Variabilität von Temperatur und Niederschlag in den europäischen Alpen seit 1500

Autor(en): **Wanner, Heinz / Luterbacher, Jürg / Casty, Carlo**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft Bern**

Band (Jahr): **61 (2003)**

PDF erstellt am: **31.05.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-960314

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.

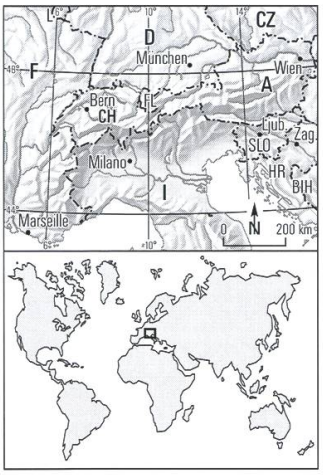
Haftungsausschluss

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.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Variabilität von Temperatur und Niederschlag in den europäischen Alpen seit 1500



Heinz Wanner, Jürg Luterbacher, Carlo Casty, Reinhard Böhm, Elena Xoplaki

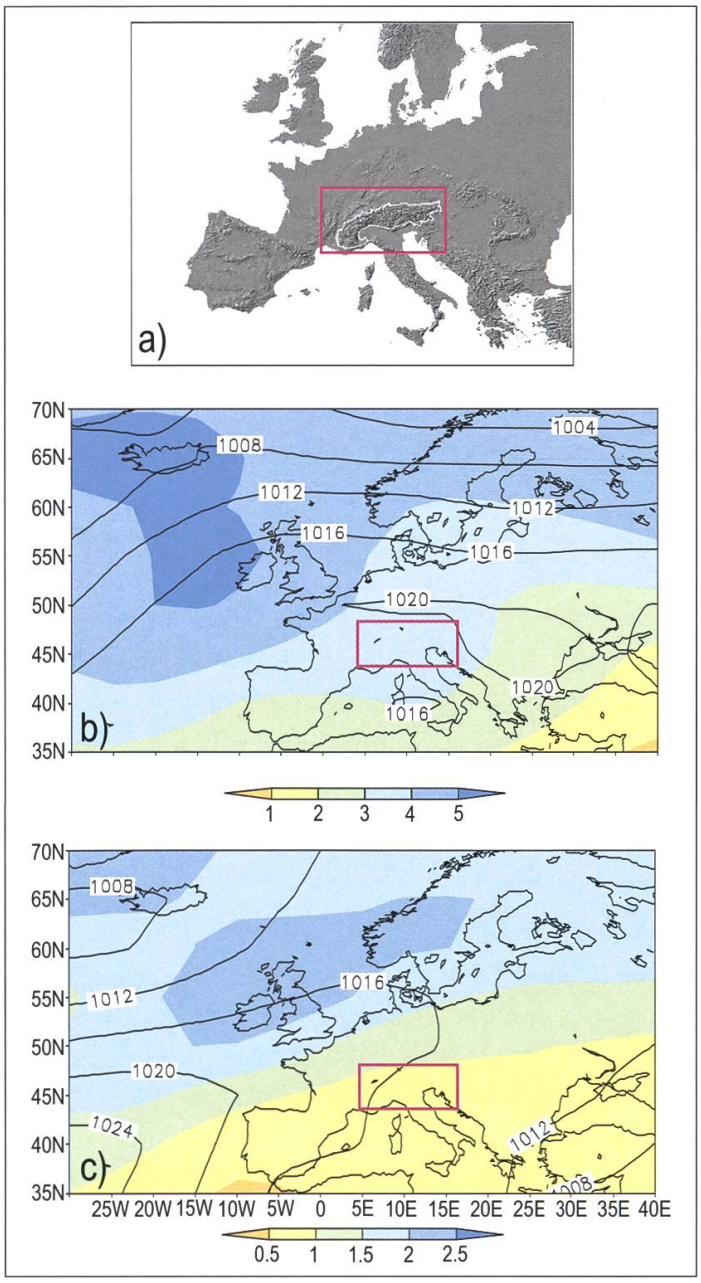
1 Einleitung

Die europäischen Alpen sind zirka 800 km lang und 200 km breit. Sie erstrecken sich von Südwesten nach Nordosten und liegen zwischen 44 und 48° N, respektive 5 und 16.5° E (Fig. 1 a). Die höchsten Gipfel reichen bis auf 4400 bis 4800 m, die mittlere Gebirgshülle bis auf etwa 2500 m Höhe über Meer. Die Variabilität des Alpenklimas wird stark durch die Wettersysteme des Nordostatlantiks, durch das Mittelmeer und durch die euro-asiatische Landmasse beeinflusst (Wanner et al. 1997). Das Druckfeld wird dominiert durch das Islandtief im Nordwesten, das Azorenhoch im Südwesten sowie durch die grosse kontinentale Bodenantikzyklone über Sibirien im Winter und lokalere Hitzetiefs (z.B. über Iberien) im Sommer. Figur 1 b deutet anhand der Standardabweichungen des Luftdrucks an, dass im Winter die Zahl der Zyklonen höher und das durch die «Storm Tracks» (Zugstrassen der Tiefdruckgebiete) bestrichene Gebiet grösser ist als im Sommer, und dass die wandernden Tiefdruckgebiete in der kalten Jahreszeit teilweise nach Süden bis in den Mittelmeerraum vordringen (blaue Farbe). Dieses stark atlantisch geprägte Klimageschehen wird vor allem im Hochwinter durch blockierende Hochdrucklagen mit Kaltluftvorstössen aus Nordosten abgelöst (Schär et al. 1998). Der Winter ist auch jene Jahreszeit, in der die Klimavariablen des Alpenraumes die höchsten Korrelationen zur Nordatlantischen Oszillation aufweisen (Wanner et al. 1997 und 2001). Im Sommer (Fig. 1 c) dehnt sich das Azorenhoch nach Nordwesten in den Kontinent hinein aus und bringt auch dort phasenweise warmtrockenes Wetter. Die in den Übergangsjahreszeiten Frühling und Herbst von Nordwesten nach Südosten vordringenden Kaltfronten werden durch die gebogene Form der Westalpen stark deformiert. Die Frontendurchgänge Richtung Alpen sind verbunden mit präfrontalem Südföhn auf der Alpennordseite sowie mit der Entstehung einer hohen Zahl von Leezyklogenesen im Golf von Genua, welche auf der Alpensüdseite zu hohen Niederschlägen führen (Egger und Hoinka 1992, Schmidli et al. 2002).

Die Abschätzung des Einflusses der anthropogenen Klimabeeinflussung ist nur dann präzis möglich, wenn wir auch über die natürliche Klimavariabilität früherer Jahrzehnte und Jahrhunderte ausreichend Bescheid wissen. Für die Diagnose dieser frühen Ereignisse benötigen wir hochaufgelöste Datensätze von frühinstrumentellen Messungen (Böhm et al. 2001) oder von sogenannten Proxies (Luterbacher et al. 2002 a). Die besten Schätzungen wichtiger Klimavariablen wie Druck, Temperatur und Niederschlag für die vorinstrumentelle Zeit werden in erster Linie über einen Multiproxyansatz erreicht. Dies

bedeutet, dass anhand von Transferfunktionen gegitterte Datensätze rekonstruiert werden, welche während der Instrumentenmessperiode kalibriert und auf ihre Signifikanz getestet wurden (LUTERBACHER et al. 2002 a, MANN 2002, WANNER und LUTERBACHER 2002). Als Datengrundlage dienen dabei natürliche Proxies (Archive wie Eisbohrkerne, Baumringe, Sedimente, Stalagmiten und Korallen) sowie Dokumentendaten wie Witterungstagebücher, Zehnterträge, alte Karten, Zeichnungen, usw.

