

Zum Klimagedächtnis der Gletscher : ein Blick in die Kleine Eiszeit

Autor(en): **Wanner, Heinz**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern**

Band (Jahr): **66 (2009)**

PDF erstellt am: **06.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-324112>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

HEINZ WANNER*

Zum Klimagedächtnis der Gletscher – ein Blick in die Kleine Eiszeit

1. Holozäne Klimaschwankungen

Seit zirka 2,7 Millionen Jahren durchlebt unsere Erde wiederum eine Periode mit quasiperiodischen Wechseln zwischen Glazialen und Interglazialen. Die Dauer der einzelnen Perioden ist massgeblich bestimmt durch Energiebilanzschwankungen, welche durch die Schwankungen der drei Orbitalparameter Exzentrizität der Erdbahn, Schiefe der Erdachse und Präzession erzeugt werden (sogenanntes Milankovitch-Forcing; JANSEN et al. 2007). Die Periodenlänge betrug während der letzten Glazial-Interglazial-Perioden immer ungefähr 100 000 Jahre. Der Beginn der gegenwärtigen Interglazial- oder Warmzeit, Holozän genannt, begann vor zirka 11 700 Jahren. Obschon das Klima des Holozäns im Vergleich zu den vorhergehenden Glazialzeiten bisher als erstaunlich stabil bezeichnet werden kann, wurden auch in seinem Verlauf sowohl auf der tausendjährigen als auch auf der dekadischen bis mehrhundertjährigen Skala markante Klimaschwankungen beobachtet. Auf der tausendjährigen Zeitskala wurde die Klimavariabilität ganz entscheidend durch die oben genannten erdbahnbedingten und räumlich differenzierten Schwankungen der Sonneneinstrahlung beeinflusst. Weil sich wegen der deutlich höheren Einstrahlungsbeträge vor allem die Schwankungen während des Sommerhalbjahres entscheidend auswirken, sind in *Abbildung 1* die Insolationen des borealen (Nordhalbkugel) und des australen (Südhalbkugel) Sommers für je zwei Breiten dargestellt. Wir erkennen, dass das Strahlungsangebot im frühen Holozän vor 10 000 Jahren auf der Nordhalbkugel deutlich grösser war. Dies führte zum endgültigen Abschmelzen der grossen Eisschilder der Nordkontinente. Im darauf folgenden Zeitraum des holozänen Klimaoptimums zwischen zirka 8500 und 4500 Jahren vor heute war das Klima vor allem auf der Nordhalbkugel durch höhere Temperaturen und einen markanten Rückzug des arktischen Meereises sowie des Gletschereises der Gebirgsgletscher gekennzeichnet. In den Alpen schmolzen die Gletscher in diesem Zeitraum teilweise sogar hinter die heutigen Gletscherstände zurück (JÖRIN et al. 2006). Nach 5000 Jahren vor heute kreuzen sich die beiden Doppelkurven der Insolation in *Abbildung 1*, d.h., auf der Nordhalbkugel setzte vor allem im Sommerhalbjahr eine zunehmende Abkühlung ein, welche in der Literatur auch als Neoglazial bezeichnet wird (DENTON & KARLEN 1974).

* Prof. Heinz Wanner, Geographisches Institut und Oeschger-Zentrum für Klimaforschung, Universität Bern, Hallerstrasse 12, 3012 Bern

