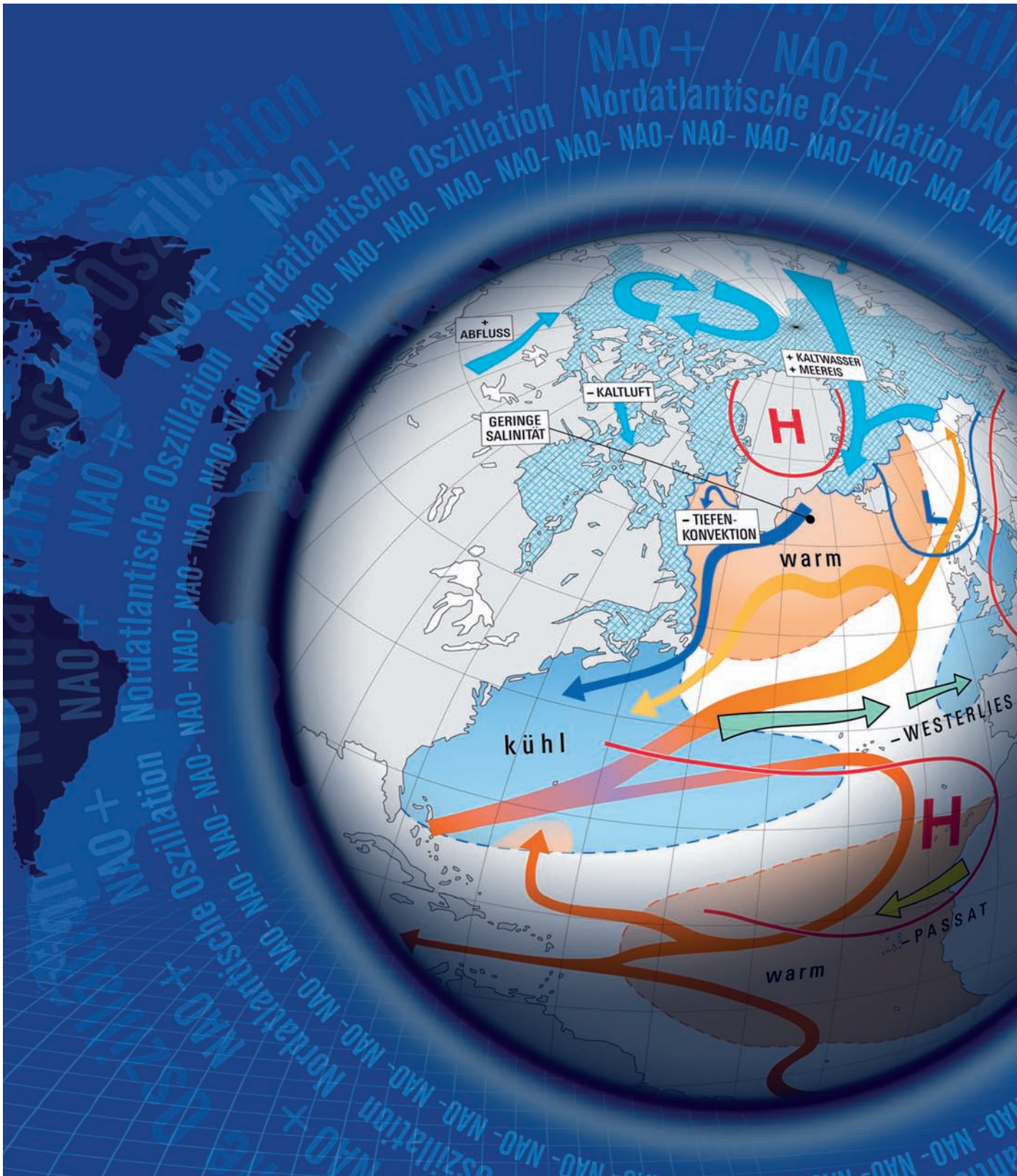
promet
Jahrgang 34 Heft 3/4
2008
meteorologische fortbildung
Deutscher Wetterdienst

Die Nordatlantische Oszillation (NAO)



promet

Herausgeber
Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter
Dr. Jörg Rapp (Offenbach a. M.)

Redaktionsausschuss
Dipl.-Met. W. Kusch (Offenbach a. M.)

Prof. Dr. G. Adrian (Offenbach a. M.)
Dr. F.-H. Berger (Lindenberg)
Prof. Dr. B. Brümmer (Hamburg)
Prof. Dr. J. Egger (München)
Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)
Prof. Dr. G. Groß (Hannover)
Dr. J. Neisser (Berlin)
Prof. Dr. C.-D. Schönwiese (Frankfurt a.M.)
Prof. Dr. P. Speth (Köln)
Prof. Dr. G. Tetzlaff (Leipzig)

Bildnachweis Titelbild, S.173-174:
Geogr. Institut Univ. Bern; Fotolia.

pro*met* erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes – Frankfurter Str. 135, 63067 Offenbach am Main. Bezugspreis pro J ahrgang (4 Hefte) im Abonnement 22,50 €, Einzelheft 6,50 €, Doppelheft 13,– €, Dreifachheft 19,50 € zuzüglich MwSt. und Versandkosten.

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Auflage: 3100

Titelbild, Satz und Druckvorstufe:
Peter Meyring
Deutscher Wetterdienst,
Offenbach a. M.

Druck:
schedel druck u. media GmbH Co. KG
Am Angertor 11
97618 Wülfershausen

Bezug:
Deutscher Wetterdienst
Deutsche Meteorologische Bibliothek
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach a. M.

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

34. Jahrgang, Heft 3/4, 2008

Thema des Heftes:
Die Nordatlantische Oszillation (NAO)

Fachliche Redaktion: U. Ulbrich, Berlin
Fachliche Durchsicht: P. Speth, Köln

Kapitel		Seite
	Zu diesem Heft	77-78
1	J. LUTERBACHER, H. WANNER, S. BRÖNNIMANN Historische Entwicklung der NAO-Forschung	79-88
2	A. HENSE, R. GLOWIENKA-HENSE Auswirkungen der Nordatlantischen Oszillation	89-94
3	G. C. LECKEBUSCH, A. KAPLA, H. MÄCHEL, J. G. PINTO, M. REYERS Indizes der Nordatlantischen und Arktischen Oszillation	95-100
4	T. SPANGEHL, C.C. RAIBLE Variationen der NAO auf Basis von langen Zeitreihen, Datenrekonstruktionen und Simulationen der letzten 500 Jahre	101-107
5	C. FRANZKE, R. BLENDER, K. FRAEDRICH, F. LUNKEIT Dynamische Antriebsmechanismen der NAO	108-112
6	T. JUNG, F. KUCHARSKI, M. VISBECK, G. KRAHMANN Wechselwirkung der NAO mit dem Ozean und Meereis	113-121
7	U. LANGEMATZ, S. BRÖNNIMANN, H.-F. GRAF, A. KAPALA Stratosphäre, Vulkanismus und die NAO/AO	122-129
8	W. A. MÜLLER, C. APPENZELLER, M. LATIF NAO und Vorhersagbarkeit	130-137
9	U. ULBRICH, G. C. LECKEBUSCH, H. PAETH, J. G. PINTO Veränderungen der NAO im anthropogen beeinflussten Klima	138-142
	Gemeinsames Literaturverzeichnis	143-152
	Blick nach draußen Der staatliche Wetterdienst in Dänemark	153-159
	T. RUPPERT Industrieschnee im Ruhrgebiet	160-163
	Buchbesprechungen	164-165
	Habilitationen, Promotionen und Diplomhaupt- sowie Master- und Bachelorprüfungen	166-170
	Anschriften der Autoren dieses Heftes	171-172

pro*met*, Jahrg. **34**, Nr. 3/4, 77-78 (Dezember 2008)
© Deutscher Wetterdienst 2008

Thema des Heftes: Die Nordatlantische Oszillation (NAO)

Zu diesem Heft

Die Nordatlantische Oszillation (NAO) wird in vielen Wissenschaftsbereichen weit über die meteorologische Forschung hinaus betrachtet, um den veränderlichen großskaligen atmosphärischen Einfluss auf das europäische Klima zu quantifizieren. Dieses breite Interesse steht im Gegensatz zu einer oft nur sehr oberflächlichen Kenntnis des meteorologischen Forschungsstandes zu diesem Phänomen. Anliegen des vorliegenden Heftes ist es, diesen Forschungsstand in einer kompakten, zusammenfassenden Weise zu vermitteln. Potenzielle Adressaten sind neben Meteorologen also auch Forscher aus anderen Wissenschaftsbereichen, die sich einen Überblick über den aktuellen Forschungsstand zur NAO verschaffen wollen. Ein explizites Ziel bei der Erstellung des Heftes war, auch die Erkenntnisse einzubeziehen, die sich während der letzten 5 Jahre entwickelt haben, und somit noch nicht im Buch „The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact" der American Geophysical Union aus dem Jahr 2003 zu finden sind.

Die Autoren der einzelnen Kapitel haben selbst in den zu Kapiteln zusammengefassten Themenbereichen geforscht. Dies war sicherlich ein Grund für die erhebliche Menge an Literaturzitaten, die nicht auf wenige Einstiegs-Zitate zu kürzen waren und somit zu einer für ein PROMET-Heft unkonventionellen Vorgehensweise, nämlich einem gemeinsamen Verzeichnis für alle Kapitel, geführt haben. Trotz der Vermeidung von Doppelungen ist die Literaturliste recht umfangreich ausgefallen, wobei ich hoffe, dass die Lesersch aft den erleichterten Zugang zu den einzelnen Originalartikeln begrüßt. Die Begutachtung der einzelnen Beiträge erfolgte durch jeweils zwei Autoren der anderen Kapitel, schon weil nur wenige nicht am Heft beteiligte Forscherinnen und Forscher aus dem deutschsprachigen Raum für den Themenbereich zur Verfügung standen. Dabei blieb, soweit nicht im Einzelfall anders gewünscht (oder den fachlichen Redakteur selbst betreffend), der Begutachtungsprozess anonym.

Zum Inhalt des Heftes: Der Überblick über die Entwicklung der NAO-Forschung im ersten Beitrag zeigt nicht nur, wie lange die Existenz der NAO als Phänomen schon bekannt war, sondern auch, dass die Erforschung der NAO in Wellen ablief. Es wird dargestellt, welche Faktoren zu solchen Forschungs-Wellen geführt haben, und wie eine gegenseitige Beeinflussung einzelner Forschungsarbeiten die wissenschaftliche Erkenntnis weitergetrieben hat.

Der zweite Abschnitt befasst sich mit den Auswirkungen der NAO. Es ist zu dieser Thematik besonders herauszustellen, dass neben den direkten und unmittelbar nachvollziehbaren Wirkungen auch solche auftreten, die durch eine Wechselwirkungsprozesse zeitlich um eine ganze Jahreszeit verspätet auftreten. Ein anderes Beispiel sind Wirkungen auf Phänomene wie die Ankunftszeit von Zugvögeln, die nicht so sehr auf die lokalen meteorologischen Auswirkungen der NAO zurückgehen, sondern im Wesentlichen die NAO-Wirkung in entfernten Regionen reflektieren.

Eine Quantifizierung der Rolle, die die NAO an einem Ort und für eine betrachtete Größe spielt, kann stark davon abhängen, welchen der in der Literatur verwendeten Indizes der NAO man einsetzt. Die Unterschiede im berechneten Einfluss der NAO, die sich allein schon auf Basis der in der Literatur verwendeten Indizes für die Bodendruck-Variationen ergeben, werden im Beitrag 3 deutlich. Dabei hängt die Auswahl eines geeigneten NAO-Index von den Anforderungen an die Länge der verfügbaren Zeitreihe oder an die Berücksichtigung der veränderlichen räumlichen Struktur ab. Die in diesem Abschnitt dargestellten Index-Zeitreihen sind um Daten der letzten Jahre ergänzt und reichen bis zum Jahr 2006.

Beitrag 4 stellt die längerfristige Variabilität der NAO, fokussiert auf den Zeitraum der letzten 500 Jahre, in den Mittelpunkt. Auf Grundlage von Proxydaten werden dabei Indexzeitreihen rekonstruiert, die sich aber aus verschiedenen Gründen von einander unterscheiden können. Zur Betrachtung der NAO-Variabilität auf dieser Zeitskala gehören auch Betrachtungen von Modellexperimenten, welche verschiedene, als relevant erkannten Faktoren der Klimavariabilität als Antrieb beinhalten. Schließlich werden in diesem Abschnitt die unterschiedlichen Frequenzinhalte auf Grundlage der einzelnen Ansätze und spezifische Fragen einzelner Zeitperioden (Maunder-Minimum, letzte 50 Jahre) diskutiert.

Zur Frage, wie die NAO-Variabilität „funktioniert", gibt Beitrag 5 Auskünfte. Die Dynamischen Antriebsmechanismen der NAO betreffen zunächst die Zyklen von Wachstum, Erhaltung und Abklingen auf der Zeitskala von etwa 10 Tagen. Die Phasen, die zum Teil vom Pazifik her beeinflusst werden, gehen mit Variationen der spezifischen Antriebsmechanismen einher, die wiederum insbesondere von der stratosphärischen Zirkulation beeinflusst werden können. Das Kapitel geht auch auf Modellergebnisse ein welche zeigen, dass ein Teil des „Langzeitgedächtnisses" in der NAO mit der atmosphärischen Dynamik und der spezifischen Lage der Kontinente zu tun hat.

Längerfristige Variabilitätsanteile werden auch im Beitrag 6 behandelt. Die Wechselwirkungen der NAO mit dem Ozean und dem Meereis stellen sich – hinsichtlich der Rückwirkungen auf die NAO selbst - dabei im Wesentlichen schwächer dar als zunächst nach Modellstudien erwartet. Die Wirkung von Anomalien der Meeresoberflächen-Temperatur und der Meereisausdehnung auf die NAO sind zwar erheblich, wenn man entsprechende Anomalien auf einer langen Zeitskala vorgibt, erklären im Rahmen einer vollständigen Wechselwirkung aber nur einen relativ geringen Anteil der Variation, so dass erste Hoffnungen auf eine gute Vorhersagbarkeit der NAO nun vorsichtiger beurteilt werden müssen. Auch Einflüsse der Oberflächentemperatur im indopazifischen Raum erklären nur einen Bruchteil der beobachteten längerfristigen Variabilität.

Der Einfluss von Stratosphäre und Vulkanismus auf die NAO-Variabilität wird im Beitrag 7 eingehender beleuchtet. Neben den Wirkungen der stratosphärischen Dynamik auf die Troposphäre auf einer Zeitskala von wenigen Tagen bis Wochen geht das Kapitel auf die Rolle von NAO und Arktischer Oszillation (AO) als deren hemisphärische Ausprägung für den Gesamtozongehalt der Atmosphäre im atlantisch-europäischen Raum ein. Ausführlich werden auch die Mechanismen in Zusammenhang mit Vulkanismus und solarer Variabilität beleuchtet sowie die Prozesskette, die von den anthropogenen Einflüssen über die obere Atmosphäre auf die NAO/AO wirkt.

Die Vorhersagbarkeit der NAO und somit auch die Vorhersagbarkeit der mit ihr verbundenen Wirkungen werden im folgenden Beitrag zunächst über das Lorenz-Attraktormodell erläutert. Saisonale bis interannuale Vorhersagbarkeit wird anschließend mit Bezug auf Einflüsse der Meeresoberflächen-Temperatur und weiterer Faktoren wie der Schneebedeckung diskutiert. Ansätze zur praktischen Vorhersage werden sowohl auf Basis numerischer Zirkulationsmodelle wie auch auf statistischer Basis realisiert. Dekadische Vorhersagbarkeit wird dagegen in Zusammenhang mit Variationen der meridionalen Umwälzbewegung im Ozean gesehen.

Der letzte Abschnitt beschäftigt sich mit den Veränderungen der NAO im anthropogen beeinflussten Klima. Es wird diskutiert, dass verschiedene Modell-Studien eine Verschiebung der NAO zu positiveren Indexwerten zeigen, dass aber sowohl die erhebliche längerfristige Variabilität der NAO wie auch eine in manchen Modellen zu findende Verschiebung der Lage der Aktivitätszentren den statistischen Nachweis solcher Veränderungen negativ beeinflusst. Die regionalen Auswirkungen der NAO-Veränderungen betreffen Temperaturen und Niederschläge, aber auch Zyklonen und Sturmereignisse im Bereich Atlantik-Europa. Dabei ist die Änderung der NAO in der Regel nicht die alleinige Erklärung für die veränderten Auswirkungen.