Basierend auf indirekten (multiproxy) Rekonstruktionen und instrumentellen Daten wird in diesem Beitrag die Variabilität der Temperatur und der Niederschläge im Alpenraum in der Zeitperiode zwischen 1500 und 2000 untersucht (CASTY et al. 2003). In diesen Zeitraum fallen sowohl das solare Aktivitätsminimum von 1645 bis 1715 (Maunder Minimum) als auch der markante Übergang zur modernen Warmperiode im 20. Jahrhundert (WANNER et al. 2000). Insbesondere konnten um etwa 1620 und 1850 zwei der drei



Figur 1: a) Topographie Europas mit dem Alpengebirge im Zentrum (rot: Perimeter für die Berechnung der Temperatur- und Niederschlagsmittel (nur Landgebiete) / weiss: Abgrenzung des engeren Gebirgsraumes). b) Isobaren (Linien) und Standardabweichungen (farbige Flächen) des mittleren Druckes auf Meereshöhe im Winter (DJF) für die Jahre 1901-1999 in hPa. c) wie b, aber für die Sommermonate (JJA) (nach Daten von TRENBERTH und PAOLINO 1980).

markanten Gletschervorstösse der Kleinen Eiszeit beobachtet werden (HOLZHAUSER und ZUMBÜHL 1999). Nach der Einleitung werden in Kapitel 2 die verwendeten Datensätze und Methoden beschrieben. Kapitel 3 befasst sich mit den Resultaten der Rekonstruktionen von Temperatur und Niederschlag sowie mit dem Einfluss möglicher Forcingfaktoren und interner Oszillationen. Diese Resultate werden in Kapitel 4 (Diskussion) bisherigen Analysen gegenübergestellt und kritisch interpretiert. Kapitel 5 fasst die Ergebnisse zusammen.

2 Datensätze und Methoden

Mit einer räumlichen Auflösung von rund 60 x 60 km haben LUTERBACHER et al. (2002 b) eine Rekonstruktion von Temperatur und Niederschlag über der europäischen Landmasse zurück bis 1659 (monatliche Mittel) und von 1500 bis 1658 (saisonale Mittel) vorgenommen. Das statistische Modell wurde innerhalb des 20. Jahrhunderts anhand des Datensatzes von NEW et al. (2000) kalibriert und verifiziert. Aufgrund der berechneten Transferfunktionen wurde anschliessend eine Rekonstruktion für die Jahre vor 1901 vorgenommen. Basierend auf diesen neuen Rekonstruktionen haben LUTERBACHER et al. (2003) die Variabilität der europäischen Jahres-, Winter- und Sommertemperaturen während der letzten 500 Jahre untersucht. Neben einer Diskussion der Extremwerte haben sie auch eine Bewertung der Schätzunsicherheiten vorgenommen und einen Vergleich mit neuesten nordhemisphärischen Temperaturrekonstruktionen angestellt. Als Datengrundlage wurden zahlreiche frühinstrumentelle Datensätze für Temperatur und Niederschlag Europas benützt. Darunter befinden sich etliche Zeitreihen aus alpinen Subregionen (LUTERBACHER 2002, 2003, AUER et al. 2001 a und b, BÖHM et al. 2001). Diese Datensätze wurden ergänzt durch Proxies, welche aus detaillierten Dokumentendaten abgeleitet worden waren. Die genaue Beschreibung der Daten sowie der verwendeten Methodik findet sich in LUTERBACHER et al. (2002 a und b).

Basierend auf den genannten Rekonstruktionen wurden zuerst die Daten der Gitternetzpunkte für den in Figur 1 a abgegrenzten Alpenperimeter (44-48° N / 3-16.5° E; total 520 Gitternetzpunkte, davon 330 über Landgebiet) abgeleitet. Aus der Mittelung der 330 Gitternetzpunkte wurden anschliessend die Zeitreihen für Temperatur und Niederschlag über Land berechnet.

Aus den Zeitreihen wurden ebenfalls die kältesten und feuchtesten Winter sowie die heissesten und trockensten Sommer ermittelt. Vier typische Beispiele werden dann synoptisch interpretiert. Die Qualität der Rekonstruktionen wurde mit Hilfe des Reduction of Error (RE) Masses getestet. Dieses Mass beurteilt die lineare Beziehung zwischen Rekonstruktion und Messung. Die Methodik ist in COOK et al. (1994) oder LUTERBACHER et al. (2002 a und b) beschrieben. Die Frage, ob der gesamte Alpenraum als eine Region betrachtet werden soll, wurde ebenfalls gestellt (BÖHM et al. 2001, GIORGI 2002, SCHMIDLI et al. 2002, CASTY et al. 2003). Da der Schwerpunkt auf die Betrachtung langer Zeitreihen gelegt wird und die Daten orografische Effekte nur beschränkt wiederzugeben vermögen, wurde bei der Errechnung der Zeitreihen auf eine Unterteilung in einen Nord- und Südsektor bewusst verzichtet.

Schliesslich wurden auch einfache Korrelationsanalysen (Pearson für Temperatur und Spearman für Niederschlag) vorgenommen, um mögliche Zusammenhänge der Zeitreihen mit dem Index der Nordatlantischen Oszillation (NAO) nachzuweisen. Um die Unabhängigkeit der Daten zu gewährleisten, wurde der Winter NAO-Index (Mittel Dezember-März) von Cook et al. (2002) verwendet. Dieser basiert auf zahlreichen Baumringdaten aus Nordostamerika, Europa und Marokko sowie auf Eisbohrkerndaten aus Grönland.

3 Resultate

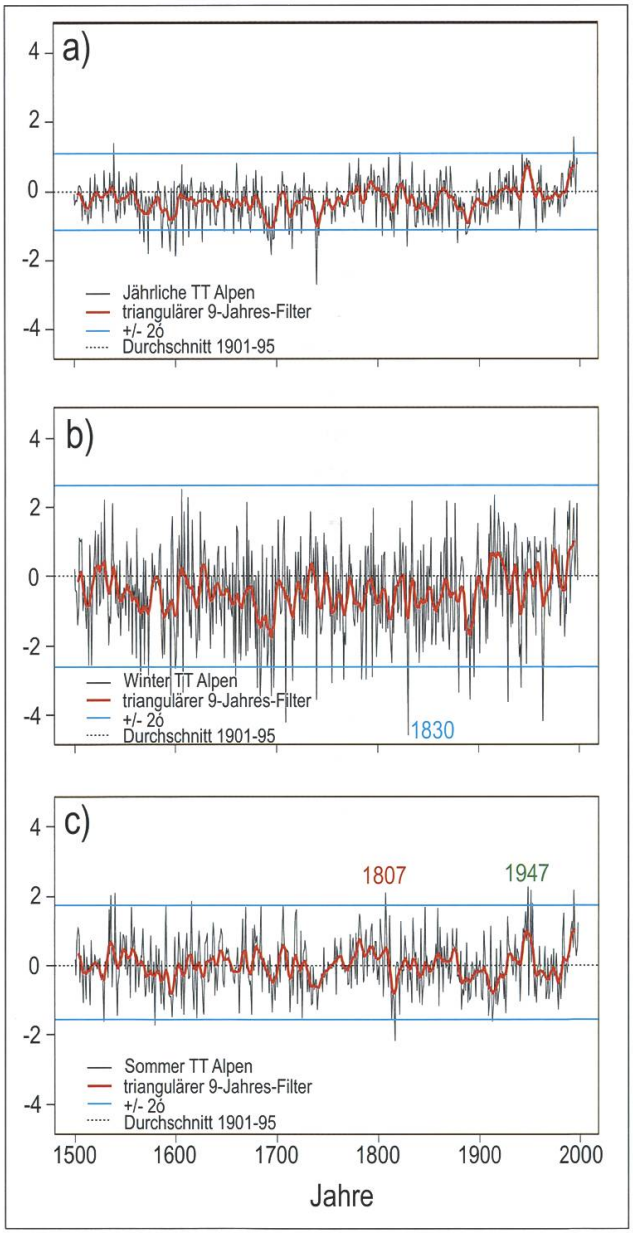
3.1 Temperatur

Figur 2 zeigt die Mittelwerte (Jahr, Winter, Sommer) der bodennahen Lufttemperatur im erweiterten Alpenraum für den Zeitraum 1500 bis 1998. Anhand der doppelten Standardabweichungen wird klar sichtbar, dass die interannuelle Variabilität vom Jahresmittel mit knapp über 1 °C über das Sommermittel mit gegen 2 °C zum Wintermittel mit klar über 2 °C kontinuierlich ansteigt. Anhand der gefilterten roten Kurven wird sichtbar, dass die Jahreszeitenschwankungen nur sehr bedingt Gleichläufigkeit zeigen (z.B. im späten Maunder Minimum vor 1700 oder in den letzten 10 Jahren). Der im globalen Mittel deutlicher hervortretende Wechsel von der Kleinen Eiszeit zur Wärmeperiode des 20. Jahrhunderts (Mann et al. 1998) ist anhand der Jahresmittel im Alpenraum weniger deutlich sichtbar, da er durch die starke Erwärmung kurz vor und nach 1800 maskiert wird. Als besonders kalte Perioden treten im Jahresmittel die Dekaden vor 1600, vor 1700, um 1730 und vor 1900 hervor (Pfister 1992, Böhm et al. 2001). Als warm erweisen sich aufgrund dieser Jahresmittel die Jahre vor 1550, vor 1800, kurz vor 1950 und in der Gegenwart. Im Winter tritt die Zäsur zwischen der Kleinen Eiszeit (vor 1900) und der modernen Wärmeperiode deutlicher hervor. Vor allem im späten Maunder Minimum nach 1690 traten mehrere sehr kalte Winter mit negativen Abweichungen vom modernen Mittelwert von deutlich über 2 °C auf. Positive Abweichungen waren im Winter im frühen 16. und 17. Jahrhundert, vor 1720 und um 1920 registriert worden, weitere negative Phasen traten im 19. Jahrhundert (vor allem um 1890) auf. Die Sommer waren im Vergleich zum modernen Mittel um 1550, periodisch im 17. Jahrhundert und in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts relativ warm, sehr kalt jedoch nach 1815 und nochmals sehr warm vor 1950. Als besonders interessant dürften sich im Hinblick auf diagnostische Studien die raschen Wechsel oder Übergänge um 1600, 1690, 1815, 1890 und 1975 erweisen.

