoglaziologischen Verhältnissen während des Ablaufs einer Vorlandvereisung gesehen werden. Übertiefte Becken im Mittelland dürften primär während der feuchteren Eis-

aufbauphase im Bereich hinter den vorstossenden und noch vorwiegend temperierten Gletscherfronten – wo maximale Abflussmengen anfielen und grosse hydraulische Gradienten existierten – ausgeräumt und tiefergelegt worden sein. Diese zeitliche Phase hoher erosiver Aktivität betrifft räumlich die Alpentäler und die Molasse. In der kalt-trockenen Schlussphase maximaler Eisausdehnung dürften extrem reduzierte Oberflächenablation und vor allem weitverbreitete kalte Firn- und Eistemperaturen die subglazialen Abflüsse massiv reduziert und ihre Erosionskapazität entsprechend eingeschränkt, wenn nicht sogar zu überwiegender Sedimentation verändert haben. Es ist deshalb durchaus sinnvoll anzunehmen, dass die glaziale Tiefenerosion auch in Zukunft weitgehend auf die Molasse beschränkt bleibt. Für den polythermalen Eisrandbereich im Weinland können Prozesse der selektiv-linearen subglazialen Erosion angenommen werden: in Zonen temperierter Gletscherbassins (Täler mit grösserer Eisdickte und erhöhter Fliesswärme) ist Erosion möglich, während in kalten/ angefrorenen Gletscherteilen (erhöhte Bettpartien mit geringerer Eismächtigkeit und reduzierter Fliesswärme) kaum Erosion stattfinden kann. Eine präferenzielle Erosion präexistenter Täler ist in diesem Bereich deshalb besonders plausibel.

Beim Übergang zu nacheiszeitlichen Bedingungen führte das rasche Verschwinden des Eises und das langsame Aufkommen des Waldes zu Ungleichgewichten mit ausserordentlicher Dynamisierung exogener Umlagerungsprozesse. Bei rund um eine Grössenordnung erhöhten spätglazialen Abtragsraten im Alpenraum setzte in den glazial ausgeräumten topographischen Depressionen des Mittellandes eine entsprechend verstärkte Sedimentation ein. Das Verständnis all dieser Zusammenhänge ist noch weitgehend qualitativ. Quantitative Abschätzungen und Modelle sind erst in rudimentären Ansätzen möglich. Die grösste Unsicherheit besteht hinsichtlich linear konzentrierter subglaziale Erosion und der Entstehung von tiefen Schluchten mit klammartigem Querprofil.

5. Schlussfolgerungen und Empfehlungen

Die Prozessforschung resp. die numerische Modellierung von kaltzeitlichen Palaeoklimaten, palaeoglaziologischen Phaenomenen und von glazialen und periglazialen Erosions-/Sedimentationsprozessen hat in den letzten Jahren grosse Fortschritte gemacht und entwickelt sich weiterhin rasch. Sie bestätigt im Wesentlichen die Kernaussagen der bisherigen Analyse im Technischen Bericht 99-08 (Nagra 2002).

Von zentraler Bedeutung ist die Tatsache, dass die zunehmende Auskühlung und Austrocknung im Bereich maximaler Eisausdehnung gut dokumentiert, logisch verständlich und qualitativ nachvollziehbar ist. Mit dieser robusten Erkenntnis verbunden ist die begründete Annahme, dass die glaziologische wie die geomorphodynamische Aktivität in dieser Extremphase jeweils stark reduziert ist. Die unter solchen Bedingungen zu erwartende selektiv-lineare Erosion im polythermalen Eisrandbereich macht die Entstehung völlig neuer Wege der Tiefenerosion im Weinland wenig wahrscheinlich.

Die grössten Unsicherheiten bezüglich der in der kommenden Million Jahre zu erwartenden Bedingungen im Zürcher Weinland existieren bei der Tiefenwirkung von

- (1) subglazialer Grundwasserzirkulation im Randbereich polythermaler Vorlandgletscher mit sub- und periglazialem Permafrost und
- (2) linear konzentrierter subglazialer Schmelzwassererosion (klammartige Rinnen).

