

# Variationen der NAO auf Basis von langen Zeitreihen, Datenrekonstruktionen und Simulationen der letzten 500 Jahre

Thomas Spangehl<sup>1</sup> und Christoph C. Raible<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin, Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10, 12165 Berlin, Deutschland (Email: spangehl@met.fu-berlin.de)

<sup>2</sup>Klima- und Umweltphysik, Physikalisches Institut der Universität Bern, Sidlerstr. 5, 3012 Bern, Schweiz und Oeschger Centre for Climate Change Research, Universität Bern, Erlachstr 9a, 3012 Bern, Schweiz (Email: raible@climate.unibe.ch)

## Zusammenfassung

Rekonstruktionen des vergangenen Klimas sowie Simulationen mit gekoppelten Atmosphäre-Ozean Modellen der allgemeinen Zirkulation liefern die Voraussetzungen zur Untersuchung der niederfrequenten Variabilität der Nordatlantischen Oszillation (NAO). Mit Hilfe von Modellsimulationen kann ein Großteil der langzeitlichen Variabilität durch interne Atmosphären-Ozean Wechselwirkungen erklärt werden. Darüber hinaus liefern Simulationen aber auch Hinweise darauf, dass externe Faktoren eine Rolle spielen. Während der „Kleinen Eiszeit“ sind Schwankungen der solaren sowie der vulkanischen Aktivität von Bedeutung. So werden Phasen verminderter solarer Einstrahlung, wie beispielsweise das Maunder Minimum, mit einer negativen NAO in Verbindung gebracht. Auf der anderen Seite wird der anthropogen bedingte Anstieg von Treibhausgaskonzentrationen seit Beginn der Industrialisierung oftmals in Verbindung mit einer Verschiebung der NAO in eine positive Phase diskutiert.

## Abstract

Climate reconstructions and simulations with general atmosphere-ocean circulation models are the basis to investigate the low-frequency behaviour of the North Atlantic Oscillation (NAO). Utilizing model simulations, a large part of the low-frequency variability can be attributed to internal atmosphere-ocean interaction. Moreover, simulations suggest that external forcing functions play a role, e.g., during the Little Ice Age where variations of the solar irradiance and volcanic eruptions are important. Periods with reduced solar irradiance, like the Maunder Minimum, are related to a negative phase of the NAO. However, the anthropogenic increase of greenhouse gases since the industrialization is often discussed to be connected to a shift of the NAO to a more positive phase.

## 1. Einleitung

Das Klimageschehen des letzten Jahrtausends ist durch den Übergang von der „Mittelalterlichen Warmzeit“ (etwa 9. bis 14. Jahrhundert) zur „Kleinen Eiszeit“ (etwa 16. bis Mitte 19. Jahrhundert) und einer sich anschließenden Erwärmung geprägt (BRAZDIL et al. 2005). Obwohl diese Klimaschwankungen einen großräumigen Charakter haben, lassen sich regionale Abweichungen, wie zum Beispiel in der Stärke der Ausprägung des Temperaturverlaufs, feststellen. Während sowohl die „Mittelalterliche Warmzeit“ als auch die „Kleine Eiszeit“ natürlich bedingte Schwankungen des Klimasystems darstellen, ist ein Teil

der sich anschließenden Erwärmung durch den Menschen verursacht (IPCC 2007). Das Verhalten der NAO ist zur Erklärung regionaler Schwankungen für den Raum Nordatlantik sowie für Europa von Bedeutung. Eine Abschätzung des Einflusses natürlicher Faktoren auf die NAO spielt somit auch im Hinblick auf den Einfluss des anthropogenen Antriebs durch Treibhausgase eine wichtige Rolle (IPCC 2007; Kapitel 9). Allerdings setzt die Erforschung der Variabilität der NAO auf Zeitskalen von mehreren Dekaden bis hin zu Jahrhunderten die Verfügbarkeit langer Datenreihen voraus.

Eine erste Möglichkeit bieten Messungen der letzten 150-180 Jahre sowie Klimarekonstruktionen, welche eine Verlängerung des Zeitraums in die Vergangenheit erlauben. Klimarekonstruktionen basieren auf indirekten Daten, den so genannten Proxy-Daten (siehe JONES und MANN 2004, BRAZDIL et al. 2005 und dort genannte Quellen). So lassen sich z. B. aus Isotopenverhältnissen in Klimaarchiven (beispielsweise Eisbohrkerne) Rückschlüsse auf die Temperatur ziehen (JONES und MANN 2004). Proxydaten werden unter anderem auch aus folgenden Archiven abgeleitet: Baumringe (z. B. BÜNTGEN et al. 2005), frühe Messwerte (z. B. BÖHM et al. 2001, AUER et al. 2007) und historische Dokumente (PFISTER 1999, BRAZDIL et al. 2005). Mit Hilfe statistischer Verfahren werden diese Informationen zu Rekonstruktionen von Indizes oder Feldern verarbeitet. Im Augenblick existieren für die vergangenen 250-600 Jahre verschiedene NAO-Index Rekonstruktionen, welche auf einzelnen Proxies oder auf der Kombination von langen instrumentellen Reihen und Informationen aus dokumentarischen oder natürlichen Klimaarchiven basieren (WHITE et al. 1996, APPENZELLER et al. 1998, LUTERBACHER et al. 1999, 2002A, CULLEN et al. 2000, GLUECK und STOCKTON 2001, RODRIGO et al. 2001, COOK et al. 2002, VINTHER et al. 2003). Ein Beispiel für die Rekonstruktion unterschiedlicher klimatologischer Felder findet sich in CASTY et al. (2007). Verschiedene Rekonstruktionen der bodennahen Druck- und Temperaturverteilung deuten darauf hin, dass während des Maunder Minimum von 1645 bis 1715, einer Phase mit verschwindender Anzahl von Sonnenflecken und somit geringer solarer Einstrahlung, ein negatives NAO-Muster vorherrschte (z.B. LUTERBACHER et al. 2001, 2002B, SHINDELL et al. 2001). Dies ist ein erster Hinweis darauf, dass der externe natürliche Antrieb einen Einfluss auf die NAO ausüben kann und somit zu einer Verstärkung der Abkühlung in Europa geführt haben kann.

Eine zweite Möglichkeit, langfristige Schwankungen der NAO zu untersuchen, stellen Modellsimulationen dar. Mit globalen gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modellen der allgemeinen Zirkulation sind sowohl klassische Kontrollsimulationen mit konstantem Antrieb als auch eine Vielzahl transienter Simulationen der letzten 500 bis 1000 Jahre unter Vorgabe historischer Randbedingungen für solare Aktivität, Vulkanausbrüche und Treibhausgaskonzentrationen durchgeführt worden (RAIBLE et al. 2005, ZORITA et al. 2004, MIN et al. 2005, GONZÁLEZ-ROUCO et al. 2006, STENDEL et al. 2006, CASTY et al. 2007, TETT et al. 2007). Aufgrund beschränkter Computerkapazitäten kann hierbei nicht mit beliebig hoher Modellauflösung gerechnet werden. Zudem können einige Komponenten, wie beispielsweise die stratosphärische Ozonchemie (vgl. Kapitel 7), nur stark vereinfacht dargestellt werden. Auch die Antriebsdaten für Klimasimulationen der Vergangenheit sind mit Unsicherheiten behaftet, da sie auf Grundlage von Proxy-Daten erstellt worden sind (RIND et al. 2004, YOSHIMORI et al. 2005). Als Beispiele seien hier die Amplitude der solaren Aktivität (LEAN et al. 2002) oder die Lage und genaue Datierung von Vulkaneruptionen genannt. Ein Vorteil von Modellsimulationen liegt darin, dass durch einen geeigneten Aufbau der Modellexperimente der Einfluss einzelner natürlicher und anthropogener Faktoren auf die NAO untersucht werden kann (CUBASCH et al., 2005). Unsicherheiten aufgrund der ungenauen Kenntnis des Ozeans zu Beginn der Simulation können durch wiederholte Simulation mit veränderten Anfangsbedingungen erfasst werden

(CUBASCH et al. 2005, YOSHIMORI et al. 2005, RAIBLE et al. 2006). Durch Verwendung verschiedener Modelle lassen sich zudem Unsicherheiten auf Grund der Modellformulierung erfassen („multi-model ensemble approach“).