3.2 Niederschlag

Der Niederschlag ist räumlich und zeitlich variabler als die Lufttemperatur. Für seine Rekonstruktion wäre deshalb ein dichteres Beobachtungsnetz gefordert. Da dieses Netz jedoch nicht dichter ist als jenes der Temperatur und deshalb die Nummer der Prädiktoren vor 1766 als unzureichend bezeichnet werden muss, um die raumzeitliche Niederschlagsvarianz zu erfassen, müssen wir uns auf einen Zeitraum von zirka 230 Jahren beschränken. Provisorische Rekonstruktionen von jahreszeitlichen Niederschlagssummen für die Periode 1700 bis 1765 zeigen gegenüber den errechneten Monatsmittelwerten eine Verbesserung der Qualität (hier nicht dargestellt).

Der Jahresniederschlag in Figur 3 a zeigt eine hohe Variabilität. Ein Trend kann nicht ausgemacht werden. Nach einer trockenen Phase um 1800 ist der Zeitraum vor 1850 sehr feucht ausgefallen. Zwei weitere Trockenphasen, welche immer wieder von einigen Feuchtjahren abgelöst werden, sind um 1860 und nach 1945 zu beobachten. Die Zeitreihen für Winter (Figur 3 b) und Sommer (Figur 3 c) zeigen wenig Gleichläufigkeiten mit der Kurve des Gesamtjahres. Als wintertrocken erweist sich die zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts. Im Sommer ist eine dekadenskalige Variabilität erkennbar, wobei sich Trocken- und Nassphasen recht regelmässig ablösen. Zwei markante Trockenphasen sind um 1780 und kurz nach 1800, eine Feuchtphase ist nach 1950 zu beobachten. In der Kurve der Jahresmittel sind einige rasche Wechsel auszumachen, so um 1830, 1875, 1920 und 1945.

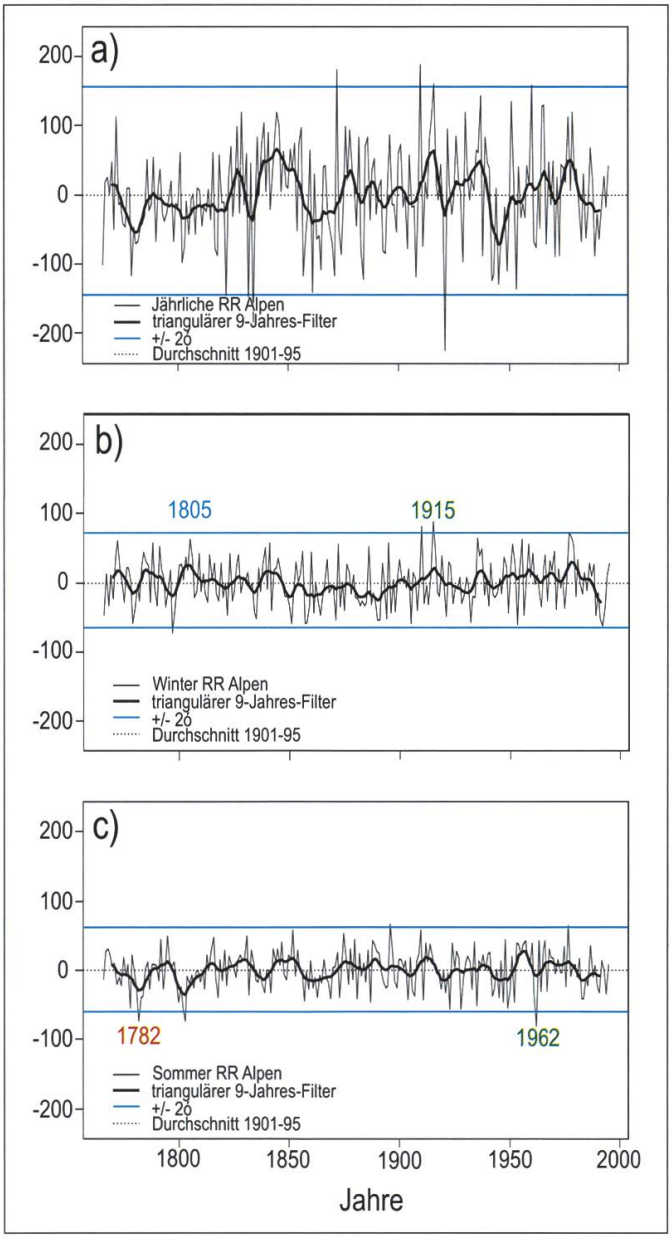


Figur 2: Zeitreihen der über den gesamten Alpenraum gemittelten Anomalien der bodennahen Lufttemperatur für den Zeitraum von 1500 bis 1998, bezogen auf die Referenzperiode 1901 bis 1995 (vor 1901: Daten aus LUTERBACHER *et al. 2003, 1901-1998: Daten aus* NEW *et al. 2000). Dünne schwarze Linie: Saisonale, resp. Jahresmittel; dicke rote Linie: Neunpunkte-Tiefpassfilterung; dünne blaue Linien: zweifache Standardabweichung, berechnet für die Kalibrierungsperiode (1901-1995). Die Jahrzahlen der extremsten Jahre wurden zusätzlich angegeben.*
a) Jahresmittelwerte, b) Wintermittel (DJF), c) Sommermittel (JJA).

3.3 Extreme Winter und Sommer

Die Gesellschaft nimmt vor allem extreme Klimaphasen wahr, da diese sehr oft mit menschlichem Leiden verbunden sind. In Tabelle 1 werden typische, in historischer Zeit aufgetretene extreme Winter und Sommer kurz charakterisiert. Ganz generell wird beobachtet, dass sich die negativen Temperaturabweichungen vor allem auf den nordosteuropäischen Zentralraum konzentrieren, wo oft negative Temperaturabweichungen von mehreren °C beobachtet wurden. Im Alpenraum lag das Mittel im Winter 1829/30 zirka 4.6 °C unter dem Mittel von 1901-1995. 1947 war innerhalb der betrachteten Periode der heisseste Alpensommer. In Tabelle 1 wird der Sommer 1807 erwähnt. Die räumliche Verteilung der Anomalien zeigt ein ähnliches Bild wie im kalten Winter 1830. Dabei erstrecken sich die positiven Temperaturabweichungen von 2 und mehr °C eher weiter nach Osten in den Kontinentalraum um Ungarn hinein.

1915 war der nasseste Alpenwinter der betrachteten Periode. In Tabelle 1 wird der nasse Winter 1805 charakterisiert, welcher eine Dreiteilung Europas in einen eher trockenen



Figur 3: Wie Figur 2; dargestellt sind jedoch die Niederschlagsanomalien. Man beachte, dass der Zeitraum wegen der ungenügenden Netzdichte auf 233 Jahre verkürzt werden musste.

Jahreszeit	Jahr	Klimacharakter	Gebiet stärkster Ausprägung
Winter	1829/30	sehr kalt	Polen
	1804/05	sehr nass	SW-Iberien, Norditalien
Sommer	1807	sehr heiss	SE-Deutschland, Ungarn
	1782	sehr trocken	Süd-, Zentral- und Osteuropa

Tabelle 1: Charakterisierung typischer Winter und Sommer in historischer Zeit mit extremer Ausprägung (siehe Figur 1 und 2).