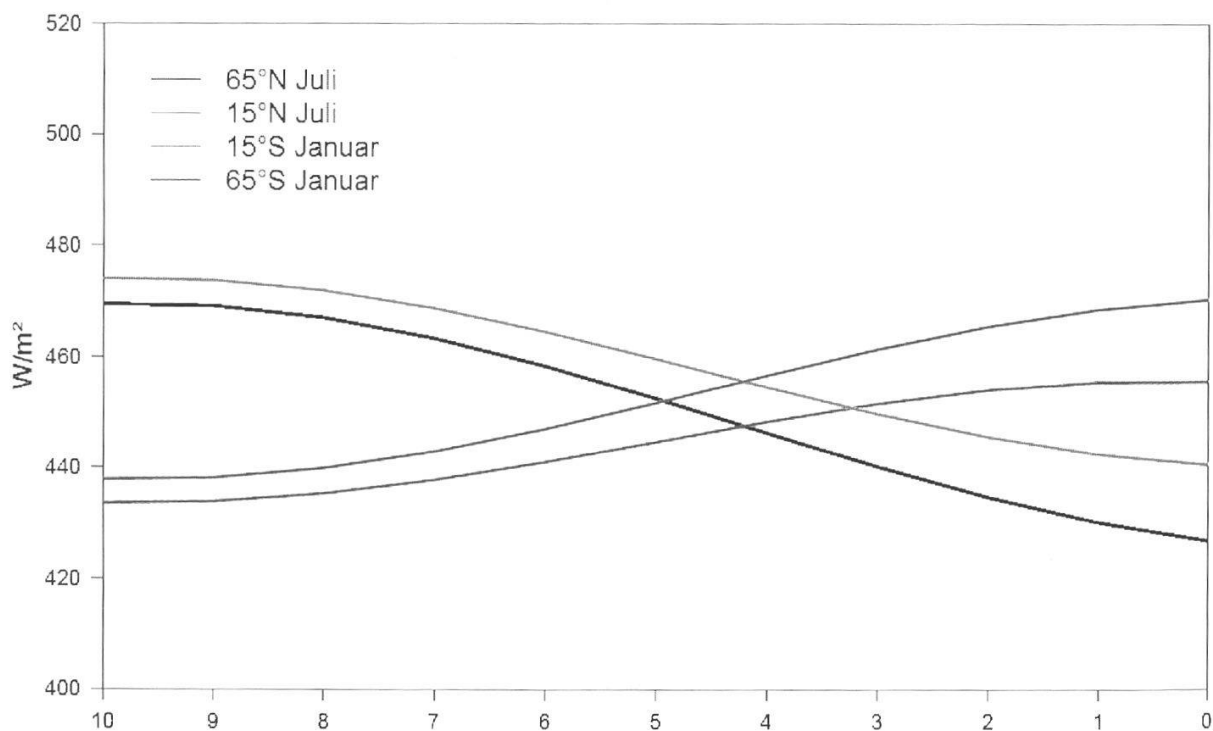


Abbildung 1: Erdbahnbedingte Veränderung der Einstrahlung (sog. Milankovitch-Forcing) während der letzten 10000 Jahre. Dargestellt sind die für die globale Klimaentwicklung wichtigen Kurven für 65° und 15° Nord und Süd, jeweils für die zentralen Sommermonate der entsprechenden Halbkugel.

Die durch die Erdbahnschwankungen bedingte sommerliche Abkühlung der Nordhalbkugel bildete sozusagen die langfristige Kulisse für die hochfrequenten Schwankungen im holozänen Klimasystem (WANNER et al. 2008). Letztere sind gekennzeichnet durch eine Serie von Kälterückfällen auf der Zeitskala von Hunderten bis zirka 1500 Jahren, welche von gewissen Autoren generell als globales Phänomen angesehen werden (WANNER & BÜTIKOFER 2008). Im Vordergrund stehen die Arbeiten von BOND et al. (1997 und 2001). Diese Autoren haben anhand von petrologischen Tracern im Drifteis des Nordatlantiks postuliert, dass sich in diesem Raum während des Holozäns wärmere und kühlere Phasen in einem etwa 1500-jährigen Zyklus abgelöst haben. *Abbildung 2* zeigt die neun Bondzyklen des Holozäns (normalerweise nummeriert von 0 bis 8), dargestellt anhand der Häufigkeit von Hämatitkörnern in vier Ozean-Bohrkernen aus dem Nordatlantik. Einzelne Ereignisse weisen eine zweigipflige Struktur auf. Bond-Event mit der Nummer 0 entspricht dem jüngsten Ereignis und somit der Kleinen Eiszeit. Event 1 bezeichnet den Kälterückfall zur Völkerwanderungszeit zwischen zirka AD 400 und 800. BOND et al. (1997 und 2001) sowie andere Autoren (vgl. WANNER et al. 2008) haben gehofft, dass sich für die beobachteten Zyklen – ähnlich der Dansgaard-Oeschger-Zyklen während der Glazialzeiten (ALLEY 1998) – eine einzige, erklärende Theorie für deren Entstehung finden lässt. Im Vordergrund standen dabei Überlegungen im Zusammenhang mit zyklischen Schwankungen der Solaraktivität, d.h. der Strahlungsstärke der Sonne oder der thermohalinen Zirkulation des Nordatlantiks.

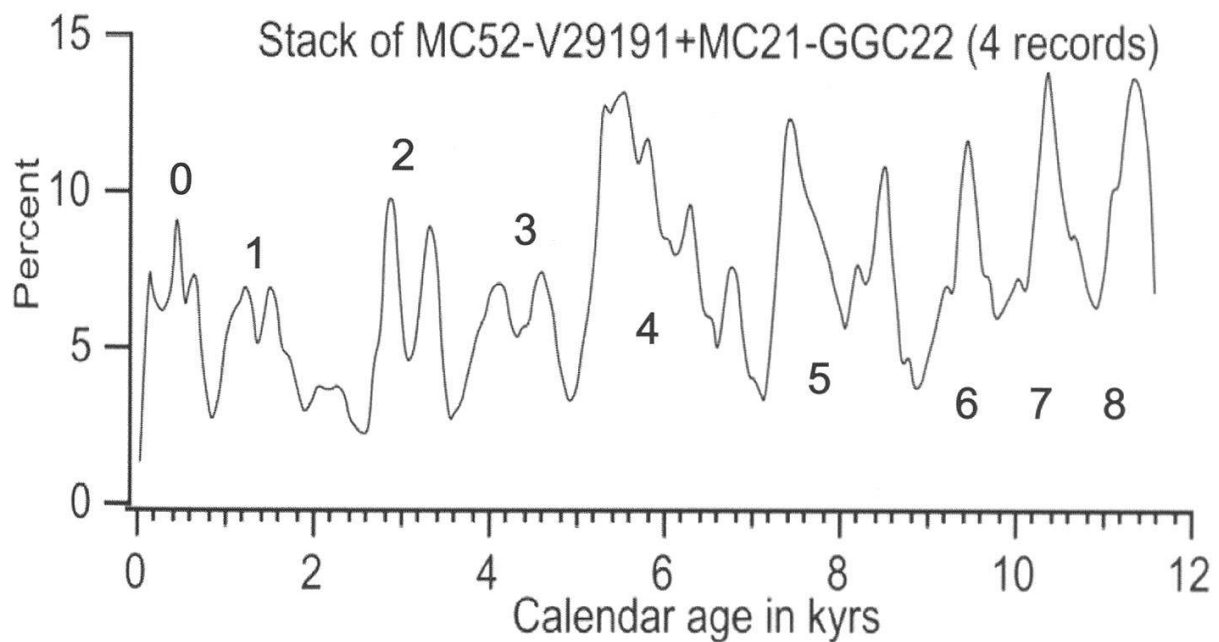


Abbildung 2: Prozentuale Konzentration von Hämatitkörnern in vier Bohrkernen des Nordatlantiks. Zunehmende Häufigkeiten werden als Tracer für ein vermehrtes Vordringen von Eisbergen nach Süden und somit für kältere Phasen betrachtet (nach BOND 2001; aus BÜTIKOFER 2007). Die Nummern 0 bis 8 bezeichnen die neun holozänen Bond-Zyklen. Die Kleine Eiszeit wird mit der Nummer 0 bezeichnet. Nummer 1 bezeichnet den Kälterückfall zur Zeit der Völkerwanderung.