Bisherige Studien, die vor allem auf Modellsimulationen beruhen, schlagen eine Reihe von möglichen Prozessen vor, die für die niederfrequente Variation der NAO relevant sind. Neben rein atmosphärischen Wellen-Wellen Wechselwirkungen (JAMES und JAMES 1989; Kapitel 5) und der Wechselwirkung zwischen Stratosphäre und Troposphäre (Kapitel 7), spielt die Atmosphären-Ozean Wechselwirkung eine große Rolle (BJERKNES 1964; Kapitel 6). Darüber hinaus können aber auch externe Einflüsse, wie beispielsweise Schwankungen der solaren Aktivität, Vulkanausbrüche oder aber auch Veränderungen von Treibhausgaskonzentrationen, Auswirkung auf die NAO haben (SHINDELL et al. 2001, SHINDELL et al. 2003, LANGEMATZ et al. 2005). Insbesondere der positive Trend der NAO während der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts, und ein möglicher Zusammenhang mit dem Anstieg anthropogener Treibhausgase ist ein Schwerpunkt der Wissenschaft. Studien von HOERLING et al. (2001; 2004) schlagen eine Verbindung zwischen der Erwärmung des tropischen indischen Ozeans (wahrscheinlich durch den Anstieg anthropogener Treibhausgase verursacht) und der NAO vor. Andere hingegen finden, dass der positive NAO-Trend während der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts statistisch nicht von reiner Atmosphären-Ozean Variabilität unterscheidbar ist (WUNSCH 1999, SCHNEIDER et al. 2003, RAIBLE et al. 2005) und somit Prozessen der Atmosphären-Ozean Wechselwirkung eine wichtige Rolle beikommt (BJERKNES 1964, MARSHALL et al. 2001, Kapitel 6).

Im Folgenden wird das niederfrequente Verhalten der NAO der letzten 500 Jahre vorgestellt. Dabei werden ausgewählte, auf Rekonstruktionen (statistisches Modell) und Simulationen (dynamisches Modell) basierende NAO-Indizes verwendet. Besonderes Augenmerk wird zusätzlich auf die Rolle der internen Atmosphären-Ozean Variabilität sowie auf den Einfluss externer Antriebe gelegt.

## **2. Daten**

Ausgangspunkt stellt ein stationsbasierter winterlicher NAO-Index dar (HURRELL 1995, JONES et al. 1997; siehe Kapitel 3). Die beobachteten NAO-Indizes beschränken sich auf die kurze Periode der letzten 150-180 Jahre. Ein generelles Problem von auf Beobachtungen basierenden Indizes sind Inhomogenitäten, welche z. B. durch den Wechsel der Messmethode oder des Messstandorts hervorgerufen werden können. Um den relativ kurzen Beobachtungszeitraum in die Vergangenheit zu verlängern, werden Rekonstruktionen, die auf Proxydaten beruhen, verwendet. Hierbei kommen statistische Verfahren, wie die multivariate Regression, zum Einsatz, die verschiedene Proxydaten miteinander zu einem rekonstruierten NAO-Index verbinden (COOK et al. 2002, LUTERBACHER et al. 2002A). Unter der Voraussetzung der Stationarität werden dabei Transferfunktionen zwischen Proxydaten und Beobachtungen für die vergangenen 150 Jahre abgeschätzt. Eine Unsicherheit für Druckrekonstruktionen ergibt sich aus dieser Wahl der Proxydaten, da der statistische Zusammenhang zwischen Druck und den primär temperatur- und/oder niederschlagssensitiven Daten nicht notwendigerweise auch in der Vergangenheit gelten muss. Ein klares Indiz für dieses Problem zeigt sich in Abb. 1, da die Korrelation zwischen den beiden rekonstruierten Indizes in dem Zeitraum vor 1820 zusammenbricht. Darüber hinaus kann die rekonstruierte NAO nicht mit Temperatur- oder Niederschlagsrekonstruktionen verglichen werden, da sich hieraus Zirkelschlüsse ergäben. Aus diesem Grund haben CASTY et al. (2007) unabhängige Rekonstruktionen des Bodendrucks entwickelt, d.h., dass das Bodendruckfeld ausschließlich mit drucksensitiven

Proxydaten rekonstruiert wird. Dies hat aber zur Folge, dass Druckrekonstruktionen nur bis 1766 möglich sind, da drucksensitive Daten vorher nicht in ausreichender Zahl existieren. Eine weitere Unsicherheitsquelle ist die geringere Dichte von Proxydaten für weiter zurückliegende Zeiträume (Abb. 2), welche hier generell zu einer Abnahme der Varianz führt (vgl. Abb. 1a).

Es werden im Folgenden neben den rekonstruierten NAO-Indizes nach COOK et al. (2002) und LUTERBACHER et al. 2002A auch auf Modellsimulationen basierte NAO-Indizes betrachtet. Verwendet werden hierzu Simulationen von zwei komplexen gekoppelten Zirkulationsmodellen: ECHO-G (LEGUTKE und VOSS, 1999) und CCSM (KIEHL und GENT 2004). Beide Modelle enthalten Komponenten für Atmosphäre, Ozean, Land und Treibeis. Mit Hilfe der beiden Modelle wurde eine Serie von Simulationen durchgeführt, welche sich wie folgt einteilen lässt: Simulationen mit konstanten (hier 1990 Bedingungen) und mit zeitlich variablen externen Antrieben (z. B. solare Aktivität, Vulkaneruptionen, Treibhausgaskonzentrationen). Simulationen mit konstantem Antrieb dienen dabei zur Abschätzung des Anteils der internen Atmosphäre-Ozean Variabilität an der Gesamtvariabilität (siehe Kapitel 6). Weitere Details zu den verwendeten Modellsimulationen finden sich in RAIBLE et al. (2005, 2006) und GONZÁLEZ-ROUCO et al. (2006) sowie zur Unsicherheit der Antriebsdaten in RIND et al. (2004) und YOSHIMORI et al. (2005). NAO-Indizes werden für die verschiedenen Simulationen in Analogie zu den stationsbasierten NAO-Indizes auf Grundlage der Zeitreihen des auf Meeresniveau reduzierten Luftdrucks (MSLP) an jeweils zwei Modellgitterpunkten nahe Island und Lissabon/Gibraltar berechnet.