Norden, eine feuchte Mittelzone und einen eher wieder trockenen Süden und Südosten brachte. Über den Alpenraum gemittelt betrug die positive Abweichung 62 mm. Der trockenste alpine Sommer mit negativen Abweichungen von zirka 80 mm wurde 1962 beobachtet. In dem in Tabelle 1 erwähnten trockenen Sommer von 1782 wurde eine Zweiteilung in einen feuchten Norden und einen trockenen Süden registriert. Allerdings reichte die extreme Trockenzone bis weit nach Nordfrankreich und Norddeutschland hinauf.

4 Diskussion

4.1 Temperatur- und Niederschlagsvariabilität

Die aus der Analyse komplexer Systeme allgemein bekannte Tatsache, wonach das Trend-zu-Rauschen-Verhältnis tiefe Werte aufweist, tritt erwartungsgemäss auch in den langen alpinen Zeitreihen auf den Figuren 2 und 3 deutlich hervor. Es überrascht deshalb nicht, dass – abgesehen vom stark positiven Trend bei den Jahresmittel- und Wintertemperaturen im 20. Jahrhundert – kaum ein signifikantes dekadisches oder gar säkulares Trendverhalten sichtbar wird. Trotzdem soll an dieser Stelle gefragt werden, ob sich mögliche Prozesse erkennen lassen, welche für typische Schwankungen in einer oder in beiden Variablen als Grund in Frage kommen. In erster Linie handelt es sich dabei um Schwankungen des Energieantriebs infolge von Störungen, welche natürliche (solare Leuchtstärke, Vulkane) oder anthropogene (vor allem Treibhausgase) Ursachen haben können. Zudem können interne Systemoszillationen ebenfalls zu Schwankungen auf ganz unterschiedlichen Zeitskalen führen. Im Raum Atlantik – Europa steht eindeutig die Nordatlantische Oszillation im Vordergrund, welche vor allem im Winter für einen wesentlichen Anteil der Klimavariabilität verantwortlich ist (Wanner et al. 2000 und 2001). Wie weit dieser Klimamodus in einem stark dissipativen System wie dem Klimasystem als rein stochastisch eingestuft werden muss oder ebenfalls stark von Schwankungen des Antriebs (Forcing) abhängig ist, soll hier nicht thematisiert werden. Wie oben angesprochen sollen die Einflüsse durch Störungen der Antriebsmechanismen und durch Schwankungen der NAO getrennt und vor allem qualitativ diskutiert werden.

In Tabelle 2 werden die natürlich oder anthropogen verursachten Schwankungen bzw. Störungen des Energieantriebs sowie die zeitlichen Änderungen des Nordatlantischen

Oszillationsindex (liegt nur für den Winter vor!) für 50-jährige Perioden mit Stichwörtern charakterisiert. Wir möchten nachstehend die Frage stellen, wie weit diese Faktoren möglicherweise für die bisher für die Alpen dargestellte Temperatur- und Niederschlagsvariabilität (Fig. 2 und 3) mitverantwortlich sein könnten. Dabei werden negative, langfristige und grossräumige Temperaturanomalien in der Regel eng mit einem Rückgang der Sonnenaktivität (solare Leuchtstärke) in Verbindung gebracht (Mann et al. 1998, Crowley 2000, Jones et al. 2001). Allerdings betrug der Rückgang dieser Leuchtstärke auch im Fall der stärksten negativen Anomalie in dem von uns betrachteten 500-jährigen Zeitraum (Maunder Minimum, 1645-1715) bloss etwa 0.25% der Solarkonstanten von 1368 W/m², was einem Wert von 3-4 W/m² entspricht (Lean et al. 1995). Aus Gleichgewichtssimulationen wird geschätzt, dass daraus je nach Dauer der Anomalie sehr wohl ein Temperaturrückgang im Bereich von 1 °C resultieren kann (Rind und Overpeck 1993, Crowley und Kim 1996). Explosive Vulkanausbrüche wie der Tambora im Jahre 1815 können ein- oder sogar mehrjährig zu Schwankungen der Energiebilanz in der Grössenordnung von 5 W/m² führen, was in den bodennahen Luftschichten im Sommer lediglich einer negativen Temperaturschwankung in der Grössenordnung von Zehntelgraden entspricht (Grieser und Schönwiese 1999, Robock 2000). Im Winter dürfte die Abweichung der bodennahen Temperaturen nach Vulkanausbrüchen eher um einige Zehntelgrade positiv ausfallen. Bezogen auf die Alpen ist zu beachten, dass die regionalen Schwankungsbeträge zum Teil deutlich über dem globalen Mittelwert liegen können und somit wie bei den solaren Aktivitätsschwankungen den Betrag von 1 °C oder leicht darüber erreichen. Im Falle der Schwankungen des NAO Index sind die Verhältnisse komplizierter. Die Alpen liegen nämlich im Übergangsbereich zwischen den zwei Regionen Nord- und Südeuropa mit gegenläufigen Korrelationen zwischen NAO Index und Temperatur bzw. Niederschlag (Hurrell und van Loon 1997, Wanner et al. 2001).

Beginnen wir unsere Betrachtungen wiederum im 16. Jahrhundert, für das lediglich Temperaturrekonstruktionen (Fig. 2) und keine Angaben zur Sonnenaktivität vorliegen (Tab. 2). Einziges Indiz für den Übergang von höheren zu tieferen Temperaturen im

	Natürlicher Energieantrieb Sonnenaktivität	Vulkanaktivität	Anthropogener Energieantrieb Treibhauseffekt (CO_2)	Nordatlantischer Oszillationsindex (Winter)
1501-1550	?	gering (?)	gering	positiv
1551-1600	?	erheblich	gering	Wechsel negativ-positiv
1601-1650	Wechsel mittel-tief	gering	gering	wechselnd
1651-1700	sehr tief	erheblich	gering	stark negativ
1701-1750	steigend	mittel	gering	mittel
1751-1800	stark zunehmend	zunehmend	gering	stark negativ
1801-1850	tief	sehr hoch	gering	mehrheitlich positiv
1851-1900	mittel	relativ gering	leicht steigend	eher negativ
1901-1950	steigend	mittel	stark steigend	Wechsel positiv-negativ
1951-2000	sehr hoch	hoch	hoch	Wechsel negativ-positiv

Tabelle 2: Auf 50-jährige Perioden bezogene Charakterisierung der Störungen oder Schwankungen im natürlich und anthropogen verursachten Energieantrieb sowie beim Nordatlantischen Oszillationsindex (Cook et al. 2002).