Abschließend möchte ich nochmals allen Autoren für Ihre gelungenen Beiträge und für die Übernahme der Gutachten danken, sowie Frau Binding (FU Berlin) für die Zusammenstellung des Gesamt-Literaturverzeichnisses. Ich bin davon überzeugt, dass das vorliegende Heft zur Verbreitung der aktuellen Kenntnisse über die NAO zumindest im deutschsprachigen Raum beiträgt und vielleicht sogar weitere Forschung zu dieser Thematik stimuliert.

Uwe Ulbrich

pro*met*, Jahrg. **34**, Nr. 3/4, 79-88 (Dezember 2008)
© Deutscher Wetterdienst 2008

J. LUTERBACHER, H. WANNER, S. BRÖNNIMANN

1 Historische Entwicklung der NAO-Forschung

The history of scientific research on the NAO

Zusammenfassung
Die wissenschaftliche Auseinandersetzung mit der **N**ord**a**tlantischen **O**szillation (NAO) als Klimaschaukel nahm im 18. Jahrhundert, vorerst noch ohne instrumentelle Messungen, ihren Anfang. Sie wurde im 19. und frühen 20. Jahrhundert auf Studien zu synoptischen Zusammenhängen ausgedehnt und gipfelte in den 1920er Jahren in einer umfassenden statistischen Darstellung. In den folgenden Jahrzehnten änderte sich die Sichtweise hin zu moderneren Ansätzen zur Erklärung der dynamischen Prozesse des Phänomens. Ab Mitte der 1990er Jahre erlebte die NAO-Forschung eine Renaissance, welche sowohl durch den Science Artikel von James Hurrell als auch durch einen stark positiven Trend im NAO-Index zwischen den 1960er und Mitte 1990er Jahren ausgelöst wurde.

Abstract
The scientific discussion on the **N**orth **A**tlantic **O**scillation (NAO) as the climate see-saw in the North Atlantic started in the 18th century, the period with only limited instrumental information. In the 19th and 20th century researchers started to link the phenomenon to changes in the centers of action in the surface pressure. In the 1920s extensive statistical analyses were performed correlating station pressure series from the Northern Hemisphere. In the following decades the main focus was on modern approaches to understand the underlying processes of the phenomenon. From the mid-1990s the NAO research experienced a renaissance mainly due to the Science article of James Hurrell and the strongly positive winter trend in the NAO index between the 1960s and mid 1990s.

1 Entdeckung der Klimaschaukel zwischen Grönland und Europa

Dieser Beitrag fasst die wichtigsten Fakten zur historischen Entwicklung der NAO-Forschung zusammen. Einen Überblick von den Anfängen bis zur Gegenwart geben auch die Arbeiten von WALLACE (2000), WANNER et al. (2001) und STEPHENSON et al. (2003).

Die ersten Beschreibungen einer nordatlantischen Klimaschaukel (heute verstanden als Ausdruck der „Nordatlantischen Oszillation") stammen von skandinavischen Seefahrern. Durch ihre Fahrten nach Grönland waren diese Leute mit den Wetter- und Klimabedingungen im nordatlantisch-europäischen Raum sehr gut vertraut. Die Geschichte Grönlands, seines Klimas sowie der Fauna und Flora wurden durch den Missionar Hans Egede Saabye sehr genau beschrieben (EGEDE 1745, siehe Abbildung 1 in STEPHENSON et al. 2003). In einem seiner Tagebücher notierte er, dass „in Grönland alle Winter streng aber, nicht alle gleich sind. Die Dänen haben bemerkt, dass strenge Winter in Dänemark mild in Grönland sind und umgekehrt."

David Crantz erzählt in seinem 1765 erschienenen Buch mit dem Titel „History of Greenland" von seinen Beobachtungen über die gegensätzlichen Winter in Grönland und Dänemark (CRANTZ 1765). Es ist sehr wahrscheinlich, dass dieses Phänomen der gegensätzlichen Winter in Grönland und Skandinavien bereits lange Zeit vor Saabye bekannt war.

Die koloniale Besetzung Südwestgrönlands begann 985, als Erik der Rote Thorvaldsson eine Expedition mit 25 Schiffen von Island nach Grönland leitete (HAINE 2008). Nur 14 Schiffe erreichten ihr Ziel, vermutlich wetterbedingt (HAINE 2008). Die regelmäßigen Transatlantik-Überquerungen zwischen Grönland und den nordischen Ländern in der Sommerzeit

von 985 bis rund 1300 lassen eine genaue Kenntnis des Wetters und Klimas vermuten. Die Verbindungen im 14. Jahrhundert waren dann allerdings weniger häufig; zu Beginn des 15. Jahrhundert kamen die Beziehungen schliesslich zum Erliegen (OGILVIE 1998).

Die Winter-Temperaturschaukel zwischen Grönland und dem nördlichen Europa wurde später durch den deutschen Prediger Karl Ludwig Gronau (GRONAU 1811) mit Bezug auf Deutschland weiter beschrieben. Aus Angaben über Meereis, welches zu jener Zeit von grossem Interesse für die Wal- und Robbenindustrie war, hat Gronau die Zusammenhänge zwischen den außergewöhnlichen Wintern in Grönland und Deutschland für die Periode 1709-1800 abgehandelt (Tab. 1-1). Er schrieb dazu: „Merkwürdig ist es , dass die kalten Winter in Grönland mit denen in Deutschland in einem umgekehrten Verhältnisse zu stehen scheinen, wie folgende Zusammenstellung zeigt."

Einige Jahre später hat dann auch GILBERT (1819) die Klimaschaukel zwischen den beiden Räumen weiter beschrieben. Mit dem Wiederaufleben der deutschen vorreformistischen Protestanten-Kirche (Herrnhuter Brüdergemeine , Evangelische Brüder -Unität, Moravians) im frühen 18. Jahrhundert wurde ein grosses weltweites Missionarsprogramm gestartet, darunter auch in Grönland (1732) und in Labrador (1771). Im Rahmen von Seminarien erhielten die Herrnhutter Missionare im 18. Jahrhundert eine naturwissenschaftliche Ausbildung. Meteorologische Beobachtungen bildeten einen Teil ihrer Aktivitäten, im 19. Jahrhundert dann wurden die Beobachtungen durch europäische Wissenschafler, darunter auch Wilhelm Heinrich Wilhelm Dove (siehe weiter unten), gefördert. Die ersten Wetterbeobachtungen der Herrnhuter Brüdergemeine in Labrador wurden vom 23. Juli bis 3. September 1765 durchgeführt (DEMARÉE und OGIL VIE 2008 und darin enthaltene Referenzen und Quellen).

Jahr	Winter in Grönland	Winter in Deutschland
1709	sehr gelinde	ausserordentlich streng
1740	sehr gelinde	aussergewöhnlich kalt
1746	gelinde	kalt
1756	sehr hart und strenge	sehr gelinde
1758	fast gar kein Winter	sehr kalt
1759	keine grosse Kälte	sehr kalt
1764	grosse Kälte	sehr gelinde
1765	grosse Kälte	gemässigt
1766	sehr gelinde	sehr kalt
1767	gelinde	sehr kalt
1768	gelinde	kalt
1790	kalt	gelinde
1792	sehr gelinde	sehr kalt
1799	ausserordentlich gelinde	ungewöhnlich kalt
1800	desgleichen	ebenfalls

Tab. 1-1: Aussergewöhnliche Winter in Grönland und Deutschland zwischen 1709 und 1800 (aus GRONAU 1811).

DEMARÉE und OGIL VIE (2008) geben einen fantastischen Überblick über die Herrnhuter und deren wichtigen Beitrag zu den instrumentellen meteorologischen Beobachtungen in Grönland sowie an der Küste Labradors (Nunatsiavut) zurück bis ins Jahr 1771. Der dänische Missionar Christopher Brasen (1737–1774) hat regelmässige Beobachtungen vom 1. September 1767 bis 22. Juli 1768 (mit Ausnahme der Periode vom 4. bis 24. Oktober 1767) an der Westküste Grönlands (Neu-Herrnhut in der Nähe Godthaabs, Nuuk; Abb. 1-1) durchgeführt (DEMARÉE und OGIL VIE 2008 und darin enthaltene Referenzen und Quellen). Die isolierten Missionare konnten den K ontakt zu deren Basen nur durch moravische Schiffe , welche die Stationen jeweils im Sommer besuchten, aufrechterhalten. Die Missionare kehrten von ihrem Dienstort jeweils einmal pro J ahr oder zur Pensionierung in ihre Heimat nach Deutschland zurück. Bei solchen Gelegenheiten wurden Wetter infor ma tionen mittels Briefen ausgetauscht.

Ein anderes Beispiel der oben erwähnten nordatlantischen Klimaschaukel findet sich in anonymen Korrespondenzen (ANONYMOUS 1855 a, b) der Herrnhuter Brüdergemeine . Sie stellten die unterschiedliche Temperatur zwischen Grönland, Deutschland und Dänemark während des Winters 1854/1855 fest. In Neu-Herrn hut (heutige Nuuk-K ommune) wurde folgendes notiert: „Merkwürdig ist es, daß, wie

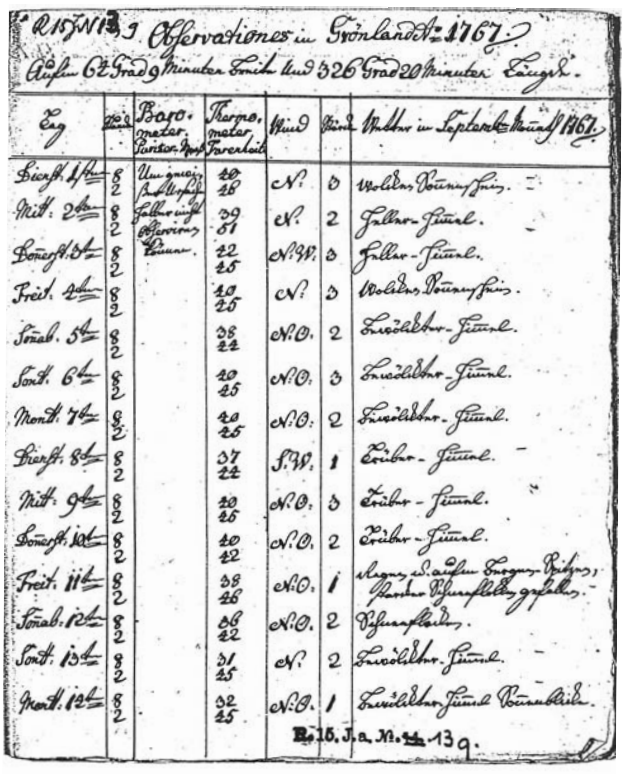


Abb. 1-1: Erste Seite des Manuskriptes R.15.J.a.No.13q von 1767, welches grönlandische meteorologische B eobachtungen des dänischen Missionars Christopher Brasen enthält (mit freundlicher Genehmigung der Herrnhuter Brüdergemeine Archiv Deutschland).

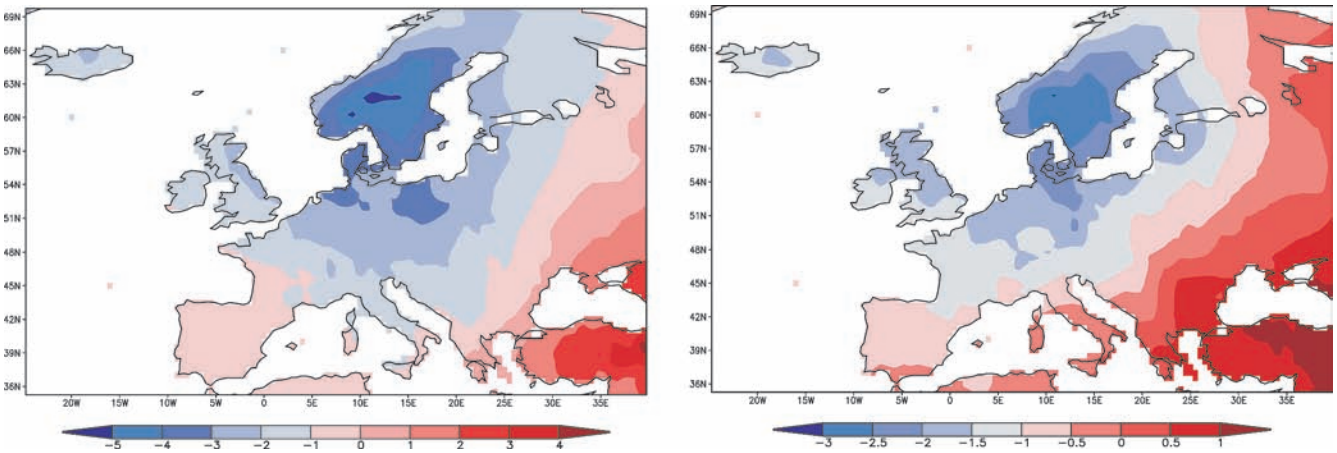


Abb. 1-2: Rekonstruierte Temperaturanomalien (in °C gegenüber der 1961-1990 Referenzperiode) für Winter 1854/1855 (links; aus LUTERBACHER et al. 2004) und Frühling 1855 (rechts; aus XOPLAKI et al. 2005).

wir erfahren, der vergangene Winter 1854/1855 in Deutschland und Dänemark strenger gewesen zu seyn als hier bei uns in Grönland." Von der weiter südlich liegenden Station Lichtenfels wurde folgendes berichtet: „Der letzte Winter war hier eigentlich ein milder. ... Wir hatten in Februar und März 1855 bis weilen so schöne warme Tage, dass man versucht war, zu fragen: sind wir denn auch wirklich in Grönland?"

Die Abbildung 1-2 zeigt die rekonstruierten Temperaturanomalien (gegenüber der Referenzpe riode 1961-1990) für den Winter 1854/1855 und F rühling 1855 (LUTERBACHER et al. 2004; XOPLAKI et al. 2005). Die in den Berichten erwähnte Kälte zeigte sich in weiten Teilen Europas. Die Temperaturen in Deutschland und Dänemark lagen im Winter 1854/1855 2 °C bis 4 °C tiefer gegenüber der Referenz periode 1961-1990. Im Frühling lag der Kältepol im Norden Deutschlands sowie im südlichen Skandinavien mit Temperaturanomalien von bis zu 3 °C.

Die Temperaturmessungen der Herrnhuter Brüder gemeine flossen schliesslich auch in das erste Netz werk der Societas Meteorologica Palatina ein. VINTHER et al. (2006) geben einen Überblick über die instrumentellen Temperaturserien in Grönland und präsentieren neue Ergebnisse von homogenen, praktisch durchgehenden monatlichen bis jah reszeitlichen Reihen zurück bis 1764.