### **3. Simulierte und rekonstruierte niederfrequente Variabilität der NAO**

#### *a. Spektrale Eigenschaften der NAO*

In erster Ordnung wird die Struktur des Phänomens NAO durch die atmosphärische Dynamik festgelegt; die zeitliche Variation zeigt ein leicht rotes Spektrum mit einer charakteristischen Zeitskala von etwa 10 Tagen (FELDSTEIN 2000; Kapitel 5). WUNSCH (1999) findet auf der Basis von Wintermitteln für den Zeitraum von 1864 bis 1996 ein Maximum bei etwa 2,5 und 8 Jahren. RAIBLE et al. (2001) weisen auf die Existenz von Zeitabschnitten mit erhöhter dekadischer Variabilität hin. Um die niederfrequente Variabilität der NAO zu analysieren bieten sich spektrale Methoden an. Einen geeigneten Ansatz zur Identifikation relevanter Periodenbereiche stellt die Wavelet-Analyse dar (TORRENCE und COMPO 1998). Diese liefert eine Unterteilung des Gesamtspektrums einer Zeitreihe in die unterschiedlichen Frequenzbereiche und erlaubt zudem eine zeitliche Lokalisierung relevanter Periodenbereiche. Anwendungsbeispiele auf unterschiedliche historische Antrieb-Zeitserien (Sonne, Vulkane, GHG) und rekonstruierte atmosphärische Zirkulationsindizes finden sich in APPENZELLER et al. (1998), LUTERBACHER et al. (1999), WANNER et al. (2001) sowie in CASTY et al. (2007). Die in dem hier vorliegenden Beitrag vorgestellten NAO-Indizes sollen im Folgenden ebenfalls durch Anwendung einer Wavelet-Analyse untersucht werden. Im Vergleich der beiden auf Rekonstruktionen basierten NAO-Indizes weist der Index nach LUTERBACHER et al. (2002A) generell mehr Varianz auf als der Index nach COOK et al. (2002). Zeiträume mit signifikant erhöhtem Energieanteil (oder Varianz) finden sich bei COOK et al. (2002) in dem Periodenbereich unterhalb von etwa 10 Jahren. Eine Verschiebung zu längeren Perioden findet sich in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts (Abb. 3a, b). Generell zeigen alle Rekonstruktionen gegenüber den Beobachtungen für den Zeitraum von 1830 bis heute eine Unterschätzung der interannualen und dekadischen Variabilität (vgl. Abb 1). Auffällig ist, dass der Cook Index im Vergleich zum Luterbacher Index auch im Beobachtungszeitraum die niederfrequente Variabilität deutlich unterschätzt

(Abb. 3a, b). Der NAO-Index nach Luterbacher zeigt sowohl gegen Ende des Maunder Minimums (um 1715), als auch im 20. Jahrhundert Zeiträume mit erhöhtem Energieanteil im dekadischen bis multi-dekadischen Periodenbereich auf (Abb. 3b, WANNER et al. 2001). Beide Rekonstruktionen zeigen allerdings, dass in frühen Zeitabschnitten der Energieanteil vor allem im niederfrequenten Bereich deutlich reduziert ist, was u.a. auf die mangelnde Verfügbarkeit der Proxydaten und die damit verbundene Reduktion der Freiheitsgrade zurückzuführen ist.

Die auf Modellsimulationen basierten NAO-Indizes weisen im Vergleich zu den rekonstruktionsbasierten Indizes generell mehr Varianz im niederfrequenten Periodenbereich auf. So zeigen sowohl die historischen Simulationen mit ECHO-G (Abb. 3c, d), als auch die Kontrollsimulationen mit ECHO-G und CCSM2 (Abb. 3e, f) über den gesamten Zeitraum hinweg Episoden mit einer signifikanten Erhöhung im multidekadischen Periodenbereich auf. Eine zu den Rekonstruktionen analoge Verschiebung zu längeren Perioden im 20. Jahrhundert lässt sich in den historischen Simulationen mit ECHO-G nicht erkennen. Phasen erhöhter multidekadischer Varianz finden sich in diesen Simulationen jedoch um das Maunder Minimum und das Dalton Minimum (etwa 1790 bis 1830). Diese Zeiträume stellen Minima der solaren Aktivität dar und sind gleichzeitig durch eine erhöhte Anzahl von Vulkanausbrüchen ausgezeichnet. So weisen CASTY et al. (2007) darauf hin, dass es durch verstärkte vulkanische Aktivität während des Dalton Minimums zu einer Anregung der NAO in einem Periodenbereich von mehreren Dekaden kommen kann. Ferner gilt anzumerken, dass die 1. historische Simulation (wegen des Startzeitpunktes wird diese Simulation oftmals nach dem Wikinger „Erik der Rote“ als ERIK1 bezeichnet) eine signifikante Erhöhung im Periodenbereich oberhalb von 80 Jahren aufweist. Dies könnte einen Hinweis auf den Einfluss niederfrequenter Solarvariabilität (z. B. etwa 80-jähriger solarer Gleisberg-Zyklus) darstellen. In der 2. mit ECHO-G durchgeführten historischen Simulation (ERIK2) lässt sich ein vergleichbares Signal jedoch nicht finden. Zusammenfassend lässt sich somit feststellen, dass sich im Einklang mit der Studie von CASTY et al. (2007) eine lineare Beziehung zwischen den verschiedenen externen Einflussfaktoren (Sonne, Vulkane, Treibhausgase) und der NAO im Sinne einer Zuordnung zu festen Perioden und festen Phaseverschiebungen auf Basis der gezeigten NAO-Indizes nicht finden lässt.

*b. Ist der positive NAO-Trend während der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts außergewöhnlich?*

Neben der dekadischen Variation der NAO ist das Trendverhalten von besonderer Bedeutung. Der von den 60er Jahren bis Mitte der 90er Jahre beobachtete positive Trend der NAO (vgl. Abb. 1) regte eine Vielzahl von Studien an (siehe auch Kapitel 1). Ein Fokus ist dabei die Fragestellung, inwieweit dieser Trend mit dem anthropogen bedingten Klimawandel in Verbindung steht. So zeigen Zukunftsprojektionen unter erhöhten Treibhausgaskonzentrationen eine Verschiebung der NAO in Richtung der positiven Phase (Kapitel 9).

Um diesen positiven NAO-Trend in einen längerfristigen Zusammenhang zu setzen, werden in den verschiedenen rekonstruierten und simulierten NAO-Indizes in einem über den Gesamtzeitraum gleitenden Fenster von 50 Jahren die Trends berechnet. Dabei werden alle Zeitreihen normiert. In beiden Rekonstruktionen erreicht der Trend zur 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts eine außergewöhnliche Stärke (Abb. 4a, b). Obwohl die auf transienten Simulationen basierten NAO-Indizes gegen Ende des Untersuchungszeitraumes ebenfalls eine Tendenz in Richtung eines positiven Trends aufweisen, lässt sich eine außergewöhnliche Stärke hier nicht feststellen (Abb. 4c, d). Dahingegen lässt sich insbesondere in ERIK1 während der solaren Minima (Maunder Minimum, Dalton Minimum) ein Vorzeichenwechsel von einem außergewöhnlich stark negativem zu einem außergewöhnlich stark positiven Trend