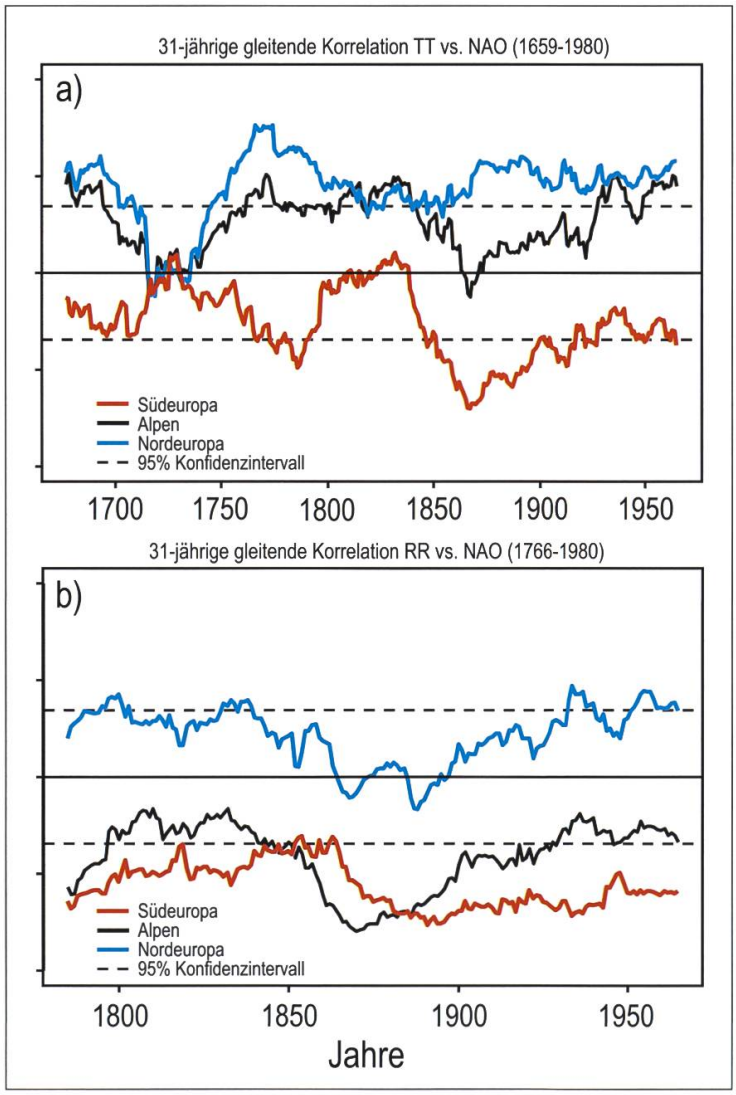
Verlauf des Jahrhunderts ist ein gleichläufiger Trend beim NAO Index. Das 17. Jahrhundert dagegen ist geprägt durch klare Trends zu einer sehr tiefen Sonnenaktivität ab 1645 (Maunder Minumum), einer hohen Zahl markanter Vulkanausbrüche gegen Ende des Jahrhunderts (u.a. Hekla auf Island 1693) und einem Trend zu sehr negativen NAO Indizes. Wie weit gegenseitige Wechselwirkungen zwischen Energieantrieb und NAO eine Rolle spielten, ist kaum abschätzbar. Schon allein die Temperaturrückgänge in beiden Jahreszeiten sind beeindruckend, wobei der stärkere Rückgang bei den Wintertemperaturen eher auf eine steigende Bedeutung der abnehmenden Sonnenaktivität und des negativen NAO hinweist. Im 18. Jahrhundert nimmt die solare Aktivität merklich zu, und der NAO Index bewegt sich deutlich gegen negative Werte. Die Vulkanaktivität erreicht kurz vor und vor allem nach der Jahrhundertwende mit den Grossereignissen von 1809 (Tropen; Dai et al. 1991) und 1815 (Krakatau) einen Höhepunkt. Der erstaunliche (vor allem sommerliche) Temperaturanstieg zwischen 1760 und 1808 könnte seine Begründung in der Solaraktivität finden. Sehr deutlich sichtbar ist dann der wahrscheinlich durch die abnehmende Solaraktivität und Vulkane bedingte Kälterückfall ab 1810, welcher sich klar auf die Sommer konzentriert. Eine Reaktion der Niederschläge mit einem Wechsel von trocken zu feucht nach etwa 1840 ist auch vor allem im Sommer zu beobachten. Sie ist deshalb spektakulär, weil entgegen dem normalen Bild auch die Temperaturen gefallen sind. Zirkulationsanalysen zeigen für diesen Zeitabschnitt im Sommer eine deutliche Zunahme von Troglagen über Mitteleuropa (Wanner et al. 2000). Die Jahrhundertwende zum 20. Jahrhundert ist geprägt durch eine Zunahme sowohl der Solaraktivität als auch des Treibhauseffektes. Nach einem Tiefststand kurz vorher nehmen Temperatur und Niederschlag bei noch deutlich positiven NAO Indizes zunächst zu. Die Temperaturen erreichen kurz vor 1950 im Sommer Rekordwerte, sinken dann vor allem im Winter (stark negative NAO Indizes um 1960) stark ab, und steigen seit 1975 wieder stark an. Im Gegensatz zu den Ende des 20. Jahrhunderts abnehmenden Niederschlägen ist dieser Temperaturverlauf im Lichte der Zunahme sowohl der Sonnenaktivität als auch des Treibhauseffektes und der NAO Indizes durchaus plausibel. Bei der Abnahme der Niederschläge könnten die Mittelwerte stark vom negativen Trend auf der Alpensüdseite (vor allem im Herbst; Schmidli et al. 2002) beeinflusst worden sein. Dieser Frage muss bei der folgenden Diskussion des Einflusses der NAO auf die Alpenniederschläge nochmals nachgegangen werden.

In Figur 4 werden die Korrelationen von Temperatur und Niederschlag mit dem Winter NAO Index nach Cook et al. (2002) in Form der 31-jährigen gleitenden Mittel sowohl für den Alpenraum als auch für Nord- und Südeuropa dargestellt. Im Alpenraum wurde eine allgemeine Mittelung gemäss dem Perimeter auf Figur 1 und somit ohne Berücksichtigung von Nord- oder Südstaueffekten vorgenommen. Dabei wird erstens sichtbar, dass die Korrelationswerte zeitlich nicht stabil sind (Schmutz et al. 2000, Cook et al. 2002) und auf einem 95%-Signifikanzniveau nicht durchgehend signifikant ausfallen. Im Fall der Temperaturen weist die Alpenkurve ähnlich wie die Nordeuropakurve positive Korrelationen, die Südeuropakurve erwartungsgemäss negative Korrelationen auf. Ein erster Einbruch der Korrelationen wird um 1730, ein zweiter in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts beobachtet. Dabei stellt sich die Frage, ob in solchen Zeitperioden ein anderer Zirkulationsmodus dominant war (Luterbacher et al. 1999). Sichtbar wird auch, dass die

Korrelationen im 20. Jahrhundert stärker sind als in den 240 Jahren vor 1900. AUER et al. (2001b) haben neben ähnlichen Langzeit-Oszillationen (in 21-jährigen Zeitfenstern) zudem nachgewiesen, dass die Korrelationen zwischen dem NAO Index und den Temperaturen im österreichischen Raum jahreszeitlich schwanken und zwischen April und August stark absinken.

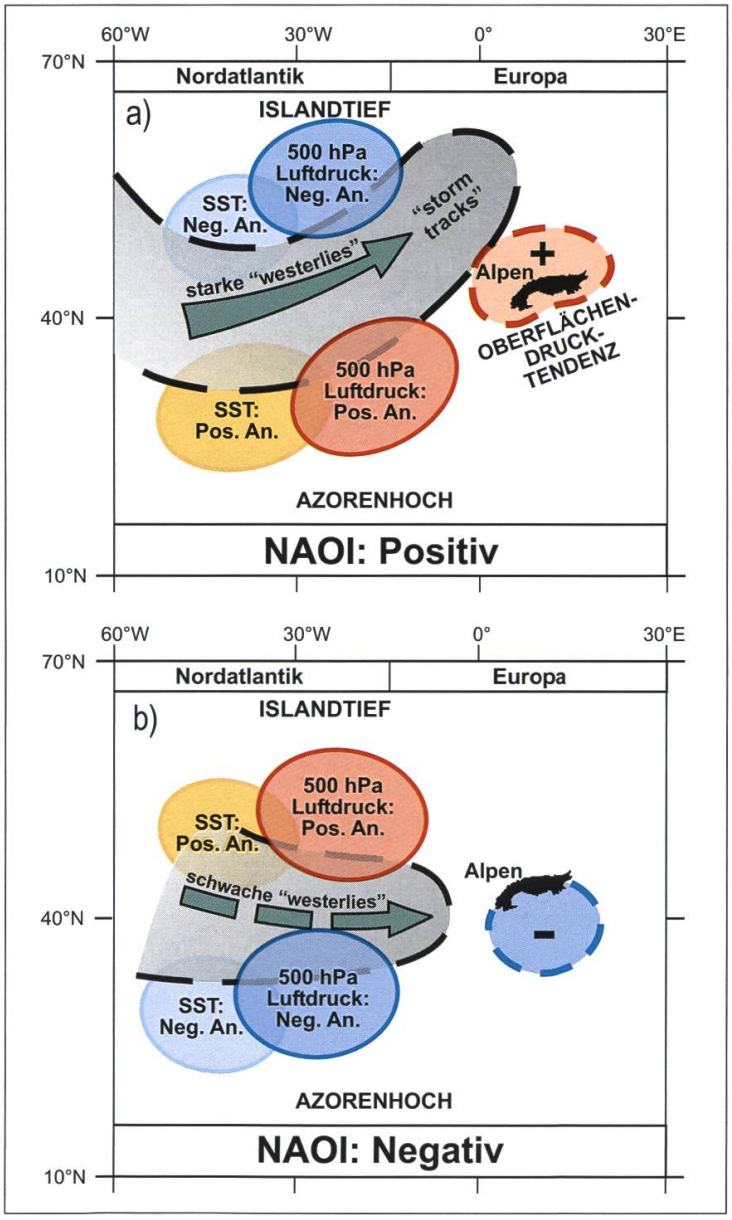
Im Falle des Niederschlags liegen die Korrelationen des Alpenmittels nahe bei jenen der Alpensüdseite und sind somit negativ mit dem NAO Index korreliert. Vor 1850 sind die Korrelationen mit jenen des 20. Jahrhunderts vergleichbar. Eine starke Veränderung wird unmittelbar danach beobachtet. Dabei verschieben sich die Alpen- und Südeuropawerte gegen deutlich signifikante Werte, wogegen die Korrelationen mit Nordeuropa zusammenbrechen. Wie bereits oben erwähnt ist dies eine höchst interessante Periode, die grossräumig intensiver analysiert werden muss. Obschon dies keineswegs der Hauptgrund sein kann, muss selbstverständlich in jedem Fall der Frage nach der Genauigkeit der Rekonstruktionen höchste Beachtung geschenkt werden (LUTERBACHER et al. 2002 a, b; LUTERBACHER et al. 2003).