2 Erste wissenschaftliche Erklärungsversuche im 19. Jahrhundert

Die aus dem Palatina-Messnetz zur Verfügung stehenden Temperaturmessungen sowie einige zusätzliche lange europäische Reihen wurden im 19. Jahrhundert erstmals von Wissenschaftlern ausgewertet. Damit wurden erste räumlich und zeitlich differenzierte Aussagen zur Klimavariabilität gemacht. Ein Pionier war der Meteorologe Heinrich Wilhelm Dove , der von Alexander von Humboldt 1848 als der Begründer der Meteorologie bezeichnet wurde. Er führte die Monatsisothermen und thermische Normale ein. Er fand das „Drehungsgesetz der Winde" und das „Gesetz der Stürme", empirische Regeln, in denen er die Grundprinzipien für das Wettergeschehen auf der ganzen Erde sah. Er untersuchte 60 Temperaturserien der Nordhemisphäre von maximal 40 J ahren Länge und fand, dass die Anomalien mehr in West-Ost als Nord-Süd-Richtung variieren (DOVE 1839, 1841). In seinen Arbeiten konnte Dove zum ersten Mal zeigen,dass sich die gemessenen Temperaturen im nördlichen Euro pa im Vergleich zu Sibirien und Nordamerika unterschiedlich verhalten. Er konnte somit die frühen quali tativen Aussagen von Saabye bestätigen. Zehn Tage vor der Eröffnung des 2. Internationalen Meteorologen-K ongresses in Rom, am 4. April 1879, starb in Berlin Heinrich Wilhelm Dove , den die englische Wissenschaftszeitschrift „Nature" (Heft 19 Nummer 493, Seiten 529-530) in ihrem geschriebenen Nachruf vom 10. April 1879 als „the F ather of Meteorology" be zeichnete. Im Nachruf wird Wilhelm Dove unter anderem mit folgenden Worten gewürdigt: „ ... His fame rests on the successful inquiries he carried out with a view to the discovery of the laws regulating atmos pheric phenomena which apparently are under no law whatever. The work he will be long best known by is his isothermals and isabnormals of temperature for the globe, in which work one cannot sufficiently admire the breadth of view which sustained and animated him as an explorer during the long toilsome years spent in its preparation. Equally characterize by breadth of view , …., are his various works on winds, the manner of their veering and their relations to atmospheric pressure , temperature, humidity, and rainfall, and the important bearings of the results on the climatologies of the globe; on storms and their connections with the general circulation of the atmosphere; the influence of the variations of temperature on the developments of plants; and the cold weather of May …to which may be added the valuable system of meteorological observations he gradually organized for Germany, and the many full discussions of these which he published from year to year. …When

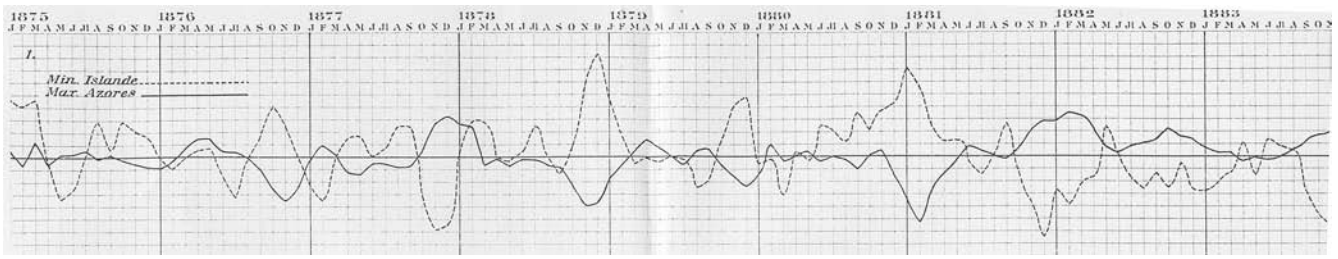


Abb. 1-3: Abweichungen des minimalen Luftdrucks mehrerer Stationen in Island und des maximalen Luftdrucks der Azoren vom langjährigen Mittelwert (geglättet mit einem dreimonatlich übergreifenden Mittel; aus HILDEBRANDSSON 1897).

we consider the conditions in which he found man' s knowledge of weather and the large accessions and developments it received from his hand, the breadth of his views on all matters connected with the science and the well-directed patience, rising into high genius, with which his meteorological researches were pursued, there an be only one opinion, that these gives Dove claims, which no other meteorologist can compete with, to be styled "the Father of Meteorology."

Erwähnenswert ist ebenfalls die Tatsache, dass Dove Heinrich Wild (Schweizer Meteorologe und Physiker, 1833-1902) wegen seiner (richtigen!) Föhntheorie sehr abschätzig behandelte. Mithilfe einer Wetterstation in Jakobshavn (Ilulissat, Grönland) und einer in Wien beschrieb 1890 der berühmte österreichische Klimatologe J ulius Hann die Temperaturschwankungen über eine Periode von 42 J ahren (HANN 1890). Er stellte fest, dass in 27 von 42 J ahren die Abweichung der Wintertemperatur vom langjährigen Mittel an den beiden Stationen entgegengesetzt war. Einige sehr kalte Winter in Europa wie beispielsweise 1879/1880 lieferten einen Impuls zur wissenschaftlichen Untersuchung der Ursachen der Variabilität der Wintertemperaturen. In einer wichtigen Arbeit beschrieb TEISSERENC DE BORT (1883) das europäische Klima während unterschiedlicher anomaler Winter (siehe Abbildung 2 in STEPHENSON et al. 2003). Er hat dabei die P osition der Druckaktionszentren (T eisserenc de Bort nannte sie „centres d'action") studiert und konnte fünf verschiedene Typen aufgrund der Position des Azoren- und Russlandhochs sowie zum Teil des Islandtiefs unter scheiden. Er wies darauf hin, dass Einflüsse wie die eurasia - tische Schneebedeckung wahrscheinlich für die räumliche Veränderung der Druckaktionszentren verantwortlich sind. Zu jener Zeit waren die Meteorologen und Klimatologen vor allem daran interessiert, das Phänomen zu beschreiben und weniger an der Erklärung der dynamischen Prozesse zu arbeiten.

Um die Wende zum 20. J ahrhundert begannen die Meteorologen, sich Gedanken zu saisonalen Vorhersagen zu machen und studierten statistische Ansätze, um Wetter und Klima besser zu verstehen. Inspiriert durch die Arbeit von Teisserenc de Bort hat HILDE - BRANDSSON (1897) die Bodendruck-Zeitserien von verschieden Regionen untersucht und eine stark inverse Beziehung zwischen dem Druck auf Island und den Azoren beschrieben. Er bemerkte auch, dass die Zeitserien von den Azoren und Sibirien „parallel" verlaufen, jene von Alaska und Sibirien dagegen gegenläufig. Die Abbildung 1-3 zeigt die Abweichungen des minimalen Luftdrucks mehrerer Stationen in Island und des maximalen Luftdrucks der Azoren vom langjährigen Mittelwert (geglättet mit einem dreimonatlich übergreifenden Mittel; aus HILDE - BRANDSSON 1897). Die Arbeit von Hildebrandsson war die Vorreiterstudie für alle kommenden Arbeiten, die sich dem Bodendruck von den Azoren und Island, und somit dem Phänomen der „Nord - atlantischen Oszillation" widmeten.

Am Ende des 19. Jahrhunderts haben einige Autoren den Zusammenhang zwischen Ozean und Atmosphäre untersucht. PETTERSSON (1890) konnte zeigen, dass mildere Meeresoberflächentemperaturen in der Nähe von norwegischen Leuchttürmen in engem Zusammenhang mit milden skandinavischen Wintern stehen. Pettersson spekulierte, dass das Klima in Westeuropa in hohem Masse durch den Golfstrom determiniert wird. MEINARDUS (1898) berichtete über interannuelle Fluktuationen im Golfstrom-System, welche für das unterschiedliche Wetter und Klima in Westisland/Grönland und Europa verantwortlich sein könnten. Heutzutage weiss man, dass Meeresoberflächentemperaturen entlang der Küsten durch lokales Windforcing hervorgerufen werden und nicht Ausdruck der Nordatlan - tischen Oszillation sind. Eine ausführliche Übersicht dieser frühen Theorien zur Klimavariabilität des Nordatlantiks findet sich in HELLAND-HANSEN und NANSEN (1920). Der Beitrag 6 dieses Heftes geht den Wechselwirkungen zwischen der NAO und dem Ozean und Eis nach (KUCHARSKI et al. 2008).

3 Deskriptive Korrelationsstudien am Beginn des 20. Jahrhundert

Ein wichtiges Werkzeug für die folgenden statis - tischen Klimaanalysen war das K onzept der Korrelation, 1877 von F rancis Galton entwickelt, aber erst um 1888 publiziert (GAL TON 1888). Galton selbst hatte ein großes Interesse an Meteorologie. E r war Gründungsmitglied des „Meteorologischen K omitees" der Royal Society und zeichnete verantwortlich für den

Aufbau des traditionsreichen British Meteo rological Office nach der Gründung durch Admiral Fitzroy. Sir Gilbert WALKER (1909) und F elix EXNER (1913) waren die ersten Wissenschafter, welche die K orrelationstechnik für klimatologische Fragestellungen angewandt haben. Der F okus von Walkers Arbeit lag bei der Vorhersage und beim besseren Verständnis des indischen Monsuns und der Nilüberschwemmungen. Felix Exner war dagegen an der außertropischen Zirkulation interessiert. Ausgehend von der Idee, dass das Temperaturgefälle zwischen Äquator und Pol die Stärke der allgemeinen Zirkulation bestimme , jedoch durch die grossen Landmassen gestört sei, korrelierte er den Polardruck (als Mittel von drei maritimen arktischen Stationen) mit zahlreichen Druck- und Temperaturreihen der Nordhemisphäre (siehe WANNER et al. 2001). Durch seine Wahl der Arktis als Aktionszentrum stellte er damit zum ersten Mal die räum liche Struktur dessen dar , was heute auch „ **A**rktische **O**szillation, AO" (THOMPSON und WALLACE 1998) genannt wird (Abbildungen 1-4 (a) und 1-4 (b). Exner fand starke entgegengesetzte Korrelationen mit dem Druck in Lugano (Schweiz) und schlug vor: „Man kann direkt die Druckanomalie von Lugano zur Beurteilung des P olardruckes und damit der all gemeinen Zirkulation der Atmosphäre und ihrer Wirkung benutzen" (Abbildung 1-4 (c). In einer späteren Arbeit analysierte EXNER (1924) Korrelationen mit dem Druck in Island („da nirgends auf der Erde grössere Druckanomalien aufträten") und fand die heute bekannte Struktur der Nordatlan tischen Oszillation, mit dem Azorenhoch als südlichem Aktionszentrum.

Am konsequentesten hat wohl WALKER (1923) die Technik der K orrelationsanalyse auf globale Luftdruckreihen angewandt. Er ging davon aus , dass die Variabilität des globalen Klimas (immer im Kontext der möglichen Vorhersagbarkeit) so komplex sei, dass sie sich nicht aus Basisprinzipien erschließen liesse . Deshalb müssten statistische Konzepte angewendet werden (vgl. auch BRÖNNIMANN und FREI 2008). Walker entwickelte die Methodik weiter und führte statistische Signifikanztests durch, um zufällige K orrelationen zu eliminieren (in den statistischen Wissenschaften ist Walker bekannt für seine Arbeiten zu auto regressiven Prozessen). Seine vorläufige Studie zum „W orld Weather" wurde folgendermaßen zu sammengefasst: „…and forwards between the Pacific ocean and the Indian ocean; and there are swayings, on a much smaller scale, between the Azores and Iceland and between the areas of high and low pressure in the North Pacific: further, there is a marked tendenc y for the „highs" of the last two swayings to be accentuated when pressure in the Pacific is raised and that in the Indian ocean lowered. "

WALKER (1923) bemerkte auch: „the Iceland Azores oscillation is not very closely related with that between the Pacific and Indian oceans" und schlug vor , dass der interessierte Leser unbedingt die bahnbrechende Arbeit von EXNER (1913) lesen sollte. 1924 dehnte Walker sei-

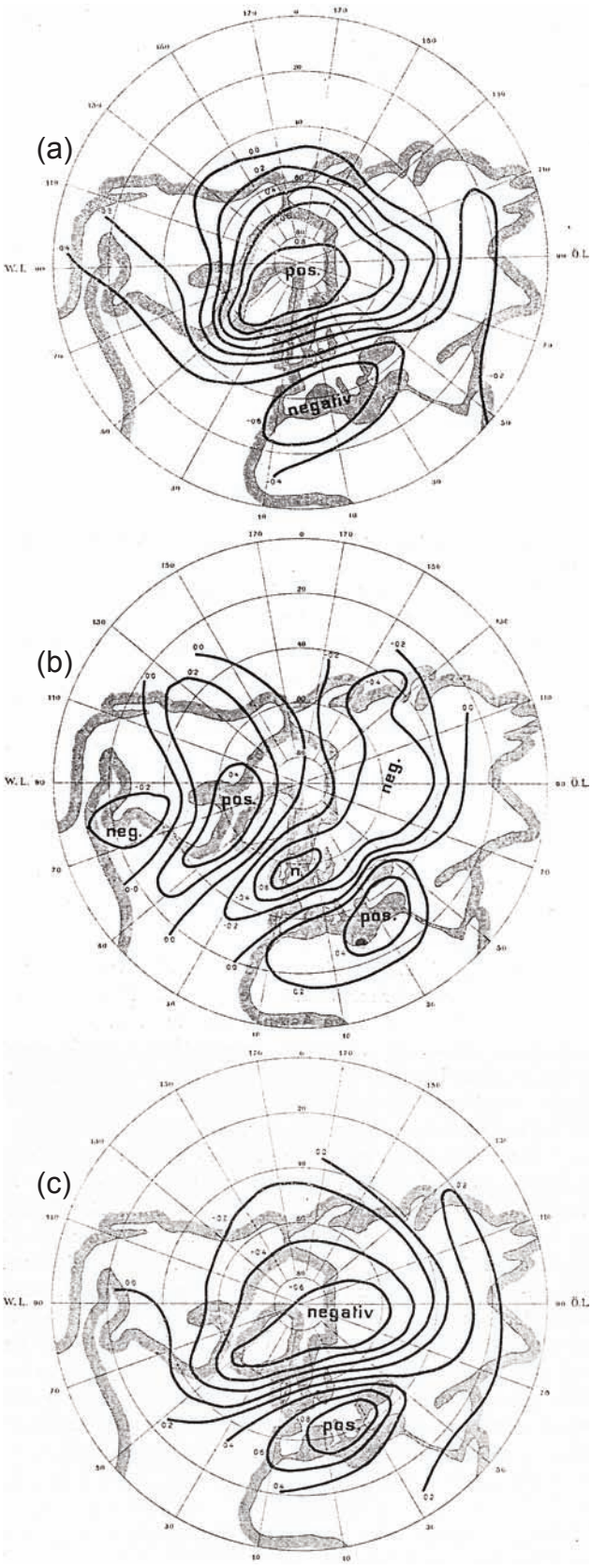


Abb. 1-4: Korrelationskarte zwischen den monatlichen Anomalien des Polardrucks (Mittel von drei Stationen in Nordgrönland, Nordnorwegen und Nordsibirien) und rund 50 Stationsreihen der Nordhemisphäre von 1887 bis 1906 für (a) Druck und (b) Temperatur. (c) zeigt eine Korrelationskarte zwischen den monatlichen Anomalien des Drucks in Lugano (Schweiz) und Stationsdruckreihen der Nordhemisphäre (aus EXNER 1913).

ne Analysen aus und zeigte gleichzeitige und zeitlich verzögerte (lagged) jahreszeitliche K orrelationen zwischen vielen weiteren Druckreihen. WALKER (1924) klassifizierte die K orrelationen in die beiden Gruppen „Southern Oscillation" und „Northern Oscillation".

Die „Northern Oscillation" unterschied er weiter in „North Atlantic Oscillation" und „North Pacific Oscillation". Im Gegensatz zu den Arbeiten von PETTERSSON (1890) und MEINARDUS (1898) beschrieb Walker die Beziehung zwischen N AO und Golfstrom sowie der Meereisdynamik im Nordatlantik nur vage . Interessant ist auch, dass Walker trotz seiner Bewunderung für Exners Arbeit die P olarregion nicht als „Aktionszentrum" einschließen wollte.

Ebenfalls im Jahre 1924 publizierte Defant eine Studie zur Zirkulation über dem Nordatlantik (vgl. BRÖNNIMANN und FREI 2008). Er untersuchte monatliche Bodendruckkarten, welche er in F orm von Gitterpunkten erfasste und daraus das zonale Mittel über dem Atlantik berechnete . Dabei unterschied er zwei Paare (vier Typen) von meridionalen Druck - profilen, wobei das erste Paar (83 % aller Monate) dem NAO-Muster ähnelte. Das zweite Paar zeigte eine starke Anomalie auf rund 55° N und eine Anomalie mit entgegengesetztem Vorzeichen im subtropischen Be - reich. Durch die subjektive Zuordnung jedes Monats zu einem der vier Typen und einer Gewichtung nach Stärke konnte Defant eine jährliche Zeitreihe ableiten, welche mit dem NAO-Index vergleichbar ist. Diese verglich er wiederum mit den ursprünglichen Druckfeldern und daraus abgeleiteten Indizes (zonale und meriodionale Druckgradienten) sowie mit anderen Zeitreihen wie beispielsweise der Meereisausdehnung um Island und Vulkanausbrüchen. Defant interpretierte Variationen in seiner Zeitreihe als interne Oszillationen im Ozean-Atmosphäre-System (wobei er den Ozean als von der Atmosphäre beeinflusst betrachtete) mit einer Periodizität von 3 bis 5 J ahren, welche durch vulkanische Ausbrüche angeregt oder gestört werden können. Obwohl Defant mit seinen dynamischen Analysen zu den N AO-ähnlichen Anomalien weiter ging als Exner und Walker, so blieben seine Arbeiten doch eher exploratorisch. Zwei weitere Beispiele des Wissens über den Zusammenhang zwischen der Luftdruckverteilung über dem Nordatlantik und dem Wintercharakter in Europa werden in den beiden auf polnisch abgehandelten Büchern von KLEIN (1915) und MERECKI (1914) beschrieben (siehe auch NO WOSAD 2006). Kleins Buch (1915) beinhaltet einen Abschnitt über die „Milderung" der Wintertemperatur durch „westliche Seewinde", die über Europa geführt und mit dem Einfluss des islän dischen Minimums und des Azoren-Maximums verbunden sind. MERECKI (1914) stellt im Buch „Klimatologie von Polen" dar, dass der Luftdruck in Ponta Delgada und Stykkisholmur mit der Lufttemperatur von Wintermonaten in Warschau zusammenhängt (siehe auch NOWOSAD 2006). Andere beschreibende Studien zur Temperaturschaukel zwischen Nordeuropa und Grönland, basierend auf längeren Zeitserien, wurden durch ANGSTRÖM (1935), LOEWE (1937) und D ANNMEYER (1948) publiziert. Es war Angström, der im J ahre 1935 den Ausdruck „tele - connection" zur Be schrei bung der Temperaturbeziehung in verschiedenen Regionen als erster erwähnt hat.