hin feststellen. Auf ein ähnliches Phänomen weisen ZORITA et al. (2004) in einer weiteren 500 Jahre langen Simulation mit ECHO-G hin (Simulation wird wegen des Startzeitpunktes oftmals als COLUMBUS-Lauf bezeichnet). Weniger stark ausgeprägt ist dieser Effekt allerdings in ERIK2. Während ERIK1 über den Gesamtzeitraum hinweg in einem etwa 80- bis 100-jährigen Zyklus einen Wechsel zwischen stark negativen und positiven Trends aufzeigt, gleicht ERIK2 von der Charakteristik hier eher den Kontrollsimulationen, wobei eine zeitliche Zuordnung zu externen Antrieben (diese werden zeitlich konstant gehalten) bei diesen nicht möglich ist. RAIBLE et al. (2005) weisen darauf hin, dass sich die Stärke der simulierten (sowohl transiente als auch Kontrollsimulationen) 50-Jahres Trends der normierten NAO-Zeitreihen in ihrer Häufigkeitsverteilung nicht von den beobachteten oder rekonstruierten Trends unterscheidet. Auf dieser Grundlage lässt sich somit schlussfolgern, dass der beobachtete positive NAO-Trend während der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts statistisch nicht unterscheidbar vom Trendverhalten interner Atmosphären-Ozean Variabilität ist (WUNSCH 1999, SCHNEIDER et al. 2003, RAIBLE et al. 2005). Betrachtet man allerdings die absoluten Trends (unnormiert), so zeigt sich, dass die Kontrollsimulationen einen um etwa 10% kleineren maximalen Trend aufweisen als in den letzten 50 Jahren beobachtet (RAIBLE et al. 2005). Dies lässt etwas Raum für den Einfluss von anthropogenen Treibhausgasen sowie für Prozesse, die in den relativ grob aufgelösten Simulationen unterrepräsentiert sind.

### *c. Veränderung der NAO im Maunder Minimum*

Eine Ausnahme vom zufälligen Verhalten der NAO scheint das Maunder Minimum darzustellen. Betrachtet man die Rekonstruktion nach LUTERBACHER et al. (2002B), so zeigt sich, dass die mittlere Druckänderung des späten Maunder Minimums (1675-1715) im Vergleich zu heute eine signifikante Verschiebung hin zu einer negativen Phase der NAO widerspiegelt (Abb. 5a). Dieses Verhalten wird auch in den zwei transienten Simulationen gefunden (Abb. 5b, c) und legt einen möglichen Zusammenhang mit den natürlichen Antrieben (solar und vulkanisch) nahe. Da der vulkanische Antrieb oftmals mit einer positiven NAO-Phase, ein bis zwei Jahre nach der Eruption in Verbindung gebracht wird (FISCHER et al. 2007; Kap. 7), liegt die Vermutung nahe, dass der solare Antrieb für die Ausprägung eines negativen NAO-Musters verantwortlich sein könnte. SHINDELL et al. (2003) zeigen auf Grundlage eines Zirkulationsmodells mit einer verbesserten Darstellung stratosphärischer Prozesse, jedoch ohne Berücksichtigung des tiefen Ozeans, dass es während des Maunder Minimums gegenüber einem vorindustriellen Referenzzeitraum aufgrund der verminderten solaren Aktivität und trotz vulkanischer Aktivität im langjährigen Mittel zu einer Verschiebung der NAO in die negative Phase kommt. LANGEMATZ et al. (2005) finden in Zeitscheibenexperimenten mit vorgeschriebenen Meeresoberflächentemperaturen und unter Berücksichtigung verschiedener externer Einflussfaktoren (spektrale Darstellung der solaren Einstrahlung, stratosphärisches Ozon, Treibhausgaskonzentrationen) während des Maunder Minimums eine gegenüber dem heutigen Klima negativere NAO. Auch in RAIBLE et al. (2007) wird eine negative Phase der NAO in Ensemble Simulationen des Maunder Minimums im Vergleich zur Kontrollsimulation des heutigen Klimas festgestellt, wobei ein gekoppeltes Atmosphären-Ozean Zirkulationsmodell zum Einsatz kommt. Als mögliche Ursache für diese Verschiebung der NAO werden in diesen Studien neben den Variationen in der solaren Einstrahlung vor allem die veränderten Treibhausgaskonzentrationen genannt. LANGEMATZ et al. (2005) heben zudem hervor, dass dynamische Wechselwirkungsmechanismen zwischen der Troposphäre und der Stratosphäre eine besondere Rolle zur Ausprägung des NAO-Signals spielen.

## 4. Diskussion

Die hier gezeigten Ergebnisse machen deutlich, dass weitere Studien notwendig sind, um ein besseres Verständnis der Variabilität der NAO der vergangenen 500 Jahre zu erlangen. Neben Verbesserungen der Rekonstruktionen (Einbeziehung weiterer Proxydaten, verbesserte statistische Verfahren, Abschätzung von Unsicherheiten) haben an dieser Stelle auch Simulationen mit verbesserten Modellen eine Bedeutung. Als Beispiele seien hier gekoppelte Ozean-Atmosphäre Modelle mit Berücksichtigung stratosphärischer Prozesse genannt. Neben der dynamischen Troposphären-Stratosphären Wechselwirkung könnte eine verbesserte Darstellung der stratosphärischen Ozonschicht zu einer verbesserten Darstellung der simulierten Variabilität der NAO auf langen Zeitskalen führen. Wenig bekannt ist zudem das Verhalten des Ozeans in den letzten 500 bis 1000 Jahren. Auch hier gilt es durch Erschließung neuer Proxy-Archive in Verbindung mit der gezielten Analyse von Modellsimulationen (vgl. auch Kap. 6) relevante Prozesse zu identifizieren und deren Bedeutung für die Variationen der NAO zu verstehen.

## Danksagung

C. Raible wurde durch den Schweizerischen Nationalfond im Rahmen vom National Centre of Competence in Research on Climate (NCCR Climate) gefördert. T. Spanghel wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) im Rahmen des Schwerpunktprogramms CAWSES unter dem Förderkennzeichen 1025/5-2 (CAWSES/ProSECCO) gefördert. Teile der Simulationen wurden am Swiss National Supercomputing Centre (CSCS) sowie am Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) durchgeführt. Dank gilt E. Zorita für die Bereitstellung der mit ECHO-G durchgeführten Simulationen. Dank gilt außerdem einem anonymen Gutachter und Juerg Luterbacher für wertvolle Kommentare zur Verbesserung des Manuskripts.