Aufgrund der heutigen Fakten ist anzunehmen, dass nicht ein einziger Prozess für die holozänen Kälterückfälle verantwortlich gemacht werden kann. Da sich die Randbedingungen im Verlauf dieser Zeitperiode stark verändert haben, ist eher davon auszugehen, dass verschiedene Mechanismen für diese Kältephasen verantwortlich waren. So werden die frühen Kälterückfälle um zirka 11 700 bis 8700 Jahre vor heute oder der starke Kälterückfall um 8200 Jahre vor heute von einer grösseren Zahl von Autoren mit einer Abschwächung der thermohalinen Zirkulation des Atlantiks infolge von Schmelzwasserausbrüchen aus Seen am Rand des Eisschildes von Nordamerika in Verbindung gebracht (z.B. BROECKER 2006, EBBESEN et al. 2007). Demgegenüber liegen für die vier markanten Kälterückfälle der letzten 4500 Jahre noch keine überzeugenden Prozessstudien vor. Neben der Frage nach dem Einfluss der natürlichen Klimavariabilität ist auch eine grosse Unsicherheit bezüglich der räumlichen Ausdehnung dieser vier Ereignisse vorhanden. Immerhin kann davon ausgegangen werden, dass die Kälterückfälle umso stärker ausgefallen sind, je näher sie bei der Gegenwart liegen. Die Kleine Eiszeit darf somit als die kälteste Periode seit dem Kälterückfall um 8200 Jahre vor heute (Bond-Ereignis Nr. 5 in Abb. 2) betrachtet werden.

2. Die Kleine Eiszeit

Der Begriff Kleine Eiszeit wurde erstmals von MATTHES (1939) benützt, um die erneuten und moderaten Gletscherbewegungen in der kalifornischen Sierra Nevada nach der warmen Phase des sogenannten mittelalterlichen Optimums zwischen zirka AD 800 und 1300 zu umschreiben. Obschon der Begriff ein glaziales Regime suggeriert und nicht kürzere Gletschervorstösse auf der Zeitskala von mehreren Dekaden oder einigen Jahrhunderten, hat er später Eingang in die Literatur gefunden und wurde schliesslich zum Sammelbegriff für die Fluktuationen der letzten Kaltphase des Neoglazials von zirka AD 1300 bis 1860. GROVE (1988 und 2004) hat mit ihren Publikationen den Grundstein zum Verständnis der Strukturen und Prozesse rund um die Kleine Eiszeit im weitesten Sinn gelegt. Nicht nur in Nordamerika, sondern auch in Europa haben die Kälterückfälle während der Kleinen Eiszeit sowohl Natur als auch Gesellschaft ganz massgeblich beeinflusst (PFISTER 2006). Infolge der Verkürzung der Vegetationsperiode und der zum Teil nasskalten Sommer entstanden massive Engpässe in der Nahrungsmittelversorgung. Wie PFISTER (1975) festgestellt hat, führte dies zu starken Preisschwankungen sowie zu einem Einbruch der Bevölkerungszahlen. Nicht nur in den Gebirgsräumen, sondern auch im ebenen Vorland der Kontinente traten längere Kältephasen auf, welche sich in Form von Gletscher- und Seespiegelschwankungen, schwankenden Strukturen in Baumringen und in laminierten Schichtungen von Stalagmiten sowie in Form von Änderungen biologischer, sedimentologischer, mineralogischer und geochemischer Eigenschaften von Seesedimenten abbildeten.

Sowohl bezüglich Beginn und Ende als auch der räumlichen Ausdehnung der Kleinen Eiszeit gibt es bis heute keinen klaren Konsens. *Abbildung 3* stellt anhand einer breiten Literaturrecherche die Anomalien von Temperatur und Niederschlag für verschiedene Regionen der Erde dar (WIDMER 2008). Obschon der Eindruck entsteht, dass die Kleine Eiszeit (als einziger neoglazialer Kälterückfall?) von globalem Ausmass war, muss das Gesamtbild als komplex bezeichnet werden. Trotz der geringeren Zahl der Quellen deutet sich auf der Südhemisphäre an, dass dort eine längere Kältephase erst nach zirka AD 1400 bis 1500 eintrat. Hier stellt sich die Frage, ob der Kälterückfall tatsächlich zuerst auf der Nordhemisphäre erfolgte und erst dann auf die Südhemisphäre übergriff. Die nördlichen Tropen wiesen in der Mitte der Kleinen Eiszeit ein trockenes, die südlichen jedoch ein feuchtes Klima auf. Dies steht im Einklang mit Beobachtungen und Modellen, welche im Übergang vom Mittel- zum Spätholozän auf eine Abschwächung der afroasiatischen Sommermonsune auf der Nordhemisphäre hindeuten (WANNER et al. 2008). In der Nordhemisphäre wurde generell ein Wechsel zwischen milden und kalten Phasen beobachtet. Drei allgemein kühlere Perioden wurden von zwei wärmeren Phasen vor oder nach 1500 und vor 1800 unterbrochen. Die Zeit des Maunder-Minimums von AD 1645 bis 1715 fiel anhand der vorhandenen Quellen vor allem in Asien sehr kalt aus (WIDMER 2008). Im Alpenraum traten die zwei wärmeren