In beiden Fällen wären weitere Untersuchungen (z.B. Experimente mit gekoppelten Gletscher/Grundwassermodellen, systematische Analyse der morphologisch-glaziologischen Lage von klammartigen Rinnen in heute gletscherfreien Gebieten) sinnvoll. Generell sollte der Kontakt mit der modernen Forschung im Bereich Klimamodelle, Palaeoglaziologie und kaltzeitliche Geomorphodynamik intensiviert werden, um neue Erkenntnisse in geeigneter Weise einzubauen und gezielt kritische Fragen zu untersuchen.

6. Ein historischer Seitenblick

Als Louis Agassiz (1807–1873) die vergangene Existenz einer Eiszeit postulierte, stiess er auf grossen Widerstand. Geologie und Theologie waren damals intim ineinander verhängt. Gletscher kamen in der Bibel nicht vor, also hatte die Eiszeit-Idee für viele einen blasphemischen Charakter. Dabei ging es keineswegs um ein Detail: die Schöpfung des tiefgläubigen Agassiz hatte mit Hilfe einer globalen Eisbedeckung "tabula rasa" gemacht, um anschliessend den Menschen als Krone des Aktes entstehen zu lassen. Atemberaubend an dieser Vorstellung einer sozusagen zielgerichteten Eiszeit war, dass der entscheidende Schluss des Entstehungsvorgangs offenbar verkannt worden war und ein wesentlicher Teil der Genesis demzufolge neu geschrieben werden musste. Ähnlich wie in der Geschichte der Sintflut wurde die Entstehung unseres Gestirns über Millionen und Milliarden von Jahren in die Nähe eines Bastelraums gerückt, in dem "gepröbelt", verworfen und neu begonnen werden darf.

Seither sind rund anderthalb Jahrhunderte vergangen, weniger als ein Tausendstel des Zeitraums, der in den hier diskutierten Abschätzungen betrachtet wird. Die abiotischen Systeme der Luft, des Wassers, des Eises und der Gesteine mögen sich einigermassen so entwickeln, wie wir das heute aufgrund der enorm viel weiter entwickelten Wissensbasis annehmen. Ueber die lebenden Systeme mit ihren Unwägbarkeiten der Anpassung, des individuellen Verhaltens, der Information als Steuerfaktor, der Manipulation und der sozialen Strukturen sind schon für die kommenden Jahrhunderte kaum realistische Aussagen möglich. Nur wenige Jahrzehnte nach Agassiz will der Mensch trotzdem wissenschaftliche Sicherheiten für geologische Zeiträume der Zukunft – Schöpfung im Bastelraum mit wachsenden Widersprüchen?

7. Literatur

Ammann, B., Eicher, U., Gaillard, M.J., Haeberli, W., Lister, G., Lotter, A.F., Maisch, M., Niessen F., Schlüchter, C. and Wohlfahrth B. (1994): The Würmian Late-glacial in lowland Switzerland. Journal of Quaternary Science, 9/2, 119-125.