## Referenzen

- AUER, I., und 31 Koautoren, 2007: HISTALP – historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *Int. J. Climatol.* **27**, 17-46.
- APPENZELLER, C., T. F. STOCKER, M. ANKLIN, 1998: North Atlantic Oscillation Recorded in Greenland Ice Cores. *Science* **282**, 446-449, DOI: 10.1126/science.282.5388.446.
- BJERKNES, J., 1964: Atlantic air-sea interaction, *Adv. Geophys.* **10**, 1-82.
- BÖHM R., I. AUER, M. BRUNETTI, M. MAUGERI, T. NANNI, W. SCHÖNER, 2001: Regional temperature variability in the European Alps: 1760–1998 from homogenized instrumental series. *Int. J. Climatol.* **21**, 1779-1801.
- BRAZDIL, R., C. PFISTER, H. WANNER, H. VON STORCH, J. LUTERBACHER, 2005: Historical Climatology In Europe – The State Of The Art. *Clim. Change* **70**, 363-430, DOI: 10.1007/s10584-005-5924-1.
- BÜNTGEN, U., J. ESPER, D. C. FRANK, K. NICOLUSSI, M. SCHMIDHALTER, 2005: A 1052-year tree-ring proxy for Alpine summer temperatures. *Clim. Dyn.* **25**, 141-153.
- CASTY, C., D. HANDORF, M. SEMPFF, 2005: Combined winter climate regimes over the North Atlantic/European sector 1766-2000. *Geophys. Res. Lett.* **32**, L13801, DOI:10.1029/2005GL022431.
- CASTY, C., C. C. RAIBLE, T. F. STOCKER, H. WANNER, J. LUTERBACHER, 2007: A European pattern climatology 1766-2000, *Clim. Dyn.* **29**, 791-805, DOI: 10.1007/s00382-007-0257-6

- CUBASCH, U., G. BÜRGER, I. FAST, T. SPANGEHL, S. WAGNER, 2005: The direct solar influence on climate: modeling the lower atmosphere. *Mem. Soc. Astron. It.* **76**, 810–818.
- COOK, E. R., R. D. D'ARRIGO, 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.
- CULLEN, H.M., R. D'ARRIGO, E. R. COOK, M. E. MANN, 2000: Multiproxy reconstructions of the North Atlantic Oscillation, *Paleoceanography* **16**, 27–39.
- FELDSTEIN, S. B., 2000: The timescale, power spectra, and climate noise properties of teleconnection patterns. *J. Climate* **13**, 4430–4440.
- FISCHER, E. M., J. LUTERBACHER, E. ZORITA, S. F. B. TETT, C. CASTY, H. WANNER, 2007: European climate response to tropical volcanic eruptions over the last half millennium, *Geophys. Res. Lett.* **34**, L05707, doi:10.1029/2006GL027992.
- GLUECK, M. F., C. W. STOCKTON, 2001: Reconstruction of the North Atlantic Oscillation. *Int. J. Climatol.* **21**, 1453–1465.
- GONZÁLEZ-ROUCO, J. F., H. BELTRAMI, E. ZORITA, H. VON STORCH, 2006: Simulation and inversion of borehole temperature profiles in surrogate climates: Spatial distribution and surface coupling. *Geophys. Res. Lett.* **33**, L01703, DOI: 10.1029/2005GL024693.
- HURRELL, J. W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *Science* **269**, 676–679.
- HOERLING M. P., J. W. HURRELL, T. XU, 2001: Tropical origins for recent North Atlantic climate change. *Science* **292**, 90–92.
- HOERLING M. P., J. W. HURRELL, T. XU, G. T. BATES, A. S. PHILLIPS, 2004: Twentieth century North Atlantic climate change. Part II: Understanding the effect of Indian Ocean warming. *Clim. Dyn.* **23**, 391–405.
- IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [SOLOMON, S., D. QIN, M. MANNING, Z. CHEN, M. MARQUIS, K. B. AVERYT, M. TIGNOR, H. L. MILLER (Hrsg.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- JAMES, I. N., P. M. JAMES, 1989: Ultra-low-frequency variability in a simple atmospheric circulation model, *Nature* **342**, 53–55.
- JONES, P. D., M. E. MANN, 2004: Climate over past millennia. *Rev. Geophys.* **42**, RG2002, doi: 10.1029/2003RG000143.
- JONES, P. D., T. JÓNSSON, D. WHEELER, 1997: Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.* **17**, 1433–1450.
- KIEHL, J. T., P. R. GENT, 2004: The Community Climate System Model, version 2. *J. Climate* **17**, 3666–3682.
- LEAN, J. L., Y.-M. WANK, N. R. SHEELEY Jr., 2002: The effect of increasing solar activity on the Sun's total and open magnetic flux during multiple cycles: Implications for solar forcing of climate. *Geophys. Res. Lett.* **29**, L2224, doi: 10.1029/2002GL015880.
- LEGUTKE, S., R. VOSS, 1999: The Hamburg atmosphere-ocean coupled circulation model ECHO-G. Technical report No. 18, German Climate Computer Centre (DKRZ), Hamburg, Germany, 62 pp.
- LANGEMATZ, U., A. CLAUSSNITZER, K. MATTHES, M. KUNZE, 2005: The Climate During the Maunder Minimum: A simulation with the Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB-CMAM), *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* **67**, 55–69.
- LUTERBACHER, J., C. SCHMUTZ, D. GYALISTRAS, E. XOPLAKI, H. WANNER, 1999: Reconstruction of monthly NAO and EU indices back to AD 1675. *Geophys. Res. Lett.* **26**: 2745–2748.



LUTERBACHER, J., R. RICKLI, E. XOPLAKI, C. TINGUELY, C. BECK, C. PFISTER, H. WANNER, 2001: The Late Maunder Minimum (1675-1715) - A Key Period for Studying Decadal Scale Climatic Change in Europe. *Clim. Change* **49**, 441-462.

LUTERBACHER, J., E. XOPLAKI, D. DIETRICH, P. D. JONES, T. D. DAVIES, D. PORTIS, J. F. GONZÁLEZ-ROUCO, H. VON STORCH, D. GYALISTRAS, C. CASTY, H. WANNER, 2002A: Extending NAO reconstructions back to 1500. *Atmos. Sci. Lett.* **2**, 114-124.

LUTERBACHER, J., E. XOPLAKI, D. DIETRICH, R. RICKLI, J. JACOBET, C. BECK, D. GYALISTRAS, C. SCHMUTZ, H. WANNER, 2002B: Reconstruction of Sea-Level Pressure Fields over the Eastern North Atlantic and Europe Back to 1500. *Clim. Dyn.* **18**, 545-561.

MARSHALL, J., Y. KUSHNIR, D. BATTISTI, P. CHANG, A. CZAJA, R. DICKSON, J. HURRELL, M. McCARTNEY, R. SARAVANAN, M. VISBECK, 2001: North Atlantic climate variability: Phenomena, impacts and mechanisms. *Int. J. Climatol.* **21**, 1863–1898.

MIN, S.-K., S. LEGUTKE, A. HENSE, W.-T. KWON, 2005: Internal variability in a 1000-yr control simulation with the coupled climate model ECHO-G – II. El Nino Southern Oscillation and North Atlantic Oscillation. *Tellus* **57**, 622-640.

PFISTER, C., 1999: *Wetternachhersage*. Haupt, Bern Stuttgart Wien.

RAIBLE, C. C., U. LUKSCH, K. FRAEDRICH, R. VOSS, 2001: North Atlantic decadal regimes in a coupled GCM simulation. *Clim. Dyn.* **18**, 321-330.

RAIBLE, C. C., T. F. STOCKER, M. YOSHIMORI, M. RENOLD, U. BEYERLE, C. CASTY, J. LUTERBACHER, 2005: Northern Hemispheric trends of pressure indices and atmospheric circulation patterns in observations, reconstructions, and coupled GCM simulations. *J. Climate* **18**, 3968–3982.

RAIBLE, C. C., C. CASTY, J. ESPER, J. LUTERBACHER, A. PAULING, A. C. RÖSCH, C. SCHÄR, P. TSCHUCK, P.-L. VIDALE, M. WILD, H. WANNER, 2006: Climate variability—observations, reconstructions, and model simulations for the Atlantic-European and Alpine region from 1500–2100. *Clim. Change* **79**, 9-29. DOI:10.1007/s10584-006-9061-2

RAIBLE, C. C., M. YOSHIMORI, T. F. STOCKER, C. CASTY, 2007: Extreme midlatitude cyclones and their implications to precipitation and wind speed extremes in simulations of the Maunder Minimum versus present day conditions, *Clim. Dyn.* **28**, 409– 423.