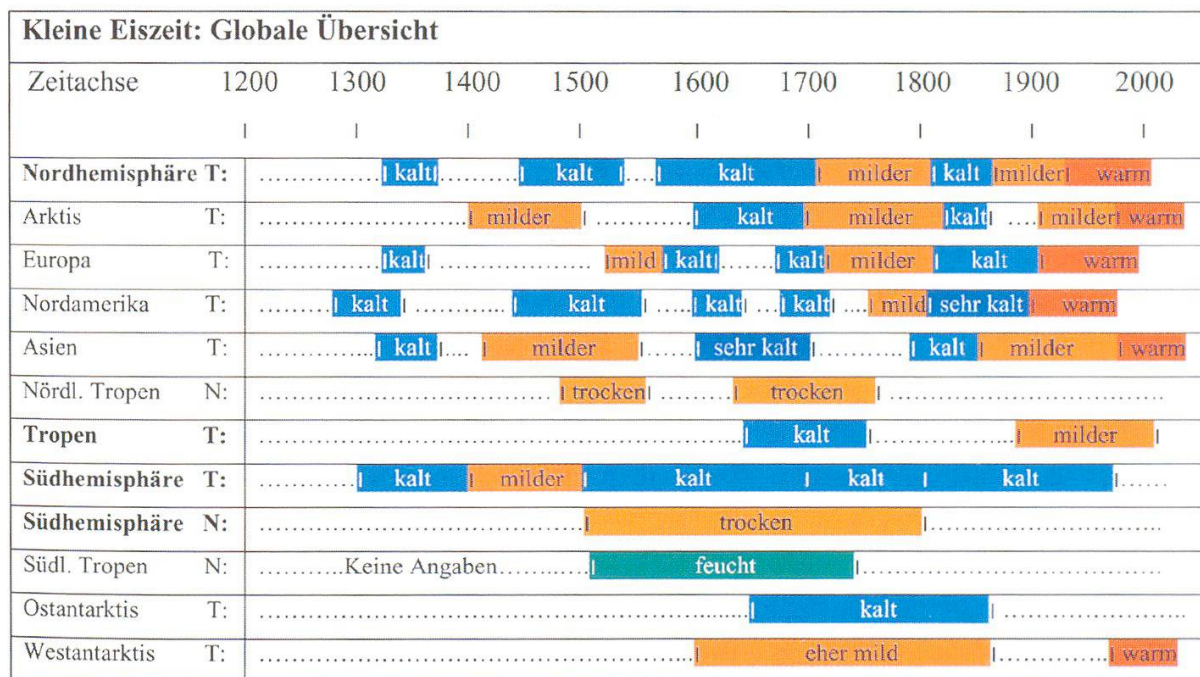


Abbildung 3: Anomalien von Temperatur und Niederschlag in verschiedenen Regionen der Erde, dargestellt anhand einer Literaturrecherche (Widmer 2008). Punktierte Linien entsprechen in etwa dem langjährigen Mittel.

Zwischenphasen im 16. und im 18. Jahrhundert in Erscheinung. Allerdings waren diese beiden Zeitabschnitte auch hier durch eine hohe Variabilität des Klimas gekennzeichnet.

3. Zur Klimasensitivität von Gletschern

Die Massenbilanz b eines Gletschers wird bekanntlich durch die Differenz zwischen der Akkumulation (vor allem im Winter) und der Ablation (vor allem im Sommer) bestimmt. Beide Größen sind von verschiedenen meteorologischen Elementen wie Strahlungsbilanz, Temperatur, Niederschlag und Wind abhängig. Jeder Gletscher reagiert je nach Grösse, Exposition, Beschaffenheit der Topographie und des Untergrundes verschieden. OERLEMANS und REICHERT (2000) haben mit einem Sensitivitätsmodell gezeigt, in welchem Mass die Massenakkumulation im Winter und der Massenverlust im Sommer durch die beiden Parameter Winterniederschlag und Sommertemperatur beeinflusst werden. *Abbildung 4* zeigt eine entsprechende Darstellung für den Nigardsbreen in Norwegen und den Rhonegletscher in den Schweizer Alpen. Dabei wird sichtbar, dass im Falle des nördlicher gelegenen Nigardsbreen eine deutlichere Trennung der Einflüsse von Niederschlag (Winter) und Temperatur (Sommer) sichtbar wird. Die in *Abbildung 4* gezeigten Sensitivitäten lassen sich durch die folgende einfache Massenbilanzformel ausdrücken (SCHÖNER 2009):