- Aubert, D. (1965): Calotte glaciaire et morphologie jurassienne. Eclogae geologicae Helvetiae, 58/1, 555-578.
- Ballantyne, C.K. (2002): Paraglacial geomorphology. Quaternary Science Reviews 21, 1935 2017.
- Ballantyne, C.K. (2003): Paraglacial landform succession and sediment storage in deglaciated mountain valleys: theory and approaches to calibration. In: L. Schrott, A. Hördt and R. Dikau eds.: Geophysical Applications in Geomorphology. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl. 132, 1 18.
- Ballantyne, C.K. and Harris, C. (1994): The Periglaciation of Great Britain. Cambridge University Press.
- Benz, Chr. (2003): Der würmeiszeitliche Rheingletscher-Maximalstand: digitale Rekonstruktion, Modellierung und Analyse mit einem Geographischen Informationssystem. Dissertation am Geographischen Institut der Universität Zürich. Physische Geographie Vol. 43. 180 S.
- Beyerle, U., Purtschert, R., Aeschbach-Hertig, W., Imboden, D.M., Loosli, H.H., Wieler, R. and Kiefer, R. (1998): Climate and groundwater recharge during the last glaciation in an ice-covered region. Science 282, 731-734.
- Blatter, H. and Haeberli, W. (1984): Modelling temperature distribution in Alpine glaciers. Annals of Glaciology 5, 18-22.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. and Ivy, S. (1992): Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. Nature, 360, 245-249.
- Boulton, G.S. and Caban, P. (1995): Groundwater flow beneath ice sheets: part II its impact on glacier tectonic structures and moraine formation. Quaternary Science Reviews, 14, 563-587.
- Boulton, G.S. and Payne, T. (1994): Mid-latitude ice sheets through the last Glacial Cycle: Glaciological and geological reconstructions. NATO ASI Series I22, 177-212.
- Boulton, G.S., Caban, P.E and van Gijssel, K. (1995): Groundwater flow beneath ice sheets: Part I Large Scale Patterns. Quaternary Science Reviews, 14, 545-562.
- Boulton, G.S., Caban, P.E., van Gijssel, K., Leijnse, A, Punkari, M. and van Weert, F.H.A. (1996): The impact of glaciation on the groundwater regime of Northwest Europe. Global and Planetary Change, 12, 397-413.
- Boulton, G. and Hartikainen, J. (2003): Thermo-hydro-mechanical impacts of coupling between glaciers and permafrost. GeoProc, International Conference on Coupled T-H-M-C Processes in Geosystems, Stockholm 2003, Proceedings, 283 288.
- Budd, W.F., Cutts, B. and Werner, R.C. (1998): Modelling the Antarctic and Northern Hemisphere ice-sheet changes with global climate trhough the glacial cycle. Annals of Glaciology 27, 153-160.
- Dawson, A.G. (1992): Ice age earth late Quaternary geology and climate. Routledge, London and New York, 293.
- Denton, G.H. and Hughes, T.J. (1981): The Last Great Ice Sheets. Wiley, New York, 484.
- Deslisle, G., Caspers, G. and Freund, H. (2003): Permafrost in north-central Europe during the Weischselian: how deep? ICOP 2003 Permafrost: Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost, 21-25 July 2003, Zurich, Switzerland, A.A. Balkema Publishers, Vol.1, 187-191.
- Drewry, D. (1986): Glacial geologic processes. Ed. Arnold, London.
- Florineth, D. and Schlüchter, C. (1998): Reconstructing the Late Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the central Swiss Alps. Eclogae geologicae Helvetiae 91, 391-407.
- French, H.M. (1996): The periglacial environment. Second Edition. Addison Wesley Longman Ltd.
- Frenzel, B., Pécsi, M. and Velichko, A.A. (1992): Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the northern hemisphere late Pleistocene/Holocene. Hungarian Academy of Sciences and Gustav Fischer Verlag, Budapest and Stuttgart, 153.

Gildor, H. and Tziperman E. (2001): Sea ice, as the glacial cycles' climate switch, and interhemisheric thermohaline teleconnections. Annals of Glaciology 33, 501-506.