RIND, D., D. SHINDELL, J. PERLWITZ, J. LERNER, P. LONERGAN, J. LEAN, C. McLINDEN, 2004: The relative importance of solar and anthropogenic forcing of climate change between the Maunder Minimum and the present. *J. Climate* **17**, 906-929.

RODRIGO, F. S., D. POZO-VÁZQUEZ, M. J. ESTEBAN-PARRA, Y. CASTRO-DÍEZ, 2001: A reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation Index back to A.D. 1501 using documentary data in Southern Spain. *J. Geophys. Res.* **106**, 14805–14818.

SCHNEIDER E. K., L. BENGTSSON, Z.-Z. HU, 2003: Forcing of Northern Hemisphere climate trends. *J. Atmos. Sci.* **60**, 1504-1521.

SHINDELL, D. T., G. A. SCHMIDT, M. E. MANN, D. RIND, A. WAPLE., 2001: Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science* **294**, 2149–2152.

SHINDELL, D. T., G. A. SCHMIDT, R. L. MILLTER, M. E. MANN, 2003: Volcanic and solar forcing of climate change during the preindustrial era. *J. Climate* **16**, 4094-4107.

STENDEL, M., I. A. MOGENSEN, J. H. CHRISTENSEN, 2006: Influence of various forcings on global climate in historical times using a coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Clim. Dyn.* **26**, 1-15, DOI: 10.1007/s00382-005-0041-04.

TETT, S. F. B., R. BETTS, T. J. CROWLEY, J. GREGORY, T. C. JOHNS, A. JONES, T. J. OSBORN, E. ÖSTRÖM, D. L. ROBERTS, M. J. WOODAGE, 2007: The impact of natural and anthropogenic forcings on climate and hydrology since 1550. *Clim. Dyn.* **28**, 283-234, DOI: 10.1007/s00382-006-0165-1.

TORRENCE, C., G. G. COMPO, 1998: A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **79**, 61–78.

VINTHER, B.M., S. J. JOHNSEN, K. K. ANDERSEN, H. B. CLAUSEN, A. W. HANSEN, 2003: NAO signal recorded in the stable isotopes of Greenland ice cores, *Geophys. Res. Lett.* **30**, 1387, DOI:10.1029/2002GL016193.

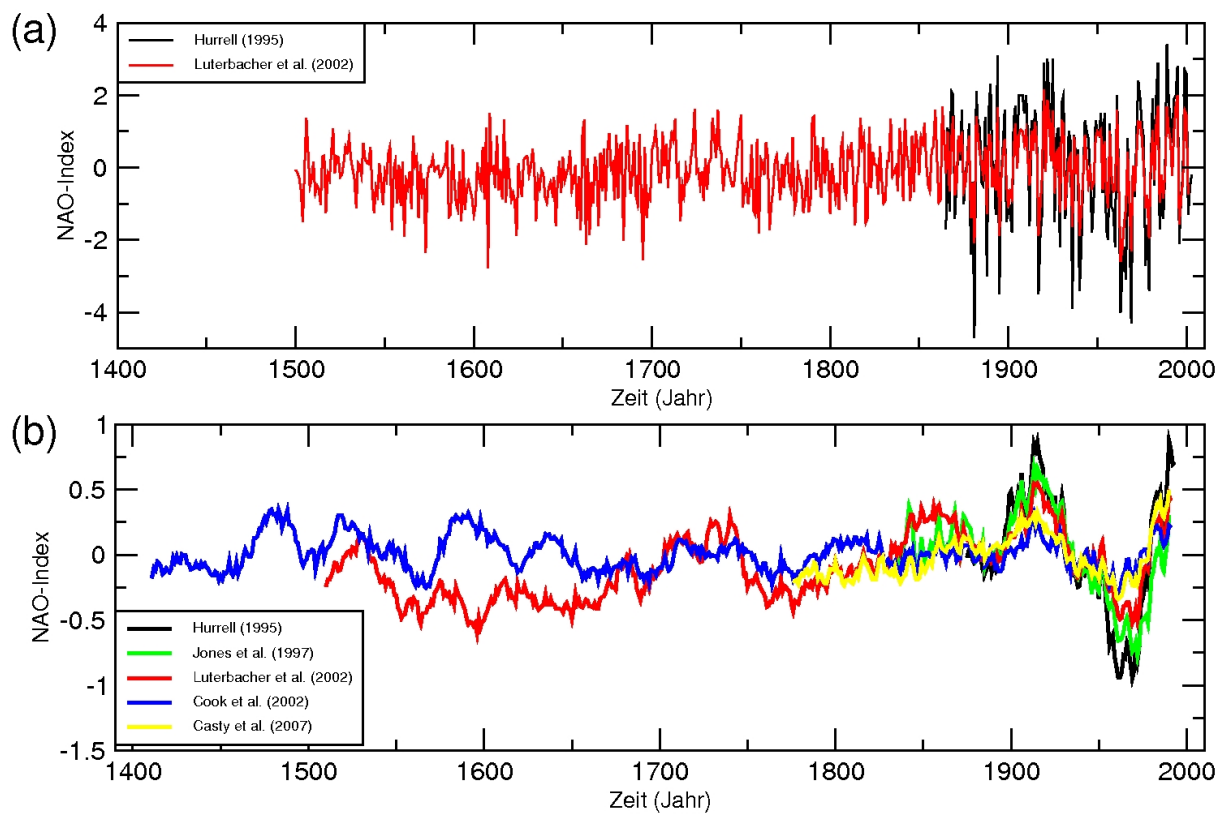
WANNER, H., S. BRÖNNIMANN, C. CASTY, D. GYALISTRAS, J. LUTERBACHER, C. SCHMUTZ, D. STEPHENSON, E. XOPLAKI, 2001: North Atlantic Oscillation - concept and studies. *Surv. Geophys.* **22**, 321-381.

WHITE, J. W. C., D. GORODETZKY, E. R. COOK, L. K. BARLOW, 1996: Frequency analysis of an annually resolved, 700 year paleoclimate record from the GISP2 ice core, In: R.S. Bradley et al. (eds), *Climate Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years*, Springer-Verlag, New York. Seiten 193–213.