Walkers Konzept der N AO war seinerzeit unter zeitgenössischen Meteorologen sehr beliebt und rief nach einem quantitativen Mass zur Beschreibung der Stärke der N AO. WALKER und BLISS (1932) haben den ersten NAO Index berechnet. Dieser Index wurde in einem iterativen Prozess mithilfe von sieben Zeitserien der Temperatur und des Bodendruckes aus Europa und Nordamerika hergeleitet. Sie haben dabei folgende Formel verwendet:

$$\begin{aligned} NAO\text{-}Index = {} & 0{,}76\,(P_Vienna) + 0{,}86\,(T_Bodö) \\ & + 0{,}84\,(T_Stornoway) + 0{,}66\,(P_Bermuda) \\ & - 0{,}8\,(P_Stykkisholmur) - 0{,}84\,(P_Ivigtut) \\ & - 0{,}7\,(T_Godt\text{-}haab) + 0{,}72\,(T_Hatteras \\ & + T_Washington) / 2 \end{aligned} \quad (1)$$

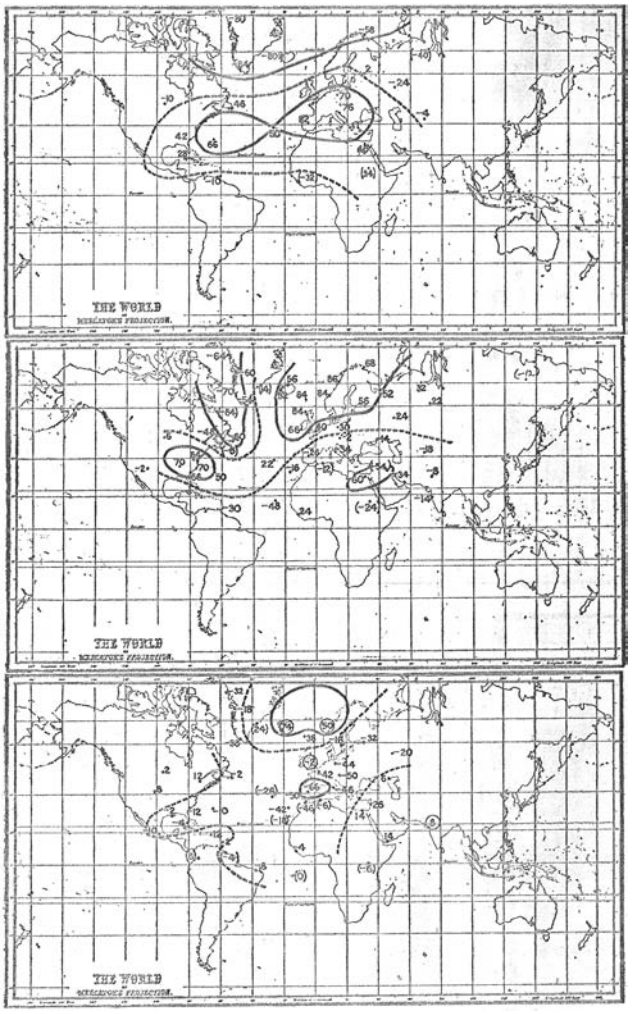


Abb. 1-5: Korrelation zwischen dem Winter-NAOI, berechnet nach WALKER und BLISS (1932), mit dem Bodendruck (oben), der Temperatur (Mitte) und dem Niederschlag (unten). Der Zeitraum zur K orrelationsberechnung schwankt zwischen 17 und 56 J ahren, wobei die längsten Reihen bis 1875 zurückgehen.

P steht für Luftdruck und *T* für Lufttemperatur, gemittelt über die Winterperiode Dezember-Februar. Die individuellen Serien wurden standardisiert um eine einheitliche Standardabweichung von 20 zu erhalten. Die Gewichte in der obigen Formel wurden dabei auf iterativem Wege gefunden. Interessanterweise hat sich gezeigt, dass der Azorenluftdruck ein schlechter/ungeeigneter Prädiktor war und aus diesem Grunde von der Berechnung ausgeschlossen wurde (Gewicht von 0,5). Die Abbildung 1-5 zeigt die Korrelation des so abgeleiteten Winter NAO-Index (NAOI) mit dem Bodendruck, der Temperatur und dem Niederschlag (aus WALKER und BLISS 1932). WALLACE (2000) erwähnt in seinem Reviewartikel, dass die NAOI-Ableitung von WALKER und BLISS (1932) als eine iterative Approximation einer Hauptkomponentenanalyse betrachtet werden kann.

4 Moderne Ansätze (ab Ende 1930er Jahre)

Ungefähr zur selben Zeit, als man von der mehr deskriptiven, statistischen Klimatologie und Meteorologie zu mehr prozessorientierten und dynamischen Ansätzen überging, wurden neue Konzepte zur Klimavariabilität im atlantisch-europäischen Raum entwickelt. Eine Reihe von theoretischen Studien zur Interaktion der zonalen Zirkulation mit den Druckaktionszentren wurden durch eine Reihe berühmter Meteorologen publiziert; darunter waren Carl-Gustaf Rossby, Hurd Willett, Jerome Namias und Edward Lorenz (siehe LORENZ 1967). Die Wissenschaftler waren vor allem an einer Verbesserung der Wetterprognosen interessiert und entwickelten die dynamischen Grundlagen der numerischen Vorhersage. ROSSBY et al. (1939) studierten die Struktur und Dynamik der planetaren Wellen im Zusammenhang mit Störungen und leiteten die Abhängigkeit der Stärke der zonalen Zirkulation vom zeitlichen Verhalten der quasi-stationären Zentren her.

Um die hemisphärische zonale Zirkulation bei Vorhandensein von eingebetteten Wirbelstörungen zu untersuchen, wurde ein zonaler Index als das zonale Mittel der Differenz zwischen dem Bodendruck auf 55° N und 35° N berechnet. Für Rossby war klar, dass dies ein Mass für die Stärke des polaren Vortex in der freien Atmosphäre im Norden ist. Aus diesen Arbeiten entstand das Konzept des „zonalen Indexzyklus“, welcher von schwachem Zonalwind in den Mittelbreiten (in einem planetaren Wellenmuster mit grossen Amplituden) übergeht zu starkem Zonalwind (geringe Wellenamplituden) und wieder zurück (ROSSBY und WILLETT 1948). Für eine bestimmte Zeit war Rossbys zonaler Index weit verbreitet und war Inhalt verschiedener klimatologischer Studien. NAMIAS (1950) war vor allem an einer Verbesserung der Prognosegüte interessiert und hat dabei die Bedeutsamkeit der breitengradabhängigen Änderung des zonalen Windes erkannt. LORENZ (1950) schliesslich studierte die Variabilität der mittleren zonalen Zirkulation und der Oszillationen im Zusammenhang mit atmosphärischen Massenbilanzen. Er hat dabei einen neuen Index eingeführt, definiert als das zonale Mittel des meridionalen Druckgradienten auf 55° N.

In Tat und Wahrheit wurden zu jener Zeit bereits einige zonale Indizes verwendet (KUTZBACH 1970), doch keiner erlangte eine solche Verbreitung (siehe WALLACE 2000, für eine weitergehende Diskussion). Basierend auf der Arbeit von Helland-Hansen und NANSEN (1920, siehe auch oben), hat BJERKNES (1964) den Zusammenhang zwischen den Ozean-Atmosphäre-Interaktionen in Bezug zur Nordatlantischen Klimavariabilität neu definiert. Er wies auf die grosse Bedeutung der Atmosphäre für den Wärmeaustausch hin und diskutierte detailliert die Trends und Anomalien in den atlantischen Meeresoberflächentemperaturen, welche durch den atmosphärischen Antrieb und die ozeanische Zirkulation hervorgerufen werden. BJERKNES (1964) hat dabei die Druckdifferenz zwischen Island und den Azoren als einfaches Mass der Westwindintensität verwendet. Es handelt sich dabei um einen einfachen Nordatlantischen Oszillationsindex, obschon Bjerknes selbst den Ausdruck „zonal index” verwendete.

Bereits in den 1950er Jahren hat beispielsweise LORENZ (1951) mittels Hauptkomponentenanalyse die wichtigsten Muster des Bodendrucks berechnet. Es war dann vor allem KUTZBACH (1970), welcher mit dieser deskriptiven Methode Pionierarbeit geleistet hat, um die grossräumige atmosphärische Zirkulation zu studieren. Die Hauptkomponentenanalyse liefert einerseits Ladungsmuster, andererseits Zeitreihen dazugehöriger Zeitexpansionskoeffizienten, welche anderen Zeitserien gegenübergestellt werden können. Viele spätere Studien haben die Hauptkomponentenanalyse auf den grossräumigen nordhemisphärischen Bodendruck oder das Geopotenzial angewandt (z. B. TRENBERTH und PAOLINO 1980, WALLACE und GUTZLER 1981, BARNSTON und LIVEZEY 1987, KUSHNIR und WALLACE 1989, CAYAN 1992 a, b, THOMPSON und WALLACE 1998, VOLODIN und GALIN 1999). Beitrag 3 dieses Heftes (LECKEBUSCH et al. 2008) behandelt die unterschiedlichen instrumentellen NAO-Indizes im Detail.

Ziel dieser Arbeiten der 1980er Jahre war vor allem die Berechnung der dominanten Moden der niederfrequenten atmosphärischen Zirkulation. WALLACE und GUTZLER (1981) beschrieben neben der zonalen symmetrischen globalen Druckschaukel zwischen den polaren und den mittleren Breiten ebenfalls die mehr regionalen Muster der sogenannten **P**acific **N**orth **A**merican (PNA) und **W**estern **A**tlantic (WA) Druckmuster auf dem 500 hPa-Niveau. BARNSTON und LIVEZEY (1987) zeigten, dass die NAO das einzige niederfrequente Zirkulationsmuster darstellt, welches in jedem Monat des Jahres präsent ist. Die Autoren beschreiben auch die Auswirkungen der NAO auf das eu-

ropäische Klima. Die Vorgänge rund um die NAO wurden nach der Mitte des 20.Jahrhunderts von Europa aus mit Interesse verfolgt, dies inbesondere im Zusammenhang mit den kalten Wintern von 1956 und 1963.

Dennoch ging der Impuls für eine Neubelebung der Forschung von den USA aus. Zum einen war es Harry van Loon vom NCAR, welcher in den 1970er Jahren seinen ersten Doktoranden Jeffrey Rogers zum Studium der NAO anregte (VAN LOON and ROGERS 1978). Die Studien der 1970er Jahre untersuchten die Winter-Temperaturschaukel (siehe auch oben) zwischen Grönland und Nordeuropa (VAN LOON und ROGERS 1978, ROGERS und VAN LOON 1979, MEEHL und VAN LOON 1979). Die Arbeiten zeigten auch signifikante Korrelationen zwischen der Zirkulation über dem Nordatlantik und den Meeresoberflächentemperaturen sowie Zusammenhänge mit den tropischen Regionen und den tropischen Klimasystemen. Die neuen Bestrebungen zum besseren Verständnis der nordatlantischen Klimavariabilität in den 1970er und 1980er Jahren wurden vornehmlich durch die dominante positive NAO-Phase ausgelöst, aber auch durch das Anliegen saisonaler Klimavorhersagen. LAMB und PEPPLER (1987) haben das Konzept der NAO auf regionale Klimaprobleme angewandt, nämlich die interannuellen Niederschlagsvariationen in Marokko. Die Idee, dass der NAO-Index durch zwei Punkte bestimmt werden kann, welche die quasipermanenten Druckaktionszentren (Island tief und Azorenhoch) „optimal" repräsentieren, wurde von ROGERS (1984) wieder aufgenommen. Er definierte einen NAO-Index als die standardisierte Druckdifferenz zwischen Ponta Delgada (Azoren) minus Reykjavik (Island).

5 Die Renaissance der NAO in den 1990er Jahren

Zu Beginn der 1990er Jahre wurde die NAO wieder detaillierter untersucht, vor allem im Zusammenhang mit Ozean-Atmosphäre-Interaktionen. Die NAO wurde in Beziehung gesetzt mit interdekadalen Schwankungen der latenten und sensiblen Wärmeflussanomalien im Nordatlantik sowie der Ozeanzirkulation (CAYAN 1992 a, b, DESER und BLACKMON 1993, KUSHNIR 1994). Harry van Loon war es auch, der James Hurrell anfang der 1990er Jahre den Anstoss zu einer Neubearbeitung der NAO gab (HURRELL 1995, HURRELL und VAN LOON 1997). Ab der Mitte der 1990er Jahre ist die Anzahl der Publikationen über die NAO ‚explodiert' (Abbildung 1-6), dies unter anderem durch die Publikation von James Hurrell in der Wissenschaftszeitschrift „Science" in 1995 (Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation, HURRELL 1995).

Hurrell definierte einen neuen NAO Index aufgrund der standardisierten Druckdifferenz zwischen Lissabon und Stykkisholmur. Dieser Index wurde zum meistverwendeten NAO-Index in der Klimatologie. Hurrells Paper von 1995 wurde bis dato (Stand Ende Dezember 2008) in referierten Zeitschriften mehr als 2300 mal zitiert. JONES et al. (1997) haben zwei Jahre später einen längeren, instrumentellen Winter-NAOI publiziert, welcher die standardisierte Druckdifferenz zwischen Gibraltar und Reykjavik zurück bis 1821 benutzt. SLONOSKY et al. (2001) haben frühinstrumentelle (Ende 17./Anfang 18. Jahrhundert) Druckdaten von Paris und London verwendet und daraus einen monatlichen NAOI abgeleitet. Eine aktuell laufende Datenerhebung von verschiedenen Archiven wird es bald erlauben, einen praktisch durchgehenden täglichen NAOI mittels dieser beiden Stationen zurück bis ins späte 17. Jahrhundert abzuleiten (Phil JONES, Climatic Research Unit, Norwich, England; persönliche Mitteilung Juni 2008). In einer neueren Arbeit von VINTHER et al. (2003) wurde der Index von JONES et al. (1997) revidiert und aufdatiert. KÜTTEL et al. (2008) kombinieren lange Stationsdruckdaten aus Europa mit Windinformationen von Bordbüchern von Schiffen, die den Nordatlantik im Zeitraum 1750-1850 überquert haben. Dieser Datensatz aus kontinentalen und marinen Druckinformationen erlaubt mittels einer ausgeklügelten statistischen Methodik die Rekonstruktion des nordatlantisch-europäischen Bodendrucks für die letzten gut 250 Jahre. Damit lässt sich auch der längste rein druckbasierte NAOI ableiten. Um die niederfrequente atmosphärische Variabilität im Nordatlantik zu studieren, waren längere Zeitreihen nötig, welche bis in die „kleine Eiszeit" reichen. Ein Fokus der Forschung der späten 1990er Jahre und am Anfang des 21. Jahrhunderts lag deshalb auf Rekonstruktionen des NAOI mittels langer instrumenteller Reihen in Kombination mit Information aus dokumentarischen oder natürlichen Klimaarchiven (z. B. WHITE et al. 1996, COOK et al. 1998, 2002, APPENZELLER et al. 1998, LUTERBACHER et al. 1999, 2002, CULLEN et al. 2000, GLUECK und STOCKTON 2001, SOURIAU und YIOU 2001, RODRIGO et al. 2001, VINTHER et al. 2003, siehe auch Beitrag 4 dieses Heftes: „Variationen der NAO auf Basis von langen Zeitreihen").