- Gudmundsson, H.G. (1994): An order-of-magnitude estimate of the current uplift-rates in Switzerland caused by the Würm Alpine deglaciation. Eclogae geologicae Helvetiae, 85/3, 61-63.
- Haeberli, W. (1979): Holocene push-moraines in Alpine permafrost. Geografiska Annaler, 61A/1-2, 43-48.
- Haeberli, W. (1981): Ice motion on deformable sediments. Journal of Glaciology, (Correspondence), 27/96, 365-366.
- Haeberli, W. (1983): Permafrost glacier relationships in the Swiss Alps today and in the past. Proceedings of the Fourth International Conference on Permafrost, 415-420.
- Haeberli, W. (1991a): Glazialmorphologische und palaeoglaziologische Modelle. Fachtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft. Berichte und Forschungen, Geografisches Institut, Universität Fribourg/CH 3, 7-19.
- Haeberli, W. (1991b): Alpengletscher im Treibhaus der Erde. Regio Basiliensis, 32/2 (Sonderband Deutscher Geographentag Basel 1991), 59-72.
- Haeberli, W. (1991c): Zur Glaziologie der letzteiszeitlichen Alpenvergletscherung. In: Frenzel, B. (Hrsg.): Klimageschichtliche Probleme der letzten 130'000 Jahre, Paläoklimaforschung, 1. Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart-New York, 409-419.
- Haeberli, W. (1996): On the morphodynamics of ice/debris-transport systems in cold mountain areas. Norsk Geografisk Tidsskrift, 50, 3-9.
- Haeberli, W. (2003): Gletscher und Permafrost im Hochgebirge Beschleunigung zwischen Beschaulichkeit und Alp-Traum. Physische Geographie, 41, 11-19.
- Haeberli, W. and Burn, C. (2002): Natural hazards in forests glacier and permafrost effects as related to climate changes. In: Sidle, R.C. (ed.) Environmental Change and Geomorphic Hazards in Forests. IUFRO Research Series, 9, 167-202.
- Haeberli, W. and Penz, U. (1985): An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18ka BP Ice Age glaciers in and around the Swiss Alps. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 21, 351-361.
- Haeberli, W. and Schlüchter, C. (1987): Geological evidence to constrain modelling of the late Pleistocene Rhonegletscher (Switzerland). IAHS-Publication, 170, 333-346.
- Haeberli, W., Rellstab, W. and Harrison, W.D. (1984): Geothermal effects of 18ka BP ice conditions in the Swiss Plateau. Annals of Gaciology, 5, 56-60.
- Hallet, B. (1981): Glacial abrasion and sliding: their dependence on the debris concentration in basal ice. Annals of Glaciology, 2, 23-28.
- Hallet, B., Walder, J.S. and Stubbs, C.W. (1991): Weathering by segregation ice growth in microcracks at sustained subzero temperatures: Verification from experimental study using acoustic emissions. Permafrost and Periglacial Processes, 2/4, 271-281.
- Hinderer, M. (2001): Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. Geodinamica Acta, 13, 1778 1786.
- Huybrechts, P. and T'siobbel, S. (1995): Thermomechanical modelling of Northern Hemisphere ice sheets with a two-level mass-balance parameterization. Annals of Glaciology, 21, 111-116.
- Isarin, R.F.B., Reussen, H. and Vandenberghe, J. (1998): The impact of the North Atlantic Ocean on the Younger Dryas climate in northwestern and central Europe. Journal of Quaternary Science, 13/5, 447-453.
- Jäckli, H. (1970): Die Schweiz zur letzten Eiszeit, Karte 1 : 550°000. Atlas der Schweiz Blatt 6, Bundesamt für Landestopographie.
- Keller, O. (1994): Entstehung und Entwicklung des Bodensees; ein geologischer Lebenslauf. In: Maurer, H. (Hrsg.): Umweltwandel am Bodensee, UVK-Verlag, 33-92.
- Keller, O. and Krayss, E. (1991): The Rhine-Linth Glacier in the Upper Würm: a model of the last alpine glaciation. Quaternary International 18, 15 27.
- Körner, H.J. (1983): Zum Verhalten der Gletscher im würmeiszeitlichen Eisstromnetz auf der Ostalpen-Nordseite. Geologica Bavarica, 84, 185-205.

Laskar, J., Joutel, F. and Boudin, F. (1993): Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from –20Myr to +10 Myr. Astronomy and Astrophysics 270, 1/2, 522 – 533.