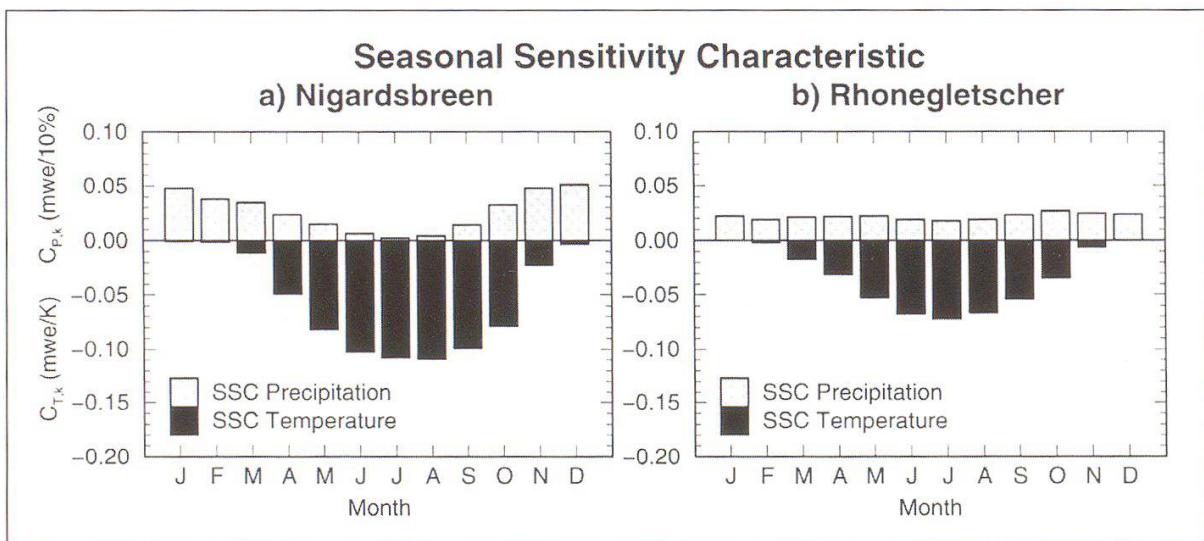


Abbildung 4: Grafische Darstellung der mit einem Massenbilanzmodell berechneten Sensitivität des Nigardsbreen und des Rhonegletschers bezüglich der lokalen Monatsmittel von Temperatur und Niederschlag (aus REICHERT et al. 2001).

$$b = f \cdot P_w + g \cdot T_s + h$$

- b Massenbilanz
 f, g Proportionalitätsfaktoren
 P_w Winterniederschlag
 T_s Sommertemperatur
 h Gletscherspezifische Konstante

In der Folge wird auf die möglichen Einflüsse des Klimas auf die Gletscherschwankungen während der Kleinen Eiszeit eingegangen. Der Fokus ist dabei bewusst auf den zentraleuropäischen Alpenraum gerichtet.

4. Zum Einfluss des Klimas auf die Gletscherschwankungen während der Kleinen Eiszeit

Wie oben erwähnt, reagieren die Gletscher sensitiv auf das lokale bis regionale Klima, welches das Integral aus einer breiten Palette von saisonalen Wetterereignissen darstellt. Dieses Klima wird einerseits durch die äusseren Antriebsfaktoren und andererseits durch die interne Variabilität im Klimasystem bestimmt. Letztere ist vor allem das Resultat von Wechselwirkungen in den Teilsystemen Ozean, Atmosphäre, Meereis und Vegetation. Für die Kleine Eiszeit liegen bisher nur Modellrechnungen zum Einfluss der wichtigen Antriebe auf die nordhemisphärische Temperatur vor. Sie sind in *Abbildung 5* zusammen mit diesen Antriebsfaktoren für den Zeitraum der letzten 1100 Jahre dargestellt. Betrachten wir zunächst die unterste Kurvenschar (5d), so erkennen wir, dass die Kleine Eiszeit ab zirka