Zumindest für das Winterhalbjahr lassen sich die Erkenntnisse, welche die NAO betreffen, in einer Synthesefigur zusammenfassen. Figur 5 versucht, eine Brücke von den



Figur 4: 31-jährige gleitende Korrelationen zwischen dem Winter NAO Index nach COOK et al. (2002) und den Temperaturen bzw. Niederschlägen auf dem europäischen Festland, berechnet für die drei Regionen Nordeuropa, erweiterter Alpenraum und Südeuropa.

Meeresoberflächentemperaturen (SSTs) des Nordostatlantiks zur Ausprägung der Hauptdruckzentren Islandtief und Azorenhoch, zur Intensität des Polarfrontjets und zu den damit verbundenen Haupteinzugsgebieten der «Storm Tracks» sowie schliesslich zur resultierenden Druckfeldkonfiguration über den Alpen zu schlagen. Wir gehen dabei von der vereinfachenden Annahme aus, dass die Atmosphäre auf der klimatologischen Zeitskala eine äquivalent-barotrope Struktur aufweist (Palmer und Sun 1985, Wanner et al. 2001), und dass sich Anomalien in der Meeresoberflächentemperatur mit einer gewissen Zeitverzögerung im atmosphärischen Druckfeld manifestieren (Czaja und Frankignoul 1999). Die Entstehung dieser Anomalien wird an dieser Stelle nicht hinterfragt. Im Fall positiver NAO Indizes (Fig. 5 a) sind die SST-Anomalien südlich von Grönland deutlich negativ, im Süden dagegen positiv. Die Kerndruckanomalien in Islandtief und Azorenhoch sind dadurch verstärkt, der Polarfrontjet ist stark ausgebildet und weist mit seiner Achse von Südwesten nach Nordosten. Die Alpen liegen in der südöstlichen Auslaufzone dieses Jets und damit auch südöstlich der hauptsächlichen Zone, welche durch die «Storm Tracks» bestrichen wird. Durch die ageostrophische Massenverlagerung im Divergenz-



Figur 5: Schematische Darstellung der Anomalien der Meeresoberflächentemperatur, der Druckfeldanomalien von Islandtief und Azorenhoch sowie der Lage des Polarfrontjets und der Hauptzugstrassen der Tiefdruckgebiete bei den zwei typischen Ausprägungen der Nordatlantischen Oszillation (positiver und negativer NAO Index). Zusätzlich wurde die Drucktendenz im Alpenraum angegeben.

bereich des Jets gegen Südosten erhöht sich der Druck über den Alpen, die Temperaturen liegen relativ hoch, und die Niederschläge sind tief. Im gegenteiligen Fall (negative NAO Indizes) weist der Nordatlantik im Norden positive und im Süden negative SST-Anomalien auf, die Kerndruckanomalien weisen ebenfalls ein gegenteiliges Vorzeichen auf, die N-S-Druckdifferenzen sind schwach, und der schwach ausgebildete Polarfrontjet liegt südlicher und ist zonal gegen die Alpen gerichtet. In diesem Fall ist über den Alpen eine negative Druckfeldanomalie zu beobachten, und sowohl die alpinen Temperaturen als auch die Niederschläge sind mit dem NAO Index negativ korreliert. Diese Tatsache wurde bereits in den Arbeiten von Wanner et al. (1997) sowie Beniston und Jungo (2002) beschrieben.

Über die wichtigen Zirkulationsmoden des Sommerhalbjahrs ist wesentlich weniger bekannt. Immerhin ist nachgewiesen, dass sich die Hauptdruckzentren Islandtief und Azorenhoch gegen Westen verschieben (Wanner et al. 1997). Zudem haben Hurrell und Folland (2002) gezeigt, dass sich die «Storm Tracks» im Sommer nach Nordosten verschoben haben, wodurch sich auch die Zunahme der Sommerniederschläge nördlich der Alpen und eine Abnahme derselben im östlichen Mittelmeerraum erklären lässt. In Figur 3 ist in den letzten zwei Dekaden eine generelle Abnahme der Niederschläge zu beobachten. Schmidli et al. (2002) haben für die Periode 1901-1990 positive lineare Niederschlagstrends im Winter im Nordwesten der Alpen und negative Trends im Herbst im Südosten der Alpen nachgewiesen. Die Betrachtungen zum NAO seien abgeschlossen mit dem Hinweis, dass dieser nur einen beschränkten Teil der Temperatur- und Niederschlagsvariabilität erklären kann, und dass Gebiete wie die Alpen, welche am Übergang Ozean – Kontinent und an der Nahtstelle zwischen Nord- und Südeuropa liegen, sehr heikel auf Änderungen der atlantisch-europäischen Zirkulation reagieren (Wanner et al. 2000).

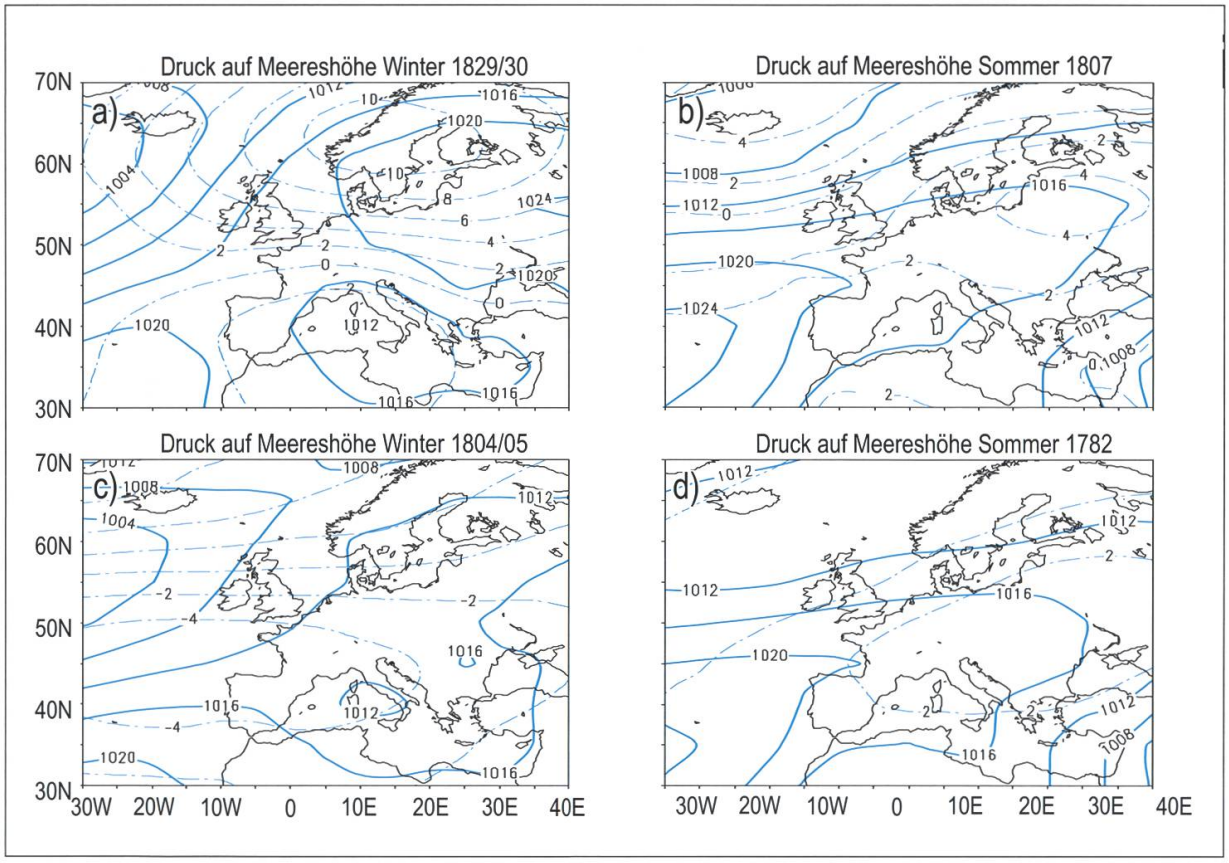
4.2 Extreme Jahreszeiten

Die hier verfügbare Datenlage erlaubt keine ausreichende Analyse der Prozesse, welche zu den extremen Temperatur- und Niederschlagsanomalien geführt haben, die in Tabelle 1 für Winter und Sommer summarisch charakterisiert wurden. Anhand der Druckfeldrekonstruktionen von Luterbacher et al. (2002 a) lässt sich zumindest hinterfragen, wie weit diese Extrema durch anomale Zirkulationsverhältnisse und somit durch starke Abweichungen im Strahlungs- und Bewölkungshaushalt sowie durch Advektion von verschieden temperierten oder feuchten Luftmassen verursacht wurden.