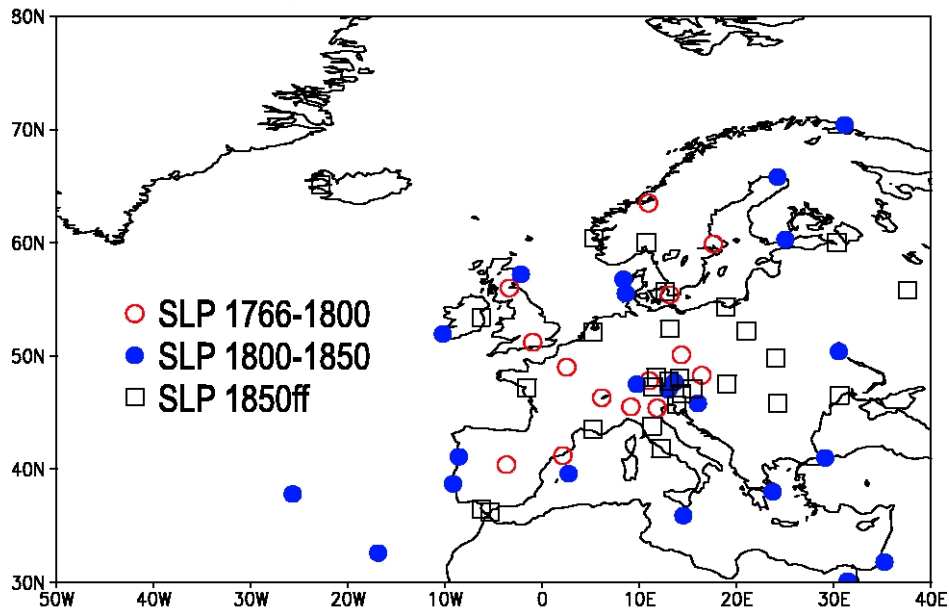
WUNSCH, C., 1999: The interpretation of short climate records, with comments on the North Atlantic and Southern Oscillations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **80**, 245–255.

YOSHIMORI, M., T. F. SOCKER, C. C. RAIBLE, M. RENOLD, 2005: Externally-forced and internal variability in ensemble climate simulations of the Maunder Minimum, *J. Climate* **18**, 4253-4270.

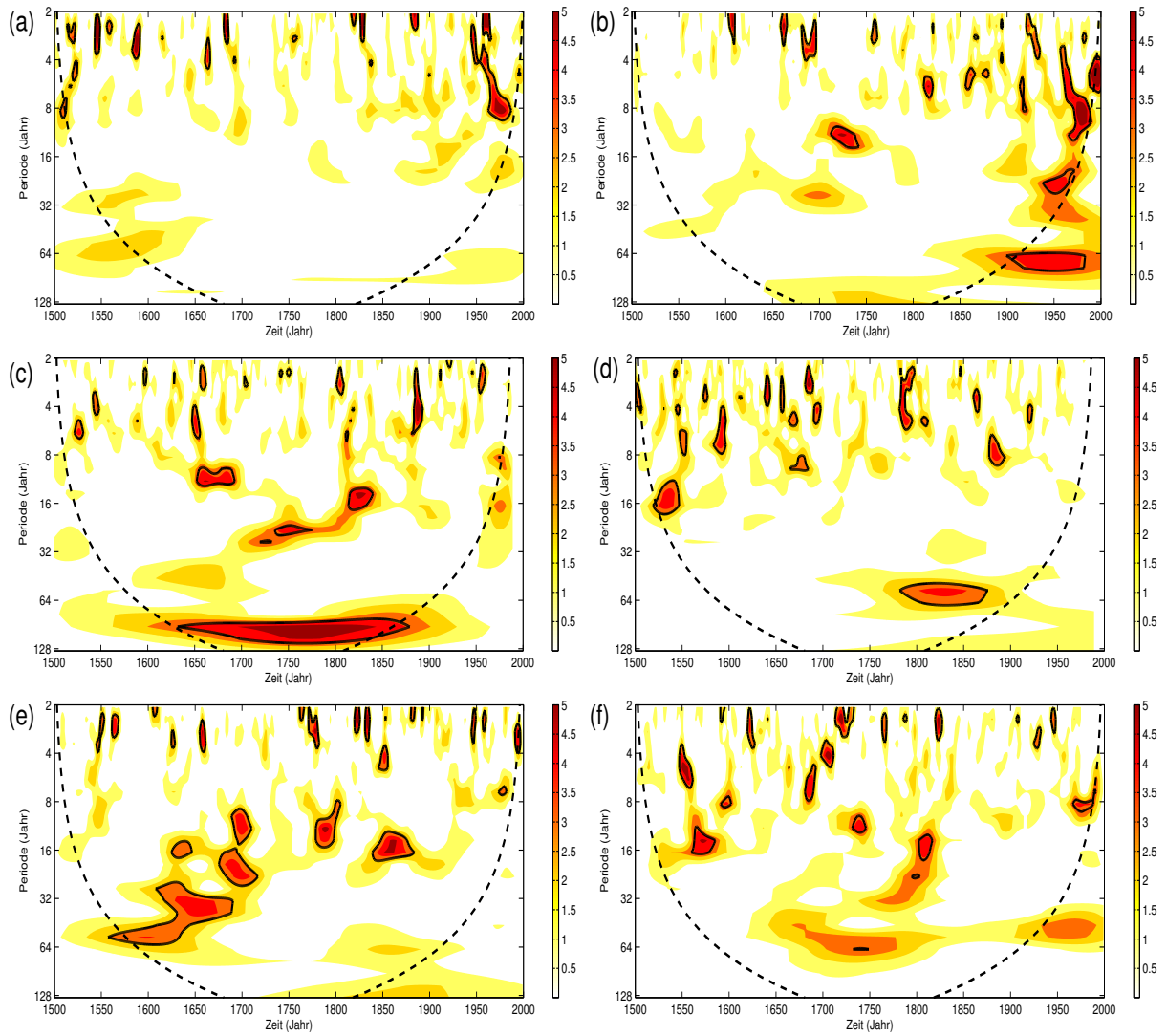
ZORITA, E., H. VON STORCH, J. F. GONZÁLEZ-ROUCO, U. CUBASCH, J. LUTERBACHER, S. LEGUTKE, I. FISCHER-BRUNS, U. SCHLESE, 2004: Climate evolution in the last five centuries simulated by an atmosphere-ocean model: global temperatures, the North Atlantic Oscillation and the Late Maunder Minimum. *Meteorologische Zeitschrift, Meteor. Z.* **13**, 271-289.