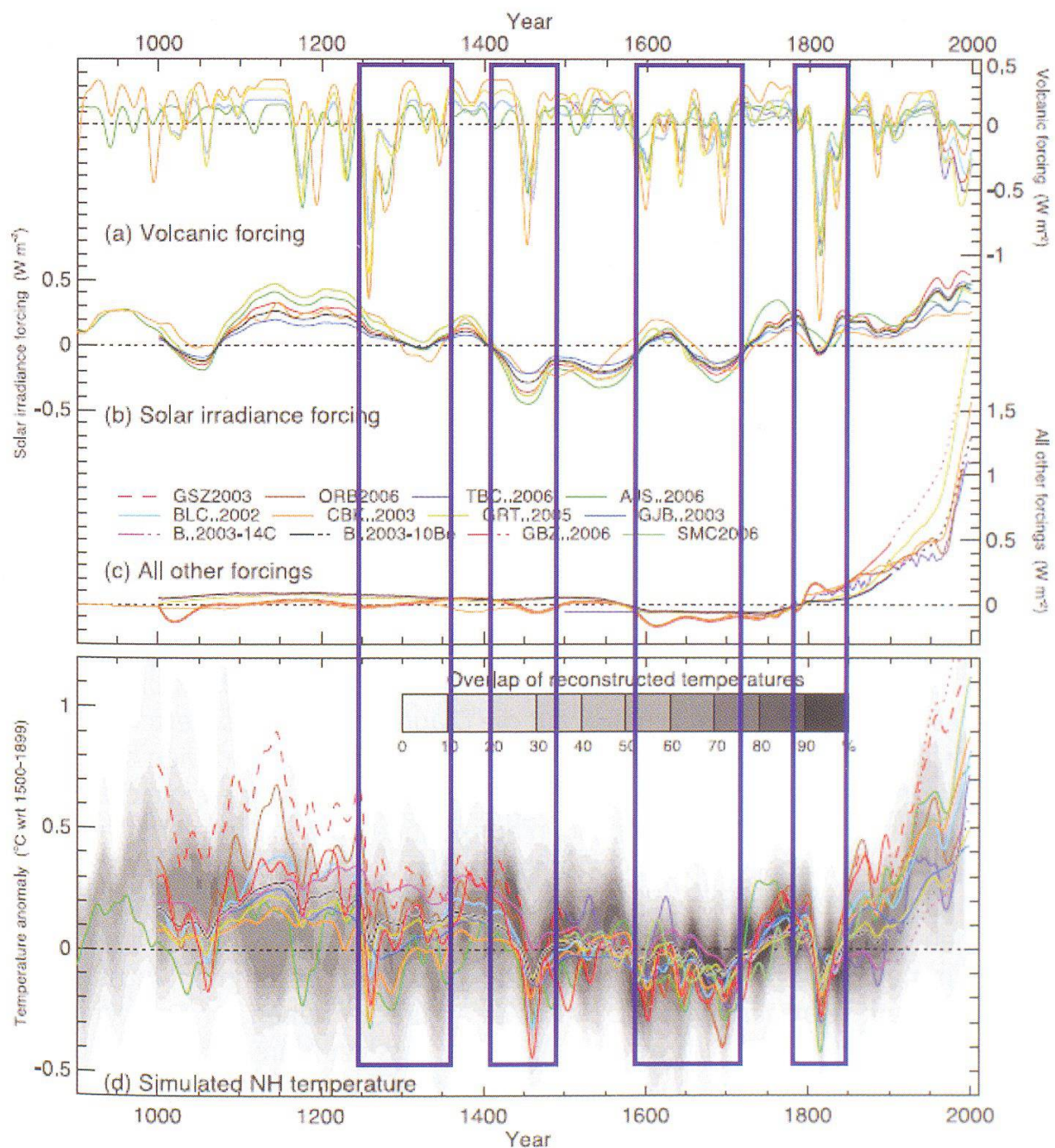


Abbildung 5: Schwankung der drei wichtigsten Strahlungsantriebe (a – c) und simulierte bodennahe Mitteltemperaturen der Nordhemisphäre während der letzten 1100 Jahre. Die Häufigkeit der Überlappung von rekonstruierten Temperaturkurven ist in Abb. 5d in grauen Farbstufen dargestellt. Alle Strahlungsantriebsschwankungen und Temperaturen wurden als Abweichungen vom Mittel der Periode 1500 bis 1899 gerechnet und tiefpassgefiltert (JANSEN et al. 2007).

AD 1300 eine etwas wärmere Phase abgelöst hat, welche in der Literatur als Mittelalterliche Wärmeperiode oder Wärmeanomalie bezeichnet wird (BRADLEY et al. 2003).

Welches sind nun die Charakteristiken des Klimas der Kleinen Eiszeit? Insgesamt lassen sich anhand der Kurven sowie der grauen Schattierung in Abbildung 5d

vier Kälterückfälle unterscheiden, welche durch einen hellblauen Rahmen hervorgehoben wurden. Bei Betrachtung jener Kurven, welche zeigen, wie stark die natürlichen Antriebsfaktoren in Form der Vulkaneruptionen (*Abb. 5a*) und der Schwankungen der Solaraktivität (*Abb. 5b*) die Strahlungsbilanz beeinflusst haben, fällt deutlich auf, dass während der vier hervorgehobenen Kältephasen in der Regel eine Gruppe von mehreren grossen Vulkanereignissen (sichtbar in Form der nach unten weisenden Spitzen in *Abb. 5a*) durch eher tiefe Werte der Sonnenaktivität (*Abb. 5b*) überlagert wird. Zudem zeigt das Studium verschiedener Vorstoss- oder Massenbilanzkurven des Schweizer Alpenraumes (HAEBERLI & HOLZHAUSER 2003, HOLZHAUSER et al. 2005; siehe auch die Beiträge in diesem Band), dass positive Werte der Massenbilanz- oder Zungenlängenänderungen recht hoch mit diesen Einbrüchen in der Strahlungsbilanz korreliert sind. Solche Ereignisse wurden von WANNER et al. (2000) als LIATES (Little Ice Age Type Events) bezeichnet. Zusätzlich kann festgestellt werden, dass die in *Abbildung 3* gezeigten mildereren Zwischenphasen in Europa im 16. und 18. Jahrhundert in *Abbildung 5a* als Phasen ohne namhafte Vulkanereignisse in Erscheinung treten.

Wie oben gezeigt wurde, sind Gletscherschwankungen nicht nur vom thermischen, sondern auch vom hygrischen Regime (Niederschlag, Verdunstung) abhängig. Diese Tatsache stellt im Hinblick auf die Diagnose von Gletscherschwankungen vor allem auch deshalb ein Problem dar, weil die Niederschläge sehr stark durch die interne Variabilität des Klimasystems beeinflusst werden, welche sich in Form starker Zirkulationsschwankungen auf kontinentaler bis lokaler Ebene äussert. Die Daumenregel, wonach Gletscher bei tieferen Mitteltemperaturen wachsen und bei hohen schwinden, ist deshalb nur sehr bedingt richtig. Selbst die in der oben genannten Formel gemachte Aussage, wonach Winterniederschläge und Sommertemperatur die Massenbilanzen wesentlich bestimmen, muss in Einzelfällen stark relativiert werden. STEINER et al. (2008) haben im Rahmen einer Anwendung neuronaler Netze zeigen können, dass das klare Bild, wie es in *Abbildung 4* suggeriert wird, beim Studium von Einzelvorstössen oder -rückzügen von Gletschern wesentlich differenzierter ausfällt.