Über die letzten Jahre wurde heftig über die Definition der NAO diskutiert. Zum einen, wie richtig argumentiert wird, kann eine Indexdefinition aufgrund zweier fixer Punkte die gesamte Variabilität und räumliche Repräsentativität nur unzureichend wiedergeben. WANNER et al. (1997, 2001) und PORTIS et al. (2001) konnten zeigen, dass die Zentren des Islandtiefs und Azorenhochs deutlichen monatlichen und jahreszeitlichen Schwankungen unterliegen und im Sommer nach Westen wandern. Diesem Umstand haben BARNSTON und LIVEZEY (1987) sowie GLOWIENKA-HENSE (1990) in ihren Resultaten Rechnung getragen und mittels Hauptkomponentenanalyse den gesamten Nordatlantik mitberücksichtigt. Zu Beginn der 1990er Jahre haben Klimamodellierer begonnen, die NAO in ihren Modellen zu untersuchen

(DELWORTH et al. 1993). Detaillierte Informationen zu diesem Themenkreis finden sich in Beitrag 9 dieses Heftes.

John Michael Wallace weckte in Seattle in der zweiten Hälfte der 1990er Jahre bei seinen Doktoranden Clara Deser und David Thompson das Interesse für die Atmosphärendynamik im Nordatlantikraum, was zu einem intensiven Studium der „**A**rctic **O**scillation" AO führte (THOMPSON und WALLACE 1998, DESER 2000). In Übereinstimmung mit den NAO-Schwankungen verändern sich die Wintertemperaturen über dem ganzen eurasischen Kontinent vom Atlantik zum Pazifik. Das weist darauf, dass die NAO eng mit einer hemisphärischen Variabilität verbunden ist, die als arktische Oszillation bekannt ist. Die erste Hauptkomponente des winterlichen hemisphärischen Bodendruckes nördlich von 20° N haben THOMPSON and WALLACE (1998) „Arctic Oscillation" oder "**N**orthern **A**nnular **M**ode (NAM)" genannt. Das AO/NAM-Muster hat große Ähnlichkeit mit der NAO im atlantischen Sektor, ist allerdings zonal symmetrisch mit tiefem Druck über der Arktis und höherem Druck in den Subtropen. Am Ende der 1990er Jahre/Beginn des 21. Jahrhunderts wurden heftige Diskussionen geführt zur Frage und Bedeutung der NAO/AO und was physikalisch und statistisch das „geeignetere Konzept" darstellt (zum Beispiel WALLACE 2000, DESER 2000, AMBAUM et al. 2001, THOMPSON et al. 2003).

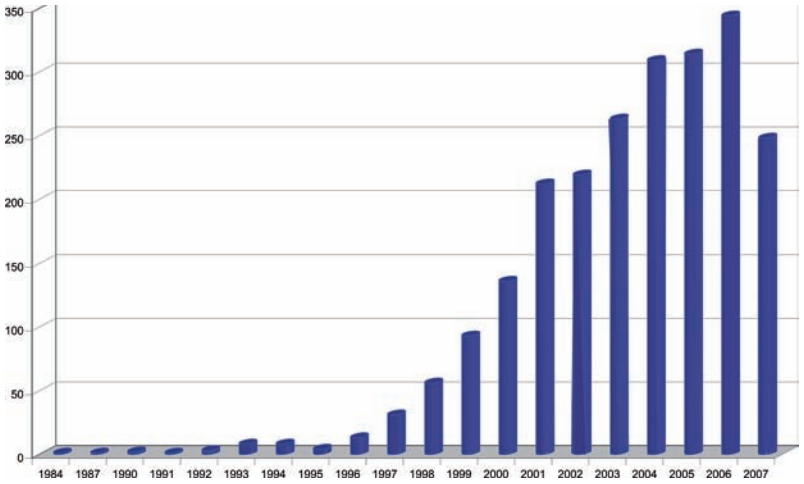


Abb. 1-6: Zeitliche Entwicklung (1984 - 2007) der Anzahl publizierter Publikationen (peer-reviewed), die den Ausdruck „North Atlantic Oscillation" haben. Quelle: Web of Science bibliographic database (Zugriff: 4. 1. 2008).

In neuen Arbeiten von BENEDICT et al. (2004) und WOOLLINGS et al. (2008) wird die Hypothese aufgestellt, wonach die synoptische und niederfrequente Variabilität der NAO als Resultat von Variationen im Auftreten von brechenden Rossby-Wellen in den oberen Schichten über dem Nordatlantik verstanden werden können. Diese brechenden Rossby-Wellen führen zu NAO-Anomalien mit antizyklonaler Brechung und somit zu einem positiven NAO ohne blockierende Situationen, währenddem zyklonales Brechen zur negativen NAO-Phase führt, verbunden mit häufigen Blockkierungslagen, allerdings in höheren Breiten und auf der polwärtigen Seite der Storm Tracks (BENEDICT et al. 2004, WOOLLINGS et al. 2008). Dabei werden verschiedene Möglichkeiten diskutiert wie Blocking in den höheren Breiten und die NAO zusammenhängen. Die negative NAO-Phase agiert dabei als Auslöser für die wahrscheinlichere Entwicklung einer persistenten Antizyklone. Dies könnte durch eine Änderung der planetaren Wellen als Antwort zu Oberflächentemperaturabweichungen in Verbindung mit der negativen NAO-Phase hervorgerufen werden. Andererseits wurde argumentiert, dass atlantische Blocking-Episoden die negative NAO-Phase auslösen können (CROCI-MASPOLI et al. 2007). Die dritte Möglichkeit besteht darin, dass die negative NAO und die Blocking Episoden in den nördlichen Breiten als zwei unterschiedliche Beschreibungen des selben Phänomens betrachtet werden können.

Ein bedeutender Beitrag an der zunehmenden Anzahl von Publikationen zur NAO am Ende der 1990er Jahre sowie zu Beginn des 21. Jahrhunderts (Abbildung 1-6) wuchs aus dem Bewusstsein der Wissenschafter in anderen Wissenschaftsdisziplinen, dass die NAO einen geeigneten Parameter darstellt, um wetter- und klimarelevante Einflüsse zu untersuchen und zu erklären. Die NAO stellt einen einfachen Index dar, der die jahreszeitlichen Wetterabläufe „optimal" zusammenfasst. Im Jahre 2006 stieg die Zahl der Publikationen mit NAO-Erwähnung auf knapp 350 Artikel, also wurde im Durchschnitt an jedem Tag ein Artikel mit NAO-Inhalt publiziert. In den Jahren 2007 und 2008 ist die Anzahl NAO-relevanter Publikationen deutlich zurückgegangen (auch die Anzahl der Beiträge, die sich mit der „Arctic Oscillation" befassen, ist seit 2005 rückläufig). Ob es sich dabei nur um ein kurzes oder aber ein mittelfristiges Abklingen der NAO Relevanz in den Publikationen handelt, wird sich zeigen. Es könnte durchaus sein, dass ein Trend zu weniger NAO-Studien mit einer allgemeinen „Sättigung der Materie" zusammenhängt, oder dem nun allgemeinen Bewusstsein, dass die NAO nur einen Bruchteil der Klimavariationen zu erklären vermag, vor allem im Winter dominant ist und es auch andere Moden gibt, welche die Klimavariabilität Europas zum Teil „besser" beschreiben können. Vielleicht wird nun, mit einer zeitlichen Verzögerung, dem Umstand Rechnung getragen, dass der stark positive winterliche NAO-Trend bis Mitte der 1990er Jahre, der einher ging mit einer markanten Erwärmung auf der Nordhemisphäre, nun gegenläufig ist. Wahrscheinlich wird sich die zukünftige Forschung auch vermehrt allgemeinen Prozessstudien zuwenden.

6 Was sagt uns die Geschichte der NAO-Forschung?

Unsere Ausführungen zeigen die unterschiedliche Motivation zum besseren Verständnis der Klimavorgänge im Bereich Nordatlantik/Europa: diagnostische Analysen der rezenten Klimavariabilität, das Interesse an den zugrunde liegenden Prozessen im Klimasystem und der internen Variabilität, der Hoffnung auf zuverlässigere, saisonale Klimavorhersagen sowie der Unterscheidung zwischen niederfrequenter natürlicher Variabilität und menschlichem Einfluss mittels Rekonstruktionen. Die Geschichte der NAO-Forschung sagt uns aber auch, wie sich Menschen langsam an ein Phänomen herantasten, das sie aus der täglichen Erfahrung kennen. Sie zeigt, dass gewisse wissenschaftliche Fragestellungen zyklisch immer wieder bearbeitet werden. Es braucht Köpfe wie Exner, Walker oder van Loon, die einer Frage neugierig nachforschen. Vielleicht wird die Sache damit auch stark ausgereizt und verwehrt so etwas den Blick auf die gesamte relevante Variabilität von Klimaprozessen? Die NAO als Maß der Zirkulationsvariabilität ist sicherlich wichtig und ihre Karriere war typisch für die Entwicklung der gesamten Meteorologie und Klimaforschung. Wie exakt sie die Prozesse abbildet, ist allerdings eine andere Frage. Diesbezüglich wird man pragmatisch arbeiten und weiter vorangehen müssen.

Danksagung

Wir danken Dr. Gaston Demarée (Royal Meteorological Institute, Brüssel) und Dr. Oyvind Nordli (Norwegian Meteorological Institute, Oslo) ganz herzlich für wichtige Beiträge. Herzlichen Dank auch an Marcel Küttel (Geografisches Insitut der Universität Bern) für die Produktion der Abbildung 1-2. Stefan Brönnimann wurde unterstützt durch den **S**chweizerischen **N**ational**f**onds (SNF). Jürg Luterbacher wurde im Rahmen des NCCR Climate unterstützt durch den Schweizerischen Nationalfonds CSNF.

pro*met*, Jahrg. **34**, Nr. 3/4, 89-94 (Dezember 2008)
© Deutscher Wetterdienst 2008

A. HENSE, R. GLOWIENKA-HENSE

2 Auswirkungen der Nordatlantischen Oszillation

Climate impact of the North Atlantic Oscillation

Zusammenfassung
Die Variabilität von Atmosphäre und Ozean im Nordatlantisch-Europäischen Raum wird entscheidend durch die **N**ordatl**a**ntische **O**szillation (NAO) geprägt. Diese Klimavariabilität hat aber auch prominente Auswirkungen auf Flora und F auna an Land, in Seen und im Ozean. Dieser Artikel präsentiert eine Literaturzusammenschau über diese NAO bezogenen Veränderlichkeiten von Ökosystemen und setzt sie in Zusammenhang mit den NAO induzierten atmosphärischen Temperatur- und Windveränderungen oder ozeanischen Wassertemperaturenschwankungen.

Abstract
The variability of atmosphere and ocean in the North Atlantic European region is strongly influenced by the **N**orth **A**tlantic **O**scillation NAO. This climate variability leaves prominent impacts on terrestrial, oceanic and aquatic ecosystems. This article will present a literature review of those NAO related eco system variabilities and will put them into the context of the driving atmospheric and oceanic anomalies of temperature and wind.

1 Einleitung

Die Variabilität von Atmosphäre und Ozean im nordatlantisch-europäischen Raum wird entscheidend durch die **N**ord**a**tlantische **O**szillation (N AO) geprägt. Deren zeitliche Variabilität wird üblicherweise durch einen Index (z. B. HURRELL und VAN LOON 1997) beschrieben. Der Standardindex greift die Luftdruckdifferenz zwischen zwei festen Punkten (Island und Azoren bzw . Lissabon) ab (Eulerscher Index). Allerdings haben verschiedene Untersuchungen gezeigt (GLOWIENKA 1985; ULBRICH und CHRISTOPH 1999), dass die NAO kein räumlich stationäres Gebilde ist, sondern sich durch eine Verlagerung der Aktionszentren Islandtief und Azorenhoch in Nordost-Südwest-Richtung auszeichnet (siehe auch Beitrag 3 in diesem Heft). Diesem Umstand wird der Lagrangesche Index gerecht, der am Meteorologischen Institut der Universität Bonn entwickelt wurde (GLOWIENKA 1985, GLO WIENKA-HENSE, 1990, MÄCHEL et al. 1998) und der die Verschiebung in meridionaler Richtung explizit berücksichtigt. Details dieses Index und die Beziehungen zu den anderen Indizes der NAO werden im Beitrag 3 durch LECKEBUSCH et al. besprochen. In Abb. 2-1 sieht man den Verlauf dieses Lagrangeschen N AO-Index zwischen 1880 und 2000. Dieser Index ist die Basis für alle im Folgenden beschriebenen statistischen Analysen, sofern nichts anderes erwähnt wird.

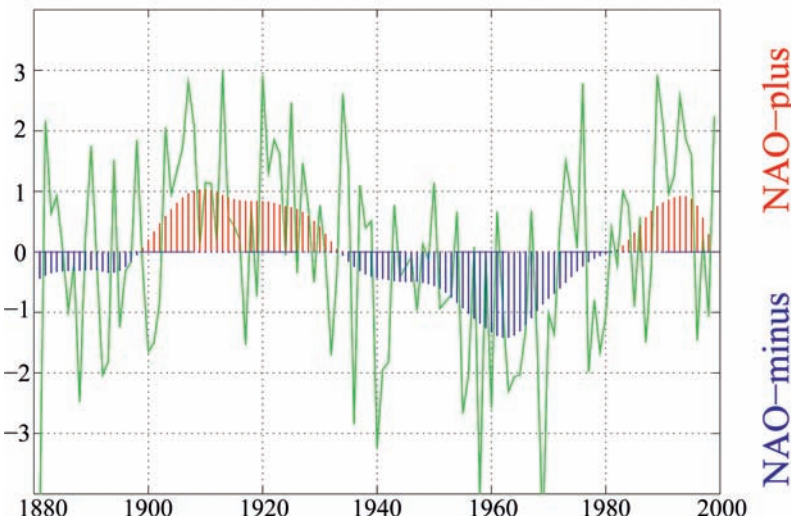


Abb. 2-1: NAO-Index nach GLO WIENKA-HENSE (1990), der explizit die meridionale Verschiebung von Azorenhoch und Islandtief bei gleichzeitiger Änderung der entsprechenden Zentraldrücke berücksichtigt, „Lagrangescher Index“.

2 Daten

Die in diesem Beitrag analysierten Daten sind

- die monatsweise gemittelten, bodennahen Lufttemperaturen des Datensatzes, der an der **C**limate **R**esea - rch **U**nit (CRU) der University East Anglia in Norwich (UK) in einer 0,5° x 0,5°-A uflösung (MITCHELL and JONES 2005) erstellt wurde,
- die monatsweise gemittelten Niederschlagssummen des CRU-Datensatzes in 0,5° x 0,5°-Auflösung,
- die monatsweise gemittelten ozeanischen Oberflächentemperaturen des Hadley-Centers in 1,0° x 1,0°-Auflösung (RAYNER et al. 2003),
- die monatsweise gemittelten bodennahen Windfelder, interpoliert aus dem „**C**omprehensive **O**cean **A**tmosphere **D**ata **S**et“ COADS (WOODRUFF et al. 1987).

Wir haben dann eine Regressionsanalyse zwischen J ahreszeitenmitteln dieser Datensätze und dem NAO-Index der Wintermonate Dezember bis F ebruar durchgeführt. Zur Vermeidung von systematischen Überschätzungen der K orrelationen haben wir die Regressionsanalyse im Kreuzvalidationsmodus laufen lassen. Üblicherweise treten optimistisch verzerrte (d.h. zu große) Korrelationen auf, wenn der gesamte Datensatz der Stichprobenlänge N zur Berechnung der Regression gemäß dem üblichen Verfahren der kleinsten Fehlerquadrate herangezogen wird. Bei der Kreuzvalidation werden $k = 3$ Abschnitte jeweils der Länge $L = 3$Jahre (L ungerade) zufällig aus dem Datensatz ausgewählt, entfernt und die Regressionskoeffizienten auf den verbleibenden Daten (Trainingsdaten) $N - kL$ bestimmt. Mit den Regressionskoffizienten werden für die zentralen Zeitpunkte der k Abschnitte der unabhängigen Daten (T estdaten) aus den NAO-Indizes die entsprechenden Variablenwerte rekonstruiert. Dieser Vorgang wird 1000 mal wiederholt, bis für jedes J ahr des Gesamtzeitraums mindestens drei Realisierungen der rekonstruierten Variablen vorliegen. Diese können dann mit den Orginalwerten der Beobachtungen verglichen werden, indem ein K orrelationskoeffizient und ein mittlerer Regressionsko effizient zwischen den Orginalbeobachtungen und den drei Realisierungen berechnet werden. Der Vergleich der mittels Regression aus der NAO ermittelten Änderungen der betrachteten Variable mit den tatsächlichen Beobachtungen findet somit auf einem unabhängigen Datensatz statt, da die Regressionskoeffizienten für die Realisierungen aus dem Trainingsdatensatz berechnet werden. Die Wahl der Zeitfensterlänge $L = 3$ und die Berechnung der Realisierung für das zentrale Jahr soll den Einfluss zeitlicher Korrelation von Jahr zu Jahr minimieren.