- Lister, G.S. (1988): A 15,000-year record from Lake Zurich of deglaciation and climatic change in Switzerland. Quaternary Research, 29, 129-141.
- Loutre, M.F. and Berger, A. (2000): Future climate changes: are we entering an exceptionally long interglacial? Climate Change 46, 61 90.
- MacAyeal, D. R. (1993a): Binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events. Paleoceanographie, 8/6, 775-784.
- MacAyeal, D. R. (1993b): A low-order model of the Heinrich event cycle. Paleoceanographie, 8/6, 767-773.
- Maisch, M., Haeberli, W., Hoelzle, M. and Wenzel, J. (1999): Occurrence of rocky and sedimentary glacier beds in the Swiss Alps as estimated from glacier-inventory data. Annals of Glaciology, 28, 231-235.
- Manabe, S. and Broccoli, A.J. (1984): Ice-Age climate and continental ice sheets: some experiments with a general circulation model. Annals of Glaciology 5, 100-105.
- Marsiat, I. (1995): The waxing and waning of the Northern Hemisphere ice sheets. Annals of Glaciology, 21, 96-102.
- Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T., Haeberli, W. and Keller, F. (1998): The role of diurnal, annual and millennial freeze-thaw cycles in controlling alpine slope instability. Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada, Collection Nordicana, 57, 711-717.
- Robin, G. de Q. and Swithinbank, C. (1987): Fifty years of progress in understanding ice sheets. Journal of Glaciology, special issue 1987, 33-47.
- Röthlisberger, H. and Iken, A. (1981): Plucking as an effect of water-pressure variations at the glacier bed. Annals of Glaciology, 2, 57-62.
- Schindler, C., Röthlisberger, H. und Gyger, M. (1978): Glaziale Stauchungen in den Niederterrassen-Schottern des Aadorfer Feldes und ihre Deutung. Eclogae Geologicae Helvetiae, 71/1, 159-174.
- Schweizer, J. and Iken, A. (1992): The role of bed separation and friction in sliding over an undeformable bed. Journal of Glaciology 38 (128), 77 92.
- Shreve, R.L. (1984): Glacier sliding at subfreezing temperatures. Journal of Glaciology, 30/106, 341-347.
- Sommerfield, M.A. (1991): Global geomorphology. Longman.
- Speck, C. (1994): Änderung des Grundwasserregimes unter dem Einfluss von Gletschern und Permafrost. Mitteilung der ETHZ/VAW, 134.
- Sugden, D.E. (1977): Reconstruction of the morphology, dynamics, and thermal characteristics of the Laurenti-de Ice Sheet at its maximum. Arctic and Alpine Research, 9/1, 21-47.
- Sugden, D.E. and John, B.S. (1976): Glaciers and landscapes a geomorphological approach. Arnold, London, 376.
- Vandenberghe, J. and Pissart, A. (1993): Permafrost changes in Europe during the Last Glacial. Permafrost and Periglacial Processes, 4, 121-135.
- Walder, J. and Hallet, B. (1986): The physical basis of frost weathering. Towards a more fundamental and unified perspective. Arctic and Alpine Research, 18, 27-32.
- Warner, R.C. and Budd, W.F. (1998): Modelling the long-term response of the Antarctic ice sheet to global warming. Annals of Glaciology 27, 161-168
- Washburn, A.L. (1979): Geocryology. A survey of periglacial processes and environments. Arnold, London 406.
- Wohlfahrt, B., Gaillard, M.J., Haeberli, W., and Kelts, K. (1994): Environment and climate in southwestern Switzerland during the last Ice Age termination, 15-10 KA BP. Quaternary Science Reviews, 13, 312-394.
- Zemp, M., Kääb, A., Hoelzle, M. and Haeberli, W. (submitted): GIS-based modelling of glacial sediment balance. Zeitschrift für Geomorphologie.