Betrachten wir die raumzeitliche Struktur der alpinen Winterniederschläge, so stellen wir fest, dass auch diese stark durch die kontinentale Zirkulationsdynamik bestimmt wird (WANNER et al. 2003). Im Winter erklärt das Druckmuster der Nordatlantischen Oszillation, welches statistisch der ersten Hauptkomponente des Bodendruckes über Europa entspricht, den grössten Anteil der Variabilität des Niederschlags- und Temperaturfeldes dieser Region. Mit andern Worten: das Geschehen wird stark bestimmt durch eine zonale Zirkulation mit entweder warmfeuchten Westwinden oder einer blockierten Westströmung mit sehr kalten und trockenen Ostwinden (bei uns als Bise bezeichnet). Wie *Tabelle 1* demonstriert, können diese beiden zonalen Modi, welche der Nordatlantischen Oszillation entsprechen, kaum zu einem starken Massenzuwachs unserer Gletscher beitragen.

Wetterlage	Temperatur	Niederschlagsmenge	Massenbilanz
Westlage (NAOI positiv)	warm	mittel bis hoch	negativ
Ostlage (NAOI negativ)	sehr kalt	sehr tief	ausgeglichen
Nord-/Nordwestlage	kühl	sehr hoch	positiv

Tabelle 1: Auswirkung von wichtigen Winterwetterlagen auf die Massenbilanz von Gletschern des zentralen Alpenraumes (NAOI: Nordatlantischer Oszillationsindex).

Als viel effizienter erweist sich der meridionale Zirkulationstyp mit nord- bis nordwestlicher Höhenströmung und kühlem Wetter mit starken Niederschlägen (statistisch entspricht dies dem einen der beiden Modi der zweiten oder dritten Hauptkomponente des europäischen Bodendruckes im Winter; CASTY et al. 2007). Dies wiederum bedeutet, dass die alpinen Gletscher einem sehr sensiblen Klimaregime unterliegen, wobei kleinste Änderungen zu namhaften Massenbilanzverschiebungen führen können. Ein schönes Beispiel liefern die Gletschervorstösse der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts, eines Zeitraums, dessen Zirkulationsgeschehen sehr stark durch die Dominanz kühler Nordwest- bis Nordlagen bestimmt wurde (JACOBET et al. 2003, KÜTTEL et al. 2009). Es bleibt die Frage, durch welche Mechanismen sowohl die Niederschlagsmenge als auch die Zirkulationsdynamik beeinflusst wird. Im Fall der europäischen Alpen spielen die Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre des Nordatlantiks eine entscheidende Rolle. Die Struktur der Ozeanoberflächentemperaturen wird vor allem auf der kurzfristigen Zeitskala massgeblich durch die atmosphärische Zirkulation beeinflusst, kann jedoch ihre thermischen Gedächtniseigenschaften längerfristig wiederum der Atmosphäre „mitteilen“. Dies wiederum wirkt sich auf die langfristige Entwicklung der kontinentalen Niederschläge aus. Auf der dekadischen Zeitskala spielt dabei die Dynamik der sogenannten MOC (Meridional Overturning Circulation), d.h. die durch Temperatur und Salzgehalt angetriebene meridionale Ozeanzirkulation im Nordatlantik, eine sehr wichtige Rolle (CUNNINGHAM et al. 2007). Ihre Rolle während der Kleinen Eiszeit ist deshalb Gegenstand intensiver Untersuchungen.

Abschliessend stellt sich die Frage, ob die Kleine Eiszeit am Ende des 19. Jahrhunderts auch dann abgeklungen wäre, wenn die in *Abbildung 5c* dargestellte Kurve der anthropogenen Forcings flach, d.h. ohne progressiven Anstieg der Treibhausgase weitergelaufen wäre. Ist es denkbar, dass wir uns in diesem Fall nach wie vor im Klimaregime der Kleinen Eiszeit mit sporadischen Gletschervorstössen befinden würden? Modellrechnungen auf der Basis moderner Erdsystemmodelle dürften darauf eine Antwort finden.

Verdankung

Der Autor bedankt sich bei Samuel Nussbaumer und Heinz Zumbühl für die Durchsicht des Manuskripts.