In Figur 6 werden die mittleren Bodendruckfelder zusammen mit den Druckfeldanomalien für die vier extremen Winter und Sommer gemäss Tabelle 1 dargestellt. Im kalten Winter 1829/30 (Fig. 6 a) war das Druckfeld geprägt durch eine starke Blockierung der Höhenwestwindströmung (hier nicht dargestellt; Luterbacher et al. 2002a). Über lange Zeiträume dominierte im Bodendruckfeld die kalte Antizyklone über Nordosteuropa, welche mit starker Bise immer wieder Kaltluftstaffeln nach Mitteleuropa steuerte und so entscheidend zur negativen Temperaturanomalie beitrug. Im heissen Sommer 1807 (Fig. 6 b) lag erwartungsgemäss ein dynamisches Hoch über Südeuropa. Im Bodendruckfeld erstreckte sich das Azorenhoch weit in den europäischen Kontinent hinein und bewirkte dort eine hohe Einstrahlung mit langanhaltender Subsidenz. Dies führte zur starken Überwärmung des mitteleuropäischen Kontinentalraumes.

Der feuchte Winter von 1805/05 (Fig. 6 c) war in Mitteleuropa geprägt durch eine starke negative Druckanomalie westlich von England. Diese führte zu einer ausgeprägten West- bis Südwestströmung und damit zu langanhaltenden Transporten feuchter und warmer Luftmassen auf den Kontinent. Die Druckfeldkonfiguration des trockenen Sommers 1782 (Fig. 6 d) war ähnlich wie im heissen Sommer 1807 geprägt durch das weit in den Kontinent hineinreichende Azorenhoch. Allerdings lagen die Druckwerte auch in Nordeuropa konstant höher, was möglicherweise die Feuchtetransporte auf den Kontinent über längere Zeiträume unterband.

Abschliessend stellt sich die Frage, wie weit derartige Extremperioden entweder durch extreme Forcingfaktoren oder aber durch interne Schwankungen im System Ozean – Meereis – Atmosphäre (im Vordergrund steht dabei die Nordatlantische Oszillation) verursacht werden. Sie kann aufgrund der bestehenden Unterlagen und Analysen kaum beantwortet werden. Verschiedene Indizien deuten immerhin darauf hin, dass starke Anomalien im Bereich der atlantischen Meeresoberflächentemperaturen auf bestimmten Zeitskalen das Druckfeld und somit auch die Zugbahnen der Tiefdruckgebiete und das europäische Kontinentalklima mitprägen können (Palmer und Sun 1985, Czaja und Frankignoul 1999, Wanner et al. 2001 und 2002).



Figur 6: Felder des mittleren Druckes auf Meereshöhe (SLP) sowie Luftdruckanomalien für die vier extremen Jahreszeiten gemäss Tabelle 1:
a) Kalter Winter 1829/30; b) heisser Sommer 1807; c) nasser Winter 1804/05; d) trockener Sommer 1782 (Daten von Luterbacher et al. 2002a).

5 Schlussfolgerungen

Im Rahmen dieses Beitrages wurden zum ersten Mal rekonstruierte alpine Temperatur- und Niederschlagsfelder über längere Zeiträume (Temperatur: 499 Jahre / Niederschlag: 233 Jahre) analysiert. Bei beiden Variablen zeigte sich sowohl die erwartete hohe interannuelle Variabilität als auch die sehr unterschiedliche Ausprägung der Anomalien im Winter- und Sommerhalbjahr. Bei den Temperaturen bildet sich der Wechsel von der Kleinen Eiszeit (vor 1900) zum wärmeren 20. Jahrhundert vor allem im Winter klar ab. Der positive lineare Trend beträgt über die Winterperiode von 1886 bis 1995 erstaunliche 3.5 °C. Als besonders kalt erweisen sich die Winter des späten Maunder Minimums vor 1700. Die positiven Trends der Sommer- und Jahresmittel sind visuell wegen der Warmphase um 1800 weniger deutlich auszumachen als im globalen Mittel. Die Niederschläge zeigen kein Trendverhalten. Entgegen den Erwartungen einer treibhausbedingten Niederschlagszunahme in der Gegenwart ist im gesamtalpinen Mittel in den letzten zwei Dekaden im Winter sogar eine Abnahme beobachtet worden. Derart negative Trends liessen sich für die Alpensüdseite in den vergangenen Dekaden bereits von Schönwiese et al. (1993) für Frühling, Herbst und Winter, von Schmidli et al. (2002) für den Herbst und von Hurrell und Folland (2002) für den Sommer im gesamten Süden Europas feststellen.

Korrelationen von Temperatur und Niederschlag mit den natürlichen Forcingfaktoren (Solaraktivität, Vulkaneruptionen) liefern für den Alpenraum wenig signifikante Resultate. Eine Ausnahme bildet nur die Periode der geringsten Solaraktivität während des Maunder Minimums, als die Wintermittelwerte um den Betrag von 2 °C absanken. Der Grund für die kaum existierenden Korrelationen dürfte in erster Linie in der geringen räumlichen Ausdehnung des Alpenraumes zu finden sein. Deutlich ist die Gleichläufigkeit zwischen Temperaturentwicklung und Treibhausgaskonzentrationen in den letzten drei Dekaden mit einem Trend, welcher im Winter über 1.5 °C liegt.

Erwartungsgemäss liegen die Korrelationen zum Nordatlantischen Oszillationsindex klar höher. Bei der Betrachtung des Gesamtalpenraumes ist dieser Index positiv mit der Temperatur und negativ mit dem Niederschlag korreliert. Allerdings lässt sich deutlich nachweisen, dass diese Korrelationen zeitlich instationär sind und periodenweise zerfallen (Schmutz et al. 2000). In zukünftigen Studien ist deshalb zu überprüfen, ob in solchen Zeitabschnitten möglicherweise andere Zirkulationsmodi dominant waren.

Bei der Betrachtung der ausgewählten Extremereignisse stellte sich unmittelbar die Frage, welche Prozesse im Vordergrund standen und wie weit diese ein Ausdruck der natürlichen Variabilität des atlantisch-europäischen Klimasystems sind. Aufgrund der verfügbaren Stichprobenzahl lässt sich momentan keine Trendaussage machen. Bedenkenswert ist jedoch die hohe Korrelation mit der NAO beispielsweise in der Kaltphase des späten Maunder Minimums mit ihren tiefen NAO Indizes, oder in der gegenwärtigen Warmphase mit sehr hohen NAO Indizes. Bei einer genauen Analyse müsste dabei die zeitliche Autokorrelation in Betracht gezogen werden. Wenn davon ausgegangen wird, dass die NAO massgeblich von den atlantischen Meeresoberflächentemperaturen mitbestimmt wird (Czaja und Frankignoul 1999, Wanner et al. 2001), so ist klar angezeigt, dass deren Struktur und Dynamik im Lichte der anthropogenen Klimaänderungen vertieft studiert werden muss.

Verdankungen

Die Arbeiten wurden unterstützt durch den Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Projekt PALVAREX des Nationalen Forschungsschwerpunktes Klima).

Die gegitterten Temperatur- und Niederschlagsdaten des 20. Jahrhunderts stammen vom Climate Impacts LINK Projekt (UK Department of the Environment Contract EPG 1/1/16), Climatic Research Unit, Universität East Anglia, Norwich, U.K.).

Literatur

AUER, I., R. BÖHM, M. BRUNETI, M. MAUGERI, T. NANNI UND W. SCHÖNER, 2001a: Austrian long-term climate 1767-2000. Multiple instrumental climate time series from Central Europe (ALOCLIM). Österr. Beiträge zu Meteorologie und Geophysik, Heft 25, ZAMG Wien, 147 S.

AUER, I., R. BÖHM, und W. SCHÖNER, 2001b: Long climatic time series from Austria. In: P.D. Jones, A.E.J. OGILVIE, T.D. DAVIES und K.R. BRIFFA: History and Climate – Memories of the future? Kluver Academic, 125-152.