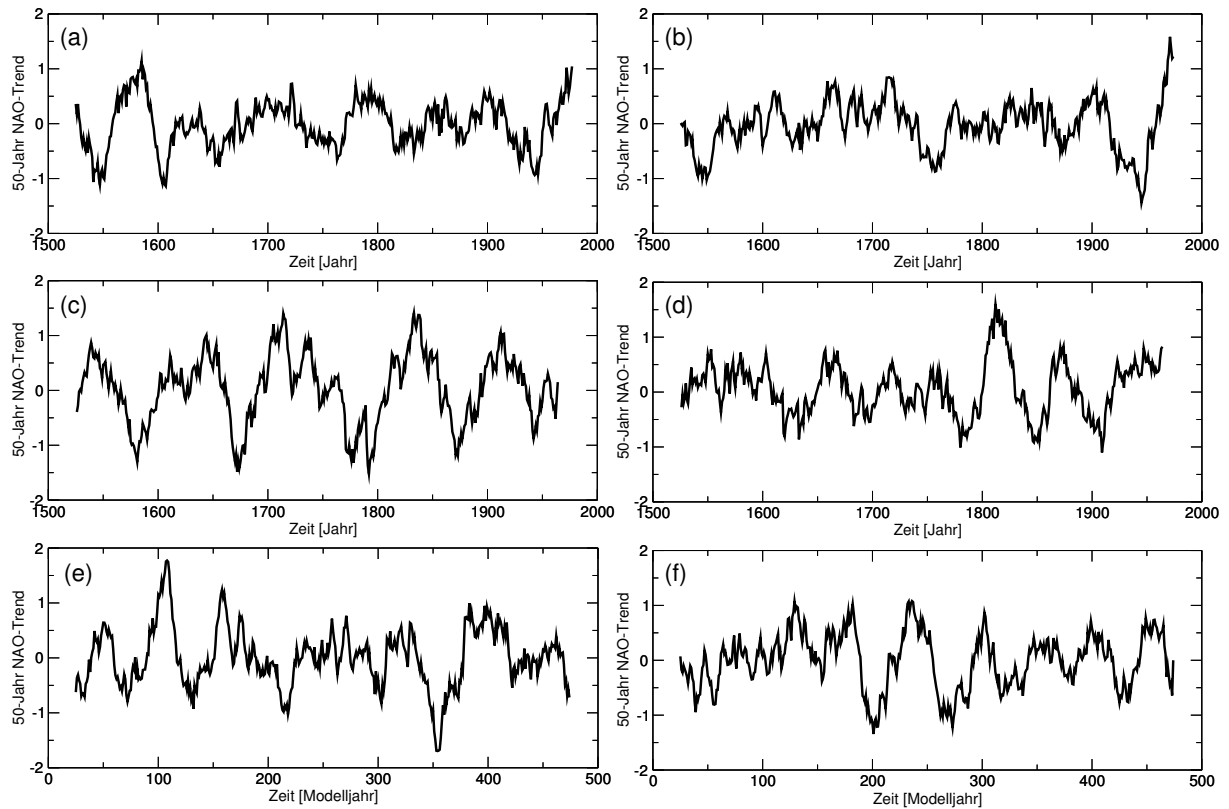
**Abb. 1:** Verschiedene beobachtete und rekonstruierte NAO Indizes für Winter: (a) jährliche Zeitreihen und (b) gefilterte Zeitreihen (mit einem Fenstermittel von 21 Jahren). In schwarz der beobachtete NAO-Index nach HURRELL (1995) für DJF, grün der beobachtete Index nach JONES et al (1997) für DJF, rot der Index nach LUTERBACHER et al. (2002A) für DJF, blau der rekonstruierte Index nach COOK et al. (2002) für DJFM und gelb ein rekonstruierter Index für DJF, der auf den Daten von CASTY et al. (2007) und der Definition von HURRELL (1995) basiert. Die Zeitreihen wurden auf das Mittel über die Periode 1900-1974 angeglichen.



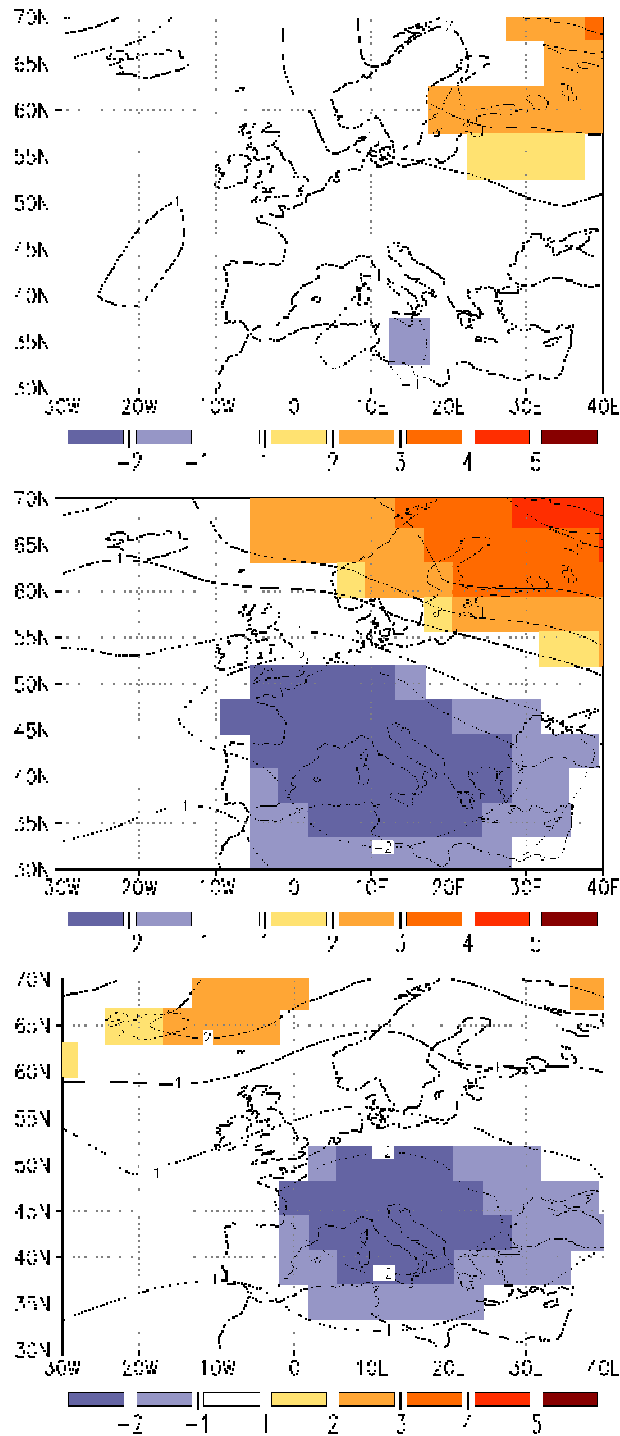
**Abb. 2:** Verteilung der frühen Druckmessungen, die bei der unabhängigen Rekonstruktion der geopotentiellen Höhe in 500 hPa ( $Z_{500}$ ) von CASTY et al. (2005, 2007) verwendet wurde. Die Grafik ist der Veröffentlichung von CASTY et al. (2005) entnommen.



**Abb. 3:** Wavelet-Analyse der NAO-Indizes im Winter (DJF) nach TORRENCE und COMPO (1998): (a) Cook Index, (b) Luterbacher Index, (c) Erik I, (d) Erik II, (e) ECHO-G 1990 Kontroll und (f) CCSM2 1990 Kontroll. Als Wavelet-Funktion wird jeweils das Morletwavelet gewählt. Die getrichelte Linie zeigt den Einfluss des Randes an (unterschätzt die Varianz). Die Dicke durchgezogene Linie bezeichnet das 5% Signifikanzniveau gegenüber stationärem, leicht rotem Rauschen (zugrunde gelegt wird die Autokorrelation der jeweiligen Zeitreihe). Der Cook Index repräsentiert den Winter DJFM.



**Abb. 4:** Lineare fünfzigjährige Trends der NAO-Indizes im Winter (DJF): (a) Cook Index, (b) Luterbacher Index, (c) Erik I, (d) Erik II, (e) ECHO-G 1990 Kontroll- und (f) CCSM2 1990 Kontrollsimulation. Die Berechnung der Trends basiert auf einem über den Gesamtzeitraum gleitendes Zeitfenster von 50 Jahren. Alle Zeitreihen wurden vor der Trendbestimmung normiert. Der Cook Index repräsentiert den Winter DJFM.



**Abb. 5:** Differenz zwischen dem gemittelten winterlichen (DJF) MSLP [hPa] für das späte Maunder Minimum (1675-1715) und heutigen Zeitraum (1960-1990) in **a)** Rekonstruktion nach dem Ansatz von Luterbacher et al. (2002B), **b)** ERIK1 Simulation mit ECHO-G und **c)** ERIK2 Simulation mit ECHO-G. Farbig dargestellte Bereiche sind statistisch signifikant oberhalb des 95. Perzentils nach einem Student t-Test Verfahren.