Literatur

- ALLEY, R.B. (1998): Palaeoclimatology: Icing the North Atlantic. *Nature* 392, 335–337.
- BOND, G., W. SHOWERS., M. CHESEBY, R. LOTTI, P. ALMASI, P. de MENOCAL, P. PRIORE., H. CULLEN, I. HAJDAS & G., BONANI (1997): A pervasive millennial-scale cycle in the North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278, 1257–1266.
- BOND, G., B. KROMER, J. BEER, R. MUSCHELER, M.N. EVANS, W. SHOWERS, S. HOFFMANN, R. LOTTI-BOND, I. HAJDAS & G. BONANI (2001): Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 295, 2130–2136.
- BRADLEY, R.S., M.K. HUGHES & H.F. DIAZ (2003): Climate in Medieval Time. *Science* 302, 404–405
- BROECKER, W.S. (2006): Was the Younger Dryas Triggered by a Flood? *Science* 312, 1146–1148.
- BÜTIKOFER, J. (2007): Millennial scale climate variability during the last 6000 years – tracking down the Bond cycles. Diplomarbeit Universität Bern (www.giub.unibe.ch/klimet/docs/diplom_jbuetikofer.pdf).
- CASTY, C., C.C. RAIBLE, T.F. STOCKER, H. WANNER und J. LUTERBACHER, 2007: A European pattern climatology 1766–2000. *Climate Dynamics* 29, 791–805.
- CUNNINGHAM, S.A., T. KANZOW, D. RAYNER, M.O. BARINGER, W.E. JOHNS, J. MAROTZKE, H.R. LONGWORTH, E.M. GRANT, J.J.-M. HIRSCHI, L.M. BEAL, C.S. MEINEN & H.L. BRYDEN (2007): Temporal Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5°N. *Science* 317, 935–938.
- DENTON, G.H., und W. KARLÉN (1973): Holocene climatic variations – Their pattern and possible cause. *Quaternary Research* 3, 155–174.
- EBBESEN, H., A. KUIJPERS, M. MOROS, J. LLOYD, M.-S. SEIDENKRANTZ & S.R. TROELSTRA (2007): The 8.2 ka cooling event related to large scale melting of the Greenland Inland Ice? *Geophysical Research Abstracts* 9, 02512.
- GROVE, J.M. (1988): *The Little Ice Age*. Routledge, London and New York.
- GROVE, J.M. (2004): *Little Ice Ages, Ancient and Modern*. 2nd edition, Routledge, London.
- HAEBERLI, W. & H. HOLZHAUSER (2003): Alpine glacier mass balance changes during the past two millennia. *PAGES News* 11/1, 13–15.
- HOLZHAUSER, H., M. MAGNY & H.J. ZUMBÜHL (2005): Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15, 789–801.
- JACOBEIT, J., H. WANNER, J. LUTERBACHER, C. BECK, A. PHILIPP & K. STURM (2003): Atmospheric circulation variability in the North-Atlantic-European area since the mid-seventeenth century. *Climate Dynamics* 20, 341–352.
- JANSEN, E., J. OVERPECK, K.R. BRIFFA, J.-C. DUPLESSY, F. JOOS, V. MASSON-DELMOTTE, D. OLAGO, B. OTTO-BLIESNER, W.R. PELTIER, S. RAHMSTORF, R. RAMESH, D. RAYNAUD, D. RIND, O. SOLOMINA, R. VILLALBA & D. ZHANG (2007): Paleoclimate. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of WG I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Solomon, S. et al., eds.). Cambridge University Press, Cambridge, U.K.
- JÖRIN, U.E., T.F. STOCKER, & C. SCHLÜCHTER (2006): Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *The Holocene* 16, 697–704.
- KÜTTEL, M., J. LUTERBACHER & H. WANNER, 2009: Multidecadal changes in the circulation-climate relationship in Europe: frequency variations, within-type modifications and long-term trends. Zur Publikation eingereicht.
- MATTHES, F.E. (1939): Report of the Committee on Glaciers, April 1939. *Transactions of the American Geophysical Union* 20, 518–523.
- OERLEMANS, J. & B.K. REICHERT (2000): Relating glacier mass balance to meteorological data by using a seasonal sensitivity characteristic. *Journal of Glaciology* 46/152, 1–6.
- PFISTER, C. (1975): Agrarkonjunktur und Witterungsverlauf im westlichen Schweizer Mittelland zur Zeit der Ökonomischen Patrioten 1755–1797. Verlag Paul Haupt, Bern.
- PFISTER, C. (2006): Little Ice Age-type impacts and the mitigation of social vulnerability to climate in the Swiss Canton of Bern prior to 1800. In: Costanza, R., Graumlich, L.J., Steffen, W. (Hrsg.): *Sustaina-*

- bility of collapse? An integrated history and future of people on Earth. Massachusetts/Berlin, 197–212.
- REICHERT, B.K., L. BENGTSSON & J. OERLEMANS (2001): Midlatitude forcing mechanisms for glacier mass balance investigated using general circulation models. *Journal of Climate* 14, 3767–3784.
- SCHÖNER, W. (2009): Paläoklimainformationen aus Kenngrößen der Gletschermassenbilanz – Beispiele für die Alpen seit der ausgehenden Kleinen Eiszeit. In: Schmidt, R. et al. (Hrsg.): *Klimawandel in Österreich*. Innsbruck University Press.
- STEINER, D., A. PAULING, S.U. NUSSBAUMER, A. NESJE, J. LUTERBACHER, H. WANNER & H.J. ZUMBÜHL (2008): Sensitivity of European glaciers to precipitation and temperature – two case studies. *Climatic Change* 90, 413–441.
- WANNER, H., H. HOLZHAUSER, C. PFISTER, & H.J. ZUMBÜHL (2000): Interannual to century scale climate variability in the European Alps. *Erdkunde (Earth Science)* 54, 62–69.
- WANNER, H. J. LUTERBACHER, C. CASTY, R. BÖHM & E. XOPLAKI (2003): Variabilität von Temperatur und Niederschlag in den europäischen Alpen seit 1500. In: *Welt der Alpen – Gebirge der Welt*. Haupt, Bern.
- WANNER, H. & J. BÜTIKOFER (2008): Holocene Bond Cycles: real or imaginary? *Geografie* 2008/4, 338–350.
- WANNER, H., J. BEER, J. BÜTIKOFER, T.J. CROWLEY, U. CUBASCH, J. FLÜCKIGER, H. GOOSSE, M. GROSJEAN, F. JOOS, J.O. KAPLAN, M. KÜTTEL, S. MÜLLER, I.C. PRENTICE, O. SOLOMINA, T.F. STOCKER, P. TARASOV, M. WAGNER & M. WIDMANN (2008): Mid- to late-Holocene climate change – an overview. *Quaternary Science Reviews* 27, 1791–1828.
- WIDMER, R. (2008): Globales Ausmass und Ursachen der Kleinen Eiszeit. Diplomarbeit Geographisches Institut der Universität Bern.