BENISTON, M. und P. JUNGO, 2002: Shifts in the distribution of pressure, temperature and moisture and changes in the typical weather patterns in the Alpine region in response to the behavior of the North Atantic Oscillation. Theor. Appl. Climatol. 71, 29-42.

BÖHM, R., I. AUER, M. BRUNETTI, M. MAUGERI, T. NANNI und W. SCHÖNER, 2001: Regional temperature variability in the European Alps: 1760 – 1998 from homogenized instrumental time series. Int. J. Climatol. 21, 1779-1801.

CASTY, C., H. WANNER, J. LUTERBACHER, R. BÖHM und E. XOPLAKI, 2003: Temperature and precipitation variability in the European Alps for the last centuries. Eingereicht.

COOK, E.R., K.R. BRIFFA und P.D. JONES, 1994: Spatial regression methodsin dendroclimatology: A review and comparison of two techniques. Int. J. Climatol. 14, 379-402.

COOK, E.R., R.D. D'ARRIGO, und M. E. MANN, 2002: A well-verified, multiproxy reconstruction of the Winter North Atlantic Oscillation Index since A.D. 1400. J. Climate 15, 1754-1764.

CROWLEY, T.J. und K.-Y.KIM, 1996: Comparison of proxy records of climate change and solar forcing. Geophys. Res. Lett. 23, 4, 359-362.

CROWLEY, T.J., 2000: Causes of climate change over the past 1000 years. Science 289, 270-277.

CZAJA, A. und C. FRANKIGNOUL, 1999: Influence of the North Atlantic SST on the atmospheric circulation. Geophys. Res. Lett. 26, 2969-2972.

DAI, J., E. MOSLEY-THOMPSON und L.G. THOMPSON, 1991: Ice core evidence for an explosive tropical volcanic eruption 6 years preceding Tambora. J. Geophys. Res. 96, 17361-17366.

EGGER, J. und K.P. HOINKA, 1992: Fronts and orography. Meteorol. Atm. Phys. 48, 3-36.

GIORGI, F. 2002: Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century. Part I: observations. Clim. Dyn. 18, 675-691.

GRIESER, J. und SCHÖNWIESE C.-D., 1999: Parameterization of spatio-temporal patterns of volcanic aerosol induced stratospheric optical depth and its climate radiative forcing. Atmósfera 12, 111-133.

HOLZHAUSER, H., und H.J. ZUMBÜHL, 1999: Glacier fluctuations in the Western Swiss and French Alps in the 16th century. Clim. Change 43, 223-237.

HURRELL, J.W. und H. VAN LOON, 1997: Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. Clim. Change 36, 301-326.

HURRELL, J.W. und C.K. FOLLAND, 2002: A change in the summer atmospheric circulation over the North Atlantic. CLIVAR Exchanges 25, 3 S.

JONES, P.D., T.J. OSBORN und K.R. BRIFFA, 2001: The evolution of climate over the last millenium. Science 292, 662-666.

LEAN, J., J. BEER und R.S. BRADLEY, 1995: Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. Geophys. Res. Lett. 22, 3195-3198.

LUTERBACHER, J., C. SCHMUTZ, D. GYALISTRAS, E. XOPLAKI und H. WANNER, 1999: Reconstruction of monthly NAO and EU indices back to A.D. 1675. Geophys. Res. Lett. 26, 2745-2748.

LUTERBACHER, J., E. XOPLAKI, D. DIETRICH, R. RICKLI, J. JACOBEIT, C. BECK, D. GYALISTRAS, C. SCHMUTZ und H. WANNER, 2002a: Reconstruction of sea level pressure fields over the Eastern North Atlantic and Europe back to 1500. Clim. Dyn. 18, 545-561.

LUTERBACHER, J., E. XOPLAKI, D. DIETRICH, P.D. JONES, T.D. DAVIES, D. PORTIES, J.F. GONZALEZ-ROUCO, H. VON STORCH, D. GYALISTRAS, C. CASTY, und H. WANNER, 2002b: Extending North Atlantic Oscillation reconstructions back to 1500. Atmos. Sci. Lett. 2, 114-124.

LUTERBACHER, J. und Koautoren, 2003: European temperature variability over the last 500 years – uncertainties and extremes. In Vorbereitung.

MANN, M.E., R.S. BRADLEY und M.K. HUGHES, 1998: Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. Nature 392, 779-787.

MANN, M.E., 2002: The value of multiple proxies. Science 297, 1481-1482.

NEW, M.E., M. HULME und P.D. JONES, 2000: Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of 1901-1996 monthly grids of terrestrial surface climate. J. Climate 13, 2217-2238.

PALMER, T.N. und Z. SUN, 1985: A modelling and observational study of the relationship between sea surface temperature in the north-west Atlantic and the atmospheric general circulation. Q. J. R. Meteorol. Soc. 111, 947-975.

PFISTER, C., 1992: Monthly temperature and precipitation in Central Europe 1525 - 1979: quantifying documentary evidence on weather and its effects. In: Bradley, R.S. und P.D. Jones (Hrsg.): Climate since A.D. 1500. London Routledge, 118-142.

RIND, D. und J. OVERPECK, 1993: Hypothesized causes of decade-to-century climate variability: Climate model results. Quat. Sci. Rev. 12, 357-374.

ROBERTSON, A., J. OVERPECK, D. RIND, E. MOSLEY-THOMPSON, G. ZIELINSKI, J. LEAN, D. KOCH, J. PENNER, I. TEGEN und R. HEALY, 2001: Hypothesized climate forcing time series for the last 500 years. J. Geophys. Res. 106, D14, 14783-14803.

ROBOCK, A., 2000: Volcanic eruptions and climate. Rev. Geophys. 38, 191-219.

SCHÄR, C., T.D. DAVIES, C. FREI, H. WANNER, M. WIDMANN, M. WILD und H.C. DAVIES, 1998: Current alpine climate. In: Cebon, P., U. Dahinden, H.C. Davies, D. Imboden und C.C. Jäger (Hrsg.): Views from the Alps – regional perspectives on climate change. MIT Press, Cambridge, 21-72.

SCHMIDLI, J., C. SCHMUTZ, C. FREI, H. WANNER und C. SCHÄR, 2002: Mesoscale precipitation variability in the region of the European Alps during the 20th century. Int. J. Climatol. 22, 1049-1074.

SCHÖNWIESE, C.-D., J. RAPP, T. FUCHS und M. DENHARD, 1993: Klimatrend-Atlas Europa 1891 - 1990. Ber. Zentrum f. Umweltforschung Univ. Frankfurt, 218 S.

SCHMUTZ, C., J. LUTERBACHER, D. GYALISTRAS, E. XOPLAKI und H. WANNER, 2000: Can we trust proxy-based NAO index reconstructions. Geophys. Res. Lett. 27, 1135-1138.

TRENBERTH, K., und PAOLINO, D. A. 1980: The Northern Hemisphere sea-level pressure data set: trends, errors and discontinuities. Mon. Wea. Rev. 108, 855-872.

WANNER, H., R. RICKLI, E. SALVISBERG, C. SCHMUTZ und M. SCHÜEPP, 1997: Global climate change and variability and its influence on Alpine climate – concepts and observations. Theor. Appl. Climatology 58, 221-243.

WANNER, H., D. GYALISTRAS, J. LUTERBACHER, R. RICKLI, E. SALVISBERG und C. SCHMUTZ, 2000: Klimawandel im Schweizer Alpenraum. Zürich, vdf Hochschulverlag, 285 S.

WANNER, H., S. BRÖNNIMANN, C. CASTY, D. GYALISTRAS, J. LUTERBACHER, C. SCHMUTZ, D.B. STEPHENSON und E. XOPLAKI, 2001: North Atlantic Oscillation – concepts and studies. Surveys in Geophysics 22, 321-382.

WANNER, H. und J. LUTERBACHER, 2002: The LOTRED approach – a first step towards a «paleoreanalysis» in Europe. PAGES News 10/3, 9-11.

WANNER, H., C. BECK, R. BRAZDIL, C. CASTY, M. DEUTSCH, R. GLASER, J. JACOBEIT, J. LUTERBACHER, C. PFISTER, S. POHL, K. STURM, P.C. WERNER und E. XOPLAKI, 2003: Dynamic and socioeconomic aspects of historical floods in Central Europe (zur Veröffentlichung eingereicht).

Adresse der Autoren und der Autorin

Prof. Dr. Heinz Wanner, Dr. Jürg Luterbacher, Dr. Carlo Casty, Dr. Elena Xoplaki, Geographisches Institut der Universität Bern, Hallerstrasse 12, CH-3012 Bern

Dr. Reinhard Böhm, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Hohe Warte 38, A-1190 Wien