3 NAO und der bodennahe Klimazustand

Bevor wir die Klimawirkung der N AO in Europa betrachten, macht es Sinn, die Zusammenhänge zwischen der N AO im Winter und der bodennahen Lufttemperatur und dem Niederschlag zu betrachten. Die Wirkung der N AO im Winter auf die nachfolgenden Jahreszeiten kann man durch ihren Einfluss auf Sys - teme mit einem längeren Gedächtnis als dem der Atmosphäre selbst verstehen. Geht man bei der Atmosphäre von Zeitskalen von etwa 5 bis 10 Tagen aus, kommen in Mitteleuropa die ozeanische Temperaturen und die Bodenfeuchte auf dem K ontinent in Betracht, wobei letztere wegen der schlechten Datenlage nicht analysiert werden kann.

Abb. 2-2 zeigt die Ergebnisse der Regressionsanalyse mittels der NAO im Winter (**D**ezember Vorjahr, **J**anuar, **F**ebruar = DJF) für Wintertemperatur (a) und für die Frühjahrstemperatur MAM (**M**ärz, **A**pril, **M**ai) (b)

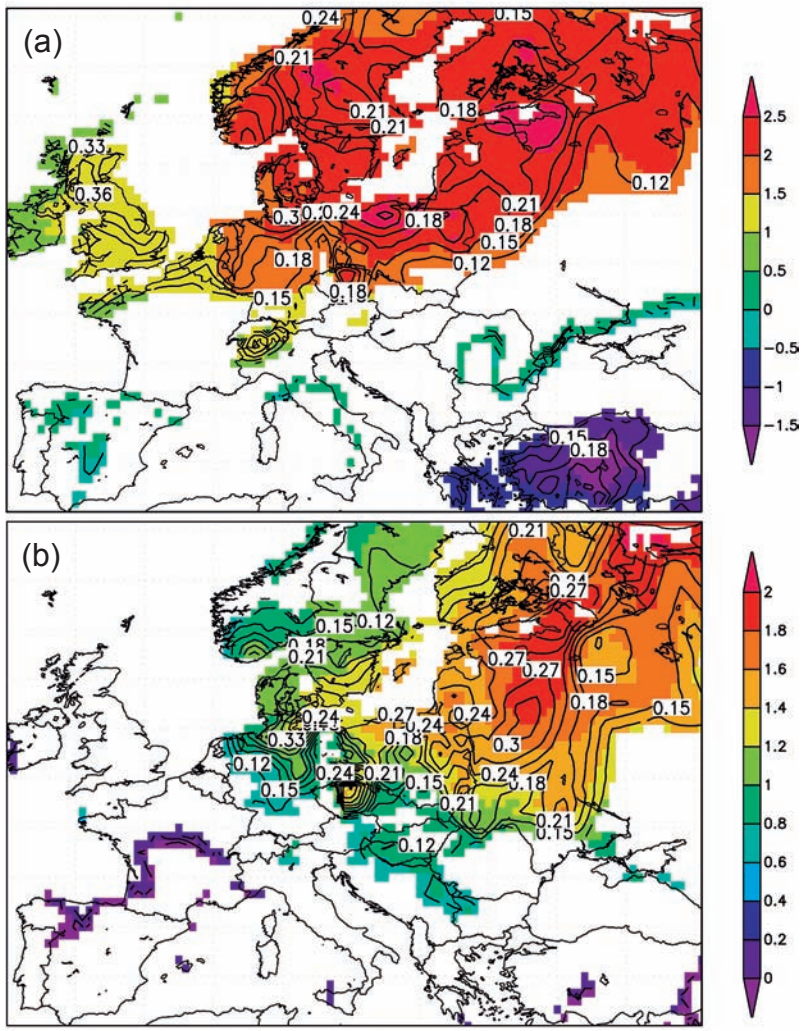


Abb. 2-2: Ergebnisse der Regressionsrechnung zwischen dem N AO Index aus Abb. 2-1 und der bodennahen Lufttemperatur T_{2m} aus den CRU-Daten. Die farbige Schattierung (Farbbalken) stellt die Regressionskoeffizienten bei einem NAO-Index von +2 (Einheit K) und die K onturlinien die erklärte Varianz der linearen Regression dar , (a) Regression N AO (DJF) versus T_{2m}(DJF), (b) Regression NAO (DJF) versus T_{2m} (MAM).

jeweils an allen Gitterpunkten. Dargestellt sind als K onturlinien die erklärte Varianz (Mittelwert der Quadra te der drei K orrelationskoeffizienten aus den Kreuzvalidationsrealisierungen) der linearen Beziehung zwischen N AO und der lokalen Temperaturanomalie, sofern sie größer als 0,1 (entsprechend einem K orrelationskoeffizient von 0,3, was einem Signifikanzniveau der Nullhypothese K orrelation = 0 gegen die Alternativhypothese K orrelation > 0 von 5 % entspricht) ist. Als farbige Schattierung erscheint die typische Temperaturanomalie bei einem N AO-Index von +2, die aus den mittleren Regressionskoeffizienten bestimmt wird.

Bei der nicht zeitverschobenen Regressionsanalyse zeigen sich deutliche Temperaturanomalien nördlich 50° N in Mittel- und Westeuropa sowie im Einzugs bereich der Ostsee . Bei einer Verschiebung von 3 Monaten kann man dann immer noch markante Zusammenhänge finden, die sich jetzt aber nur noch auf den Raum östlich von Däne mark/Norddeutschland erstrecken. So werden lokal noch erklärte Varianzen von über 30 % (K orrelationen über 0,55) erreicht. Die analo ge Analyse der Niederschlagsvariationen in Abb. 2-3 zeigt im Winter die klassische Beziehung übernormaler Niederschläge in Norwegen und Schottland mit deutlich unternormalen Niederschlägen im Mittelmeerraum im F all der positiven N AO. Abb. 2-3 (b) zeigt dagegen anders als im F all der Temperatur keine interpretierbaren Resultate zum Zusammenhang zwischen N AO im Winter und den F rühjahrsniederschlagsano ma lie n.

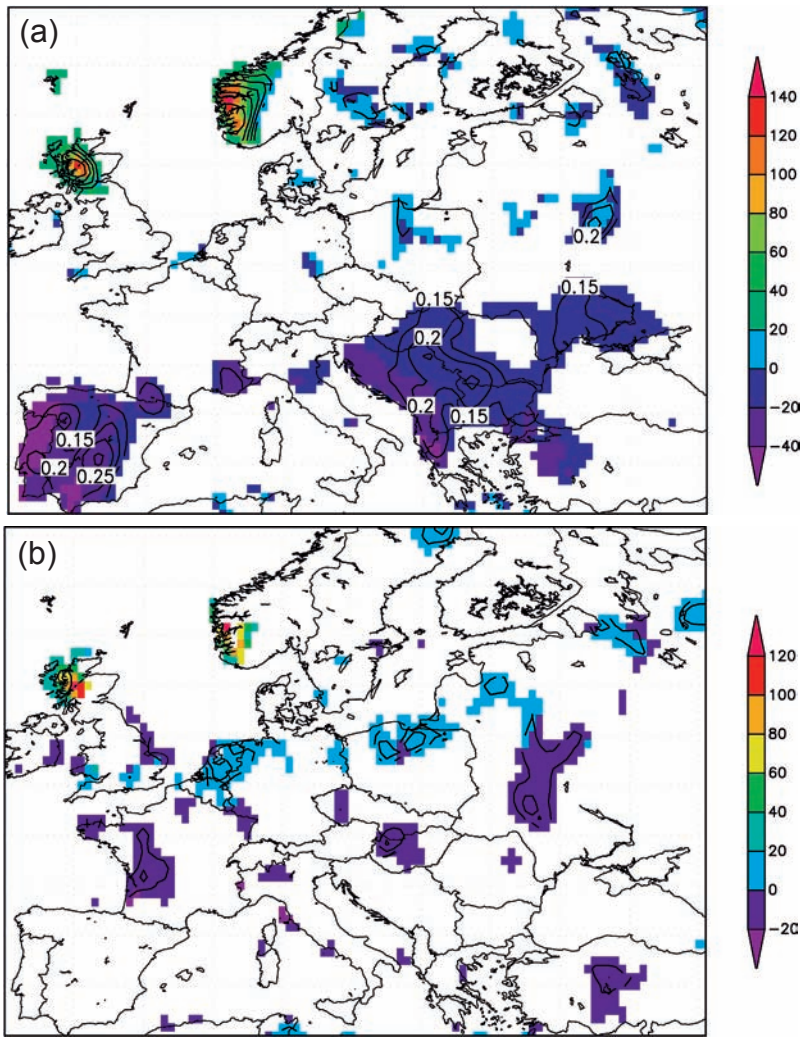


Abb. 2-3: Ergebnisse der Regressionsrechnung zwischen dem N AO-Index aus Abb. 2-1 und der Niederschlagssumme RR aus den CRU-Daten. Die farbige Schattierung (Farbbalken) stellt die Regressionskoeffizienten bei einem NAO-Index von +2 (Einheit mm) und die K onturlinien die erklärte Varianz der linearen Regression dar , (a) Regression NAO (DJF) versus RR (DJF), (b) Regression NAO (DJF) versus RR (MAM).

Erklärt werden können diese unterschiedlichen K orrelationsmuster zwischen den beiden Variablen durch den Einfluss der Nord- und Ostsee . Zur Verdeutlichung seien die Regressionsergebnisse bezüglich der ozeanischen W asseroberflächentemperaturen (**S**ea **S**urface **T**emperature SST) gezeigt. In Abb. 2-4 sieht man für den Vergleich Winter-NAO und Winter-SST kein zusammenhängendes Muster im Bereich der Nord- und Ostsee . Dies ist jedoch völlig anders drei Monate später. Im Fall einer positiven N AO im Winter haben sich Nord- und Ostsee deutlich erwärmt, wobei lokal z. B. in der Ostsee zwischen Schweden und Deutschland bis zu 30 % der Gesamtvariabilität durch die N AO erklärt werden. Das atmosphärische Signal der Temperatur und Windanomalien (siehe unten), die mit der N AO verknüpft sind, prägt sich erst im Laufe des Winters dem ozeanischen System auf , kommt dann aber wegen der Trägheit eine Jahreszeit später voll zur Geltung. Die atmosphärischen Temperaturanomalien in Abb. 2-2 kann man dann als F olge der mittleren Advektion in der westlichen Strömung über die anomal warme bzw . kalte Nord- und Ostsee verstehen. So gibt es z. B . auch kein signifikantes NAO-Signal der boden nahen Temperaturen (Abb . 2-2, (b)) im F rühjahr in Schottland, da dies stromauf der allgemeinen mittleren Strömung der Atmosphäre liegt.

Zur Interpretation der Beobachtungen der Ankunftszeiten der Zugvögel (siehe Kapitel 4) ist es auch notwendig, das typische N AO-Signal im Windvektor der bodennahen Strömung zu präsentieren (Abb . 2-5). Dargestellt sind die Regressionskoeffizienten für die zonale und meridionale Windkomponente als Vektor bei einem N AO Indexwert von +2 und das geometrische Mittel der erklärten Varianzen als F arbschattierung. Man erkennt nördlich der Breite 40° N eine anomale Südwestströmung , südlich davon eine Verstärkung der NO-Passate über dem Atlantik.

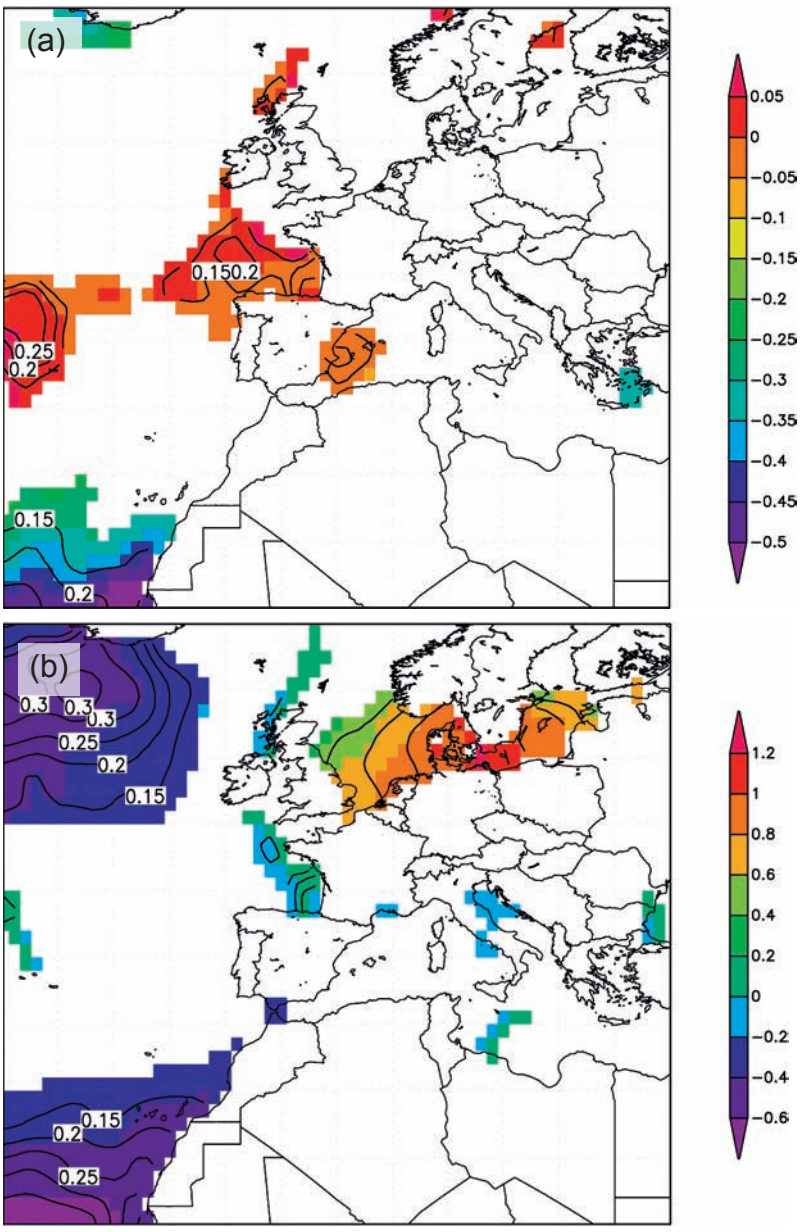


Abb. 2-4: Ergebnisse der Regressionsrechnung zwischen dem NAO-Index aus Abb. 2-1 und den ozeanischen Oberflächentemperaturen SST . Die farbige Schattierung (Farbbalken) stellt die Regressionskoeffizienten für einen NAO-Index von +2 (Einheit K) dar , die Konturlinien zeigen die erklärte Varianz der linearen Regression, (a) Regression NAO (DJF) versus SST (DJF), (b) Regression NAO (DJF) versus SST (MAM).

4 NAO und Phänologie

Die mit der NAO assoziierten Wintertemperaturen, aber noch vielmehr die des Frühjahrs, haben einen großen Einfluss auf phänologische Phänomene in Europa (zu allgemeinen Fragen bezüglich der Phänologie siehe pro*met*, Jahrgang 33, Heft 1-2/2007). Insbesondere werden die frühen Entwicklungsstadien der Pflanzen, wie Blatt- und Blütenentwicklung , maßgeblich durch das Wärmeangebot im Spätwinter und Frühjahr gesteuert. So zeigen MENZEL et al. (2005) einen massiven Einfluss des winterlichen NAO-Zustands auf die Progressionsgeschwindigkeit verschiedener Frühjahrsstadien (von früh bis spät, klassifiziert an Hand spezifischer phänologischer Stadien) in Europa. Spätere Jahreszeiten wie Frühsommer, Sommer oder Herbst werden dagegen nicht mehr durch die Winter-NAO beeinflusst. COOK et al. (2005) modellieren die phänologische Entwicklung mit Hilfe einer gemeinsamen Auswertung von Satellitendaten und NCEP-Reanalysen. Sie verwenden den Satelliten gestützten „**N**ormalized **D**ifference **V**egetation **I**ndex“ (NDVI) als indirektes Maß für den phänologischen Zustand und bestimmen Wärmesummen aus bodennahen Temperaturfelder der NCEP-Reanalysen. Der Vergleich zeigt einen erheblichen Einfluss der NAO auf die frühe Vegetationsentwicklung. Beide Beobachtungen lassen sich gut mit den Ergebnissen in Abb. 2-2 vereinbaren. Dies bedeutet auch, dass sich der NAO-Einfluss auf die Vegetationsentwicklung am bedeutendsten in Norddeutschland und Dänemark manifestieren sollte. So präsentieren MAAK und VON STORCH (1997) eine Analyse basierend auf kanonischen Korrelationen zwischen dem Blühdatum des Schneeglöckchens (Galanthus nivalis) an 74 Beobachtungsorten in Schleswig-Holstein und den monatsgemittelten Temperaturfeldern im Januar, Februar und März über Mitteleuropa. Das erste kanonische Korrelationsmuster der Temperaturwerte ist sehr ähnlich dem aus Abb 2-2. Dies lässt die Vermutung zu, dass die Blühentwicklung des Schneeglöckchens auch von der NAO beeinflusst wird. Eine spezifischere Untersuchung findet man in GORMSEN et al. (2005). Hier wird der Zusammenhang zwischen der winterlichen NAO und dem Blühdatum der Vogelkirsche (Prunus avium) sowie dem Beginn des Pollenflugs bei der Birke (Betula) untersucht. Dabei ist die Beziehung zwischen dem Blühdatum von Prunus und der NAO so groß, dass sogar eine Vorhersage des Blühbeginns durch den Winter-NAO-Index möglich ist (GORMSEN et al. 2005).

Aber auch die Gebiete in Abb. 2-2 mit geringeren erklärten Varianzen wie z.B . im europäischen Südosten (Raum Ungarn und Slowienien) werden durch entsprechende Einzeluntersuchungen gestützt. So zeigen BERGANT et al. (2002) einen signifikanten Einfluss der NAO auf den Blühbeginn des Löwenzahns (Taraxacum officinale) für Beobachtungen an etwa 20 Orten in Slowenien auf.

Diese Beispiele beziehen sich alle auf botanische Phänologie. Es gibt jedoch auch umfangreiche Untersu-

chungen zum Verhalten von Tieren, insbesondere Zugvögeln bezüglich des NAO Status. HÜPPOP und HÜPPOP (2003) berichten, dass die mittlere Ankunftszeit von Zugvögeln auf Helgoland während ihrer Wanderung nach Skandinavien deutlich mit den Schwankungen der N AO zusammenhängt. So führt eine positive NAO-Phase bei 23 von 24 untersuchten Vogelarten zu einer früheren Ankunftszeit in den F allen der Vogelwarte Helgoland. Die K orrelationen mit der N AO sind deutlich stärker als mit der lokalen Temperaturvariation. Zugvögel mit langen Wanderungswegen werden stärker beeinflusst als die, die kurze und mittlere Entfernungen zurücklegen. Beides deutet darauf hin, dass es das großskalige atmosphärische Anomaliemuster ist, das die Dauer der Zugvogelwanderung modifiziert. Diese Ergebnisse sind robust, da Beobachtungen mindestens seit 1960 zum Teil sogar seit 1909 vorliegen. VÄHÄTALO et al. (2004) finden vergleichbare Ergebnisse für Beobachtungen an 81 Zugvogelarten in Finnland für den Zeitraum 1970-1999.

Die Ursache ist vermutlich eine K ombination von Temperaturvariationen in den Überwinterungsgebieten und/oder den Windverhältnissen während der Wanderung. So ergibt Abb. 2-5 für alle Zugrouten im Westen ab der iberischen Halbinsel eine Rückenwindkomponente, die die frühere Ankunftszeit erklären könnte. In COTTON (2003) wird allerdings auch gezeigt, dass sowohl die Ankunftszeiten von Zugvögeln in Großbritannien als auch deren Abflugzeiten aus den Überwinterungsquartieren südlich der Sahara signifikant mit den afrikanischen Temperaturanomalien südlich von 20° N zusammenhängen, was in diesem Fall einen Einfluss der N AO ausschlösse.

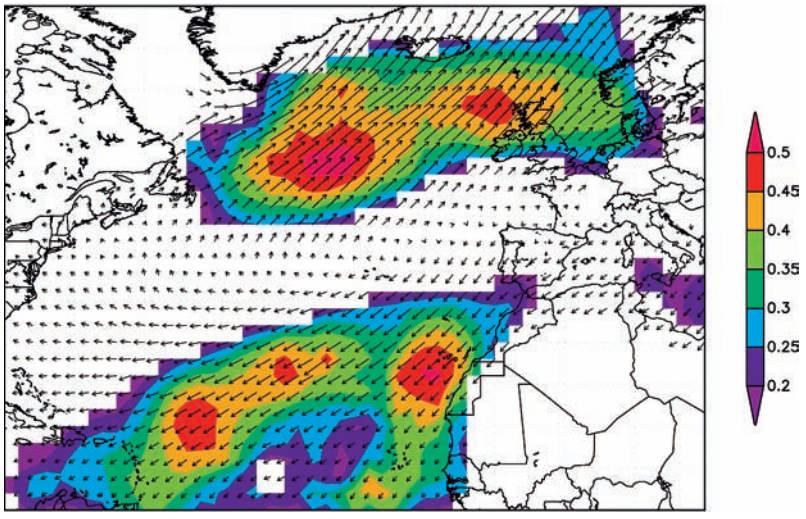


Abb. 2-5: Ergebnisse der Regressionsrechnung zwischen N AO-Index aus Abb. 2-1 und dem bodennahen Windfeld. Im Gegensatz zu den Abb. 2-2 bis 2-4 stellt die farbige Schattierung/F arbbalken die erklärte Varianz der linearen Regression und die Vektorpfeile die Regressionskoeffizienten der beiden Windkomponenten für einen N AO-Index von +2 dar (Einheit m/s , der Vergleichsvektor rechts unten entspricht 6 m/s), Regression N AO (DJF) versus Wind (DJF = Dezember, Januar, Februar).

5 NAO und aquatische Ökosysteme

Der letzte Abschnitt hat sich mit den Auswirkungen der N AO auf terrestrische Ökosysteme befasst. Aber so wie N AO bezogene Temperaturvariationen durch die damit verbundenen anomalen Energie- und Wasserflüsse die phänologischen Schwankungen erklären können, erzeugen die gleichen Variationen der atmosphärischen Zirkulation natürlich auch Änderungen in den kontinentalen Süßwassersystemen. GERTEN und ADRIAN (2001) diskutieren anhand der drei Seen Müggelsee, Stechlinsee und Heiligensee die Effekte des winterlichen N AO-Antriebs. Bei allen drei Seen werden die Temperaturen der oberen Wasserschichten im Spätwinter und im F rühjahr von der N AO beeinflusst. Dieser Einfluss verschwindet mit der Stabilisierung der oberen Wasserschichten im späten F rühjahr. Ein Überdauern des winterlichen Signals in den tieferen Wasserschichten hängt entscheidend von der Art der Durchmischung der Wassersäule ab: Der relativ flache Müggelsee mit Durchmischungsvorgängen während des gesamten J ahres verliert schon mit dem Ende des F rühjahrs die winterliche N AO-Information. Der ebenfalls flache , aber nur im F rühjahr (und Herbst) durch vertikale Mischungsprozesse beeinflusste Heiligensee kann das winterliche N AO-Signal in der Wassertemperatur bis zum Sommer erhalten. Dagegen zeigt der sehr viel tiefere und ebenfalls nur im Frühjahr und Herbst durch die Mischungsvorgänge beinflusste Stechlinsee eine signifikante K orrelation der Temperatur der tiefen Wasserschichten mit der NAO während des gesamten J ahres. Allerdings schwächt sich dieser Zusammenhang im Laufe des Jahres ab. Eine umfangreiche Diskussion des Einflusses der N AO auf Süßwasserseen in den mittleren Breiten der Nordhemisphäre findet sich in STRAILE et al. (2003). Die kohärente Entwicklung der Seetemperaturen in 12 tiefen europäischen Seen mit der N AO während der letzten 20 J ahre wird in DOKULIL et al. (2006) dokumentiert. Als Ergebnis finden die Autoren einen erklärte Varianz des linearen Zusammenhangs von im Mittel etwa 30 % (Korrelationskoeffizient etwa 0,55) für die W assertemperaturschwankungen in europäischen Seen in Tiefen von 40 bis 100 m.

Diese T emperaturschwankungen haben natürlich einen direkten Einfluss auf die Biologie in einem See. So berichten WEYHENMEYER et al. (1999) über die Variabilität des Phytoplanktons in K onzentration und Zusammensetzung in einem See in Südostschweden. Alle lokalen Parameter, die die Dynamik des Planktons bestimmen, wie Lufttemperatur, Aufbrechen der Eisdecke oder die Nährstoffflüsse werden in hohem Maße durch die N AO

gesteuert, so dass auch letztlich die Planktonvariabilität von der winterlichen NAO-Veränderlichkeit dominiert wird. Ein positiver NAO-Zustand führt dabei tendenziell zu einem früheren Einsetzen der Phytoplanktonblüte im Frühjahr. WEYHENMEYER et al. (2002) präsentieren einen Überblick über 17 europäische Seen und deren beobachtete Phytoplanktonveränderlichkeit im Zusammenhang mit der NAO. DURANCE und ORMEROD (2007) können sogar einen Einfluss auf die Artenzusammensetzung von wirbellosen Wassertieren in englischen Fließgewässern beobachten.

6 NAO und Land- und Fischereiwirtschaft

Die bisher beschriebenen Auswirkungen der NAO bezogen sich auf natürliche Systeme, die wenig oder gar nicht ökonomisch genutzt werden. Aber natürlich hat die NAO über ihre Modifikation der bodennahen Lufttemperatur auch einen Einfluss auf die Phänologie von Nutzpflanzen. Von besonderem Interesse sind dabei die landwirtschaftlichen Erträge. So haben KETTLEWELL et al (1999) und (2003) einen Zusammenhang zwischen der Winter NAO und der Qualität von Weizen in Großbritannien gefunden, der so deutlich ist, das man ihn zur Vorhersage nutzen kann (www.harper-adams.ac.uk/groups/crops/wheat). Die Zuwachsraten von Biomasse bei Gras in Großbritannien und ihr Zusammenhang mit der winterlichen NAO einerseits und der sommerlichen Bodenfeuchte andererseits wird in KETTLEWELL et al. (2006) diskutiert. Immerhin kann der winterliche NAO-Index etwa 20 % der jährlichen Variabilität der Graswachstumsraten an dem betrachteten Standort in Mittelengland erklären. Allerdings ist dies wahrscheinlich spezifisch für Großbritannien, da entsprechende Zusammenhänge für Kontinentaleuropa nicht nachweisbar sind (QUIAN und SAUNDERS 2003).

Die Dokumentationen der Effekte der NAO auf ozeanische Ökosysteme und die Erträge aus dem Hochseefischfang sind außerordentlich vielfältig in der Literatur. Sie werden gut charakterisiert durch den einleitenden Satz in dem Überblicksartikel von DRINKWATER et al. (2003): „It is well known that fish respond to changes in ocean climate". So beschreiben ALHEIT et al. (2005) die kohärenten Verschiebungen in den ökologischen Systemen der Nord- und Ostsee. Es finden sich NAO-induzierte Variationen des Phyto- und Zooplankton, des Benthos und der Fischbestände, hier insbesondere von Makrele, Kabeljau oder Hering.
Variationen der Planktondichte und Zusammensetzung beobachtet man auch auf dem offenen Atlantik (BEAUGRAND et al. 2002). Vor dem Hintergrund der oben beschriebenen Änderungen der Wassertemperaturen und des Windfeldes sind diese Effekte aber verständlich. Noch mehr Details zum Einfluss der NAO auf den physikalischen Zustand des Nordatlantiks finden sich in VISBECK et al. (2003). Weitere Zusammenstellungen der Auswirkung der NAO finden sich in OTTERSEN et al. (2001) in einer sehr ausführlichen Tabelle.

7 NAO und Wasser- und Elektrizitätswirtschaft

Die größten Einflüsse der NAO auf den Niederschlag in Europa findet man in Norwegen und auf der Iberischen Halbinsel. Die Niederschlagsschwankungen in Norwegen sind so erheblich, dass nicht nur der Abfluss aus Flüssen und Stauseen signifikant mit der NAO-Variabilität zusammenhängt, sondern auch die Stromproduktion durch Wasserkraftwerke (CHERRY et al. 2005). Diese Autoren zeigen aber auch noch, dass der Verbrauch von Energie in Norwegen im Winter deutlich von der NAO beeinflusst wird. Dies ist eine direkte Konsequenz der NAO-bezogenen Temperaturvariation in Norwegen. Den Einfluss der NAO auf das Wassermanagement (Inhalt und Abgabe von Wasserspeichern) entlang des spanischen Teils des Rio Tejo für den Zeitraum 1957-2003 untersuchen u.a. LOPEZ-MORENO et al. (2007). Sie führen dies auf die starke zwischenjährliche Veränderlichkeit des Niederschlags über der iberischen Halbinsel infolge der NAO zurück: Hohe winterliche Niederschläge bei NAO minus Lagen führen im Allgemeinen zu geringeren notwendigen Wasserabgaben aus den Speichern und umgekehrt, um durch Wassermanagement einen möglichst gleichmäßigen Gebrauch in den Jahreszeiten Frühjahr und Sommer zu ermöglichen.

8 Zusammenfassung

Diese Zusammenstellung der Auswirkung der NAO auf Systeme höchst unterschiedlicher Natur zeigt die Bedeutung der NAO für Mensch, Tier und Pflanze in Europa auf. Ein tieferes Prozessverständnis der physikalischen Abläufe des NAO-Zyklus könnte auch eine verbesserte Vorhersagbarkeit bedeuten. In diesem bislang noch hypothetischen Fall wäre eine Jahreszeitenvorhersage über sechs und mehr Monate von großem ökonomischen Interesse. Nicht hypothetisch ist dagegen eine kurzfristige Jahreszeitenvorhersage vom Winter in das kommende Frühjahr. Wenn Mitte bis Ende Februar der Zustand der winterlichen NAO abgeschätzt werden kann, sollte zumindest für Teile des nördlichen Mitteleuropas und Skandinaviens eine statistische Vorhersage der bodennahen Lufttemperaturanomalie und der daraus sich ergebenden Anomalien in der Biosphäre möglich sein.

pro*met*, Jahrg. **34**, Nr. 3/4, 95-100 (Dezember 2008)
© Deutscher Wetterdienst 2008

G. C. LECKEBUSCH, A. KAPALA, H. MÄCHEL, J. G. PINTO, M. REYERS

3 Indizes der Nordatlantischen und Arktischen Oszillation

Indices of the North-Atlantic and Arctic Oscillation

Zusammenfassung
Die Nordatlantische Oszillation und die Arktische Oszillation stellen dominierende Variabilitätsmuster der mittleren und hohen Breiten der Nordhemisphäre dar. Verschiedene Maßzahlen zur Erfassung ihrer Intensität und Phase wurden entwickelt, die teilweise auch eine räumliche Varianz der Aktionszentren dieser Luftdruckschaukel berücksichtigen können. In einer kurzen Übersicht werden gängige Indizes vorgestellt und kurz ihre Repräsentanz diskutiert.

Abstract
The North-Atlantic Oscillation and the Arctic Oscillation are the dominant Northern Hemisphere teleconnection patterns on the seasonal scale. Different indices, measuring the strength and the phase of this seesaw of atmospheric mass, have been developed in the last decades. Partly, they will recognise the spatial variability of these patterns. In this contribution, a short but comprehensive overview of existing, most relevant indices is given.

1 Einleitung

Das Klima der mittleren und höheren Breiten der Nordhemisphäre ist durch natürliche Variabilitätsmuster auf verschiedenen Zeit- und Raumskalen geprägt. Unter ihnen ist die **N**ord**a**tlantische/**A**rktische **O**szillation (NAO/AO) wohl diejenige, die den größten Einfluss auf Witterungsabläufe über dem Nordostatlantik und Europa hat. Unter der NAO wird eine alternierende Umverteilung der Masse der Atmosphäre zwischen arktischen und subtropischen Breiten über dem Nordatlantik verstanden (TEISSERENC DE BORT 1883, DEFANT 1924, WALKER 1924). Diese Umverteilung und damit die Variabilität der atmosphärischen Druckmuster lässt sich am besten über Anomalien, also Abweichungen von einem Grundzustand beschreiben. Da das Klima der mittleren Breiten durch starke saisonale Schwankungen dieses Grundzustandes beeinflusst wird, ist es sinnvoll, Anomalien gegenüber dem saisonalen Grundzustand zu betrachten. Die NAO sowie die AO werden deshalb oft für den nordhemisphärischen Winter definiert, in dem sie die größte Persistenz und Amplitude der Anomalie zeigen.

In Folge des transienten Charakters atmosphärischer, planetarskaliger Wellen erstrecken sich Anomalien auf der saisonalen Skala über weite geographische Bereiche und stellen einen Zusammenhang zwischen den meteorologischen Abläufen weit entfernter Regionen her, der klassischer weise als „Telekonnektion" bezeichnet wird (z.B. WALLACE und GUTZLER 1981). In diesem Sinne kann die NAO als eine solche Telekonnektion zwischen zwei Nord-Süd verteilten Aktionszentren gesehen werden: Der nördliche Dipol findet sich über der Region Grönland/Dänemark-Straße/Island, der südliche über dem zentralen Nordatlantik zwischen etwa 35° N und 40° N. Während der positiven Anomalie-Phase herrscht über den höheren Breiten ein reduzierter Bodendruck (und entsprechend reduzierte geopotenzielle Höhen der Druckflächen in der Troposphäre) und erhöhter Bodendruck über dem zentralen Nordatlantik, dem östlichen Nordamerika und Westeuropa. In der negativen Phase stellen sich gegenteilige Anomalien über den jeweiligen Regionen ein. Von einer zur anderen Phase stellen sich große Änderungen z. B. der mittleren Windgeschwindigkeiten und –richtungen oder Änderungen der Feuchtetransporte vom Ozean zu den benachbarten Landflächen (z. B. Westeuropa) ein, mit denen unter anderem veränderte Häufigkeiten und Intensitäten von Stürmen und weiteren Wetterphänomenen verbunden sind (vergleiche z. B. PINTO et al. 2008). In engem Zusammenhang zu der NAO ist die AO zu sehen. Unter ihr wird ebenfalls ein alternierendes Druckmuster verstanden, welches aber auf der gesamten Nordhemisphäre definiert wird. Deshalb findet sich in der angelsächsischen Literatur auch oft die Bezeichnung „**N**orthern **A**nnular **M**ode" (NAM, vergleiche mit THOMPSON and WALLACE 1998, 2000, OGI et al. 2004). Eine Vielzahl von Arbeiten zur Untersuchung der Abhängigkeiten dieser beiden atmosphärischen Variabilitätsmuster wurde in den letzten Jahrzehnten durchgeführt. So versuchen z. B. KODERA und KURODA (2004) die Unterschiedlichkeit dieser Muster über ihre lineare Unabhängigkeit mit Hilfe zweier Indizes zu erklären. Diese Technik der Erstellung von Indizes ist ein wesentliches Hilfsmittel zur Beschreibung des Zustandes der NAO, welches sowohl für die Abschätzung potentieller Auswirkungen (z.B. auf agrar- und volkswirtschaftliche Bedingungen, vergleiche mit Beitrag 2 dieses Heftes) nützlich ist, als auch ein geeignetes Instrument zur Erforschung der ursächlichen Mechanismen der NAO darstellt.

2 NAO-Indizes

Trotz der Vielfalt der Studien, die sich mit den Bodendruckvariationen über dem Nordatlantik beschäftigten, gibt es bis heute keine allgemein gültige Definition der NAO. Nicht zuletzt liegt dies an der hohen internen Variabilität der Atmosphäre der mittleren Breiten, die eine exakte, universelle (starre) Definitionsbeschreibung unmöglich macht. Auch die Heterogenität der beteiligten Prozesse und deren individuelle Betonung in verschiedenen Indizes lassen eine starre Definition nicht notwendigerweise immer als geeignet erscheinen. Dementsprechend gibt es bisher auch keinen allgemein gültigen Index für die Quantifizierung der NAO-Intensität (JONES et al. 2003). Im Laufe der Zeit wurden allerdings eine ganze Reihe von Indizes für die Charakteristik der NAO-Intensität entwickelt, die gegenwärtig in wissenschaftlichen Studien verwendet werden. Dabei sind positive Indexwerte für den Winter ein Indikator für die Stärke der westlichen Strömung von West- über Zentral- bis Nordeuropa. Mit diesen positiven Index-Werten ist eine verstärkte westliche Strömung, die ein milderes aber auch stürmischeres Winterwetter nach Europa bringt, assoziiert. Mit negativen Index-Werten wird dagegen eine meridionaler ausgerichtete Strömung beschrieben.

Verschiedene Indextypen lassen sich je nach Verwendungszweck unterscheiden:

1. Auf Stationsdaten basierende Indizes, die der Differenz von standardisierten Bodendruckreihen von meistens zwei Stationen entsprechen. Hierbei ist eine Station repräsentativ für das nördliche und die andere Station für das südliche Aktionszentrum der NAO. Der am häufigsten benutzte NAO-Index entspricht der Differenz zwischen den standardisierten monatlichen Bodendruckreihen der Station Ponta Delgada auf den Azoren und Stykkisholmur auf Island (vergleiche z. B. HURRELL 1995, HURRELL et al. 2003). Neben der Station Stykkisholmur (65,0° N; 22,8° W), deren Bodendruckreihen für den Zeitraum 1846-1990 verfügbar sind, liegen für zwei weitere Stationen lange beobachtete Zeitreihen des Bodendrucks vor: Reykjavik (64,0° N; 22,0° W) für den Zeitraum 1821-2008 und Akureyri (65,7° N; 18,1° W) für den Zeitraum 1882-2008. Abb. 3-1 (a) zeigt diese Zeitreihe für den Winter (Dezember bis März). Da die Reihe von Ponta Delgada (37,7° N; 25,7° W) nur den Zeitraum 1865-1997 erfasst, werden alternativ die Bodendruckmessungen von Gibraltar (36,2° N; 5,4° W, Zeitraum 1821-2008; Abb. 3-1 (b)) oder von Lissabon (38,7° N; 9,1° W, Zeitraum 1855-2008; Abb. 3-1 (c)) für die Charakteristik des Azorenhochs verwendet. HURRELL (1995) nutzt die Druckreihe von Lissabon bzw. den Azoren (seit 1864) als den südlichen Punkt für seinen Index. Jones wiederum nutzt für den NAO-Index die Stationen Reykjavik und Gibraltar (für weitere Informationen siehe JONES et al. 1997, 2003). Die wichtigsten Informationen zu diesen Indizes sind in Tabelle 3-1 zu finden.

2. Zonalindizes, die die Stärke des Zonalwindes in einer bestimmten geographischen Breite und einem vordefinierten Gebiet berücksichtigen oder solche, die auf der Druckdifferenz zwischen zwei Breitenkreisen bzw. Gebieten im atlantisch-europäischen Sektor basieren (z. B. EU-Index (STEPHENSON

NAO-Indizes	Verfügbarer Zeitraum	Beschreibung
Hurrell	1865-2002	Differenz standardisierter Anomalien des Luftdrucks zwischen Ponta Delgada/Santa Maria (Azoren) und Stykkisholmur/Rexkjavik (Island)
CRU (Jones)	1821-2008	Differenz standardisierter Anomalien des Luftdrucks zwischen Gibraltar (Spanien) und Reykjavik (Island)
Lissabon-Island	1855-2008	Differenz standardisierter Anomalien des Luftdrucks zwischen Lissabon (Azoren) und Stykkisholmur/Reykjavik (Island)
EU-Index	1948-2006	Differenz standardisierter Anomalien des zonal gemittelten Bodendrucks zwischen 35° N und 65° N im Sektor 20° W-40° E
Zonal-Index	1958-2008	Differenz standardisierter Anomalien des zonal gemittelten Bodendrucks zwischen 35°-50°N und 55°-70°N im Sektor 0°W-40°W
Mächel1	1881-2006	1. Hauptkomponente (**p**rincipal **c**omponent, 1PC) berechnet aus 4 Parametern (ähnlich GLOWIENKA 1985): Geogr. Breite von **A**zoren**h**och (AH) und **I**slandtief (IT) sowie Kerndruck von AH und IT; diese Parameter wurden aus zonal gemittelten Bodendruckfeldern im Sektor 50°W-10°E, 20°N- 70°N ermittelt (DWD-Analyse und NCEP-Reanalysen)
Mächel2	1881-2006	1. Hauptkomponente (1PC) berechnet aus 6 Parametern: Geogr. Breite von Azorenhoch (AH) und Islandtief (IT), geogr. Länge von Azorenhoch (AH) und Islandtief (IT) sowie Kerndruck von AH und IT; diese Parameter wurden aus Bodendruckfeldern im Sektor 50° W-10° E, 20° N-70° N (fehlende Werte wurden mit denjenigen aus 60°W-20° E, 20° N-75° N ergänzt) ermittelt (DWD-Analyse und NCEP-Reanalysen)
NAO-PC	1899-2008	1. PC extrahiert aus Bodendruckfeldern (SLP) basierend auf CRU Gitterpunkt-Stationsdatensatz im Sektor: 20° N-80° N, 90° W-40° E
AO-PC	1899-2008	1. PC extrahiert aus Bodendruckfeldern (SLP) basierend auf CRU Gitterpunkt-Stationsdatensatz für die Nordhemisphäre: 20° N-90° N

Tab. 3-1: Liste gängiger NAO-Indizes.

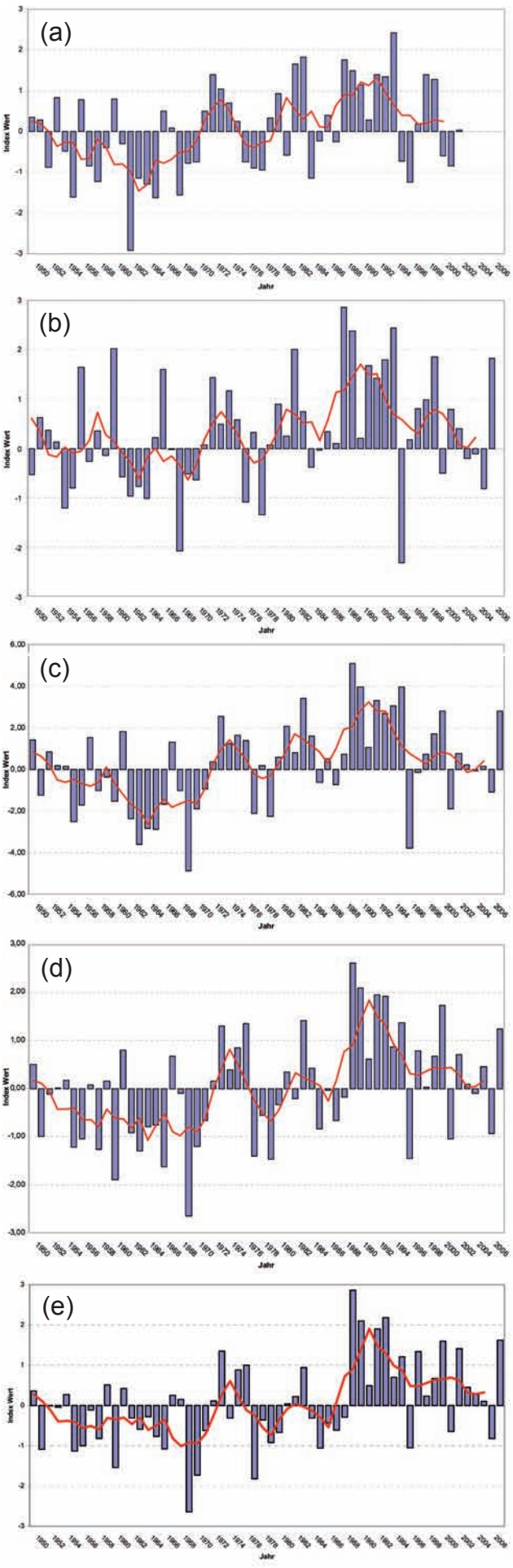


Abb. 3-1 (a): Hurrel-NAO-Index für Winter (DJFM), basiert auf Differenzen der normalisierten MSLP-Daten zwischen Ponta Delgada (Azoren) und Stykkisholmur/Reykjavik (Island). Verfügbar seit 1865; seit 2002 meldet die Station Ponta Delgada nicht mehr (pers. Mitteilung J. Hurrell, 14.02.2008). Rote Linie: fünfjähriges gleitendes Mittel. Quelle: H. Mächel, Darstellung: © FU Berlin. (b): NAO-Index für Winter der **C**limate **R**esearch **U**nit (CRU), University of East Anglia, Norwich, (UK); basierend auf Stationsdaten des Luftdrucks auf mittlerem Meeresniveau (MSLP) der Azoren (1865-2002), Gibraltars (1821-2007) und Reykjaviks (Island, 1821-2007). Rote Linie: Fünfjähriges gleitendes Mittel. Quelle: H. Mächel, Darstellung: © FU Berlin. (c): NAO-Index Winter (Dezember bis März) basierend auf normalisierter Bodendruckdifferenz zwischen Lissabon (Portugal) und Stykkisholmur/Reykjavik (Island), verfügbar seit 1864. Rote Linie: Fünfjähriges gleitendes Mittel. Quelle: World Monthly Surface Station Climatology , http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html. Darstellung: © FU Berlin. (d): N AO-Index für Winter (DJFM) als 1. Entwicklungskoeffizient für die erste empirische Orthogonalfunktion der Bodenluftdruckanomalie über dem Nordatlantik (20°-80°N , 90°W -40°E), verfügbar seit 1899. Rote Linie: Fünfjähriges gleitendes Mittel. Quelle: http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html. Darstellung: © FU Berlin. (e): **A**rktische **O**szillation (AO-Index) oder auch „ **N**orthern **A**nnular **M**ode"-Index (NAM-Index) für Winter (DJFM). Der AO-Index ist definiert als die Zeitreihe des Entwicklungskoeffizienten der ersten empirischen Orthogonalfunktion (Hauptkomponentenanalyse) der Anomalie des Luftdrucks auf mittlerem Meeresniveau für die Nordhemisphäre: 20°N-90°N. Verfügbar seit 1899. Rote Linie: Fünfjähriges gleitendes Mittel. Quelle: http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html. Darstellung: © FU Berlin.

et al. 2003), Zonal index (PINTO et al., 2007), vergleiche Tabelle 3-1).

3. Dynamische NAO-Indizes, welche die Position und den Kerndruck der Aktionszentren **I**slandtief (IT) und **A**zoren**h**och (AH) erfassen (z. B. GLOWIENKA 1985, MÄCHEL et al. 1998 und PORTIS et al. 2001). Mächel et al. bestimmen, ähnlich wie GLOWIENKA HENSE (1990, vgl. Kapitel 2, dortige Abb.1), mit Hilfe der zonal gemittelten monatlichen Bodendruckfelder die meridionale Position des Druckminimums und -maximums und den Kerndruck des IT und AH für jeden Monat. Die daraus resultierenden vier Zeitreihen wurden einer Hauptkomponentenanalyse (engl.: principal component analysis, PCA) unterzogen und die erste Komponente als NAO-Index definiert.
Im Rahmen einer erweiterten Analyse wurde aus den monatlichen Bodendruckfelder die geographische Breite (Br-IT, Br-AH), geographische Länge (L-IT , L-AH) und der Kerndruck (Dr-IT, Dr-AH) für jeden Monat ermittelt. Mit den sechs Zeitreihen wurde eine Hauptkomponentenanalyse durchgeführt (siehe oben) und die erste extrahierte PC als alternativer NAO-Index definiert. Diese Analysen zeigen, dass in einigen Fällen keine eindeutige Ermittlung der Posi-

tion der Zentren möglich ist, weil entweder mehrere Tiefs/Hochs von vergleichbarer Intensität oder kein ausgeprägtes Tief/Hoch im Untersuchungsgebiet lagen. Daher weisen diese Reihen einige Lücken auf, die möglicherweise einen Hinweis auf außergewöhnliche Luftdruckkonfigurationen über dem Atlantik geben, die es noch näher zu untersuchen gilt. PORTIS et al. (2001) versuchen einen "mobilen" NAO-Index mit Hilfe von (auf mittleres Meeresniveau) reduzierten Bodendruckfeldern (engl.: **m**ean **s**ea **l**evel **p**ressure, MSLP) über dem Nordatlantik zu bestimmen. Sie definieren ihren NAO-Index als Differenz zwischen standardisierten MSLP-Anomalien an den Punkten, an denen die höchste negative Korrelation zwischen dem subtropischen und dem subpolaren MSLP aufgetreten ist.

4. Auf Hauptkomponentenanalyse (PCA) oder Empirischen Orthogonalfunktionen (**e**mpirical **o**rthogonal **f**unctions, EOF) der Bodendruckfelder nördlich von 20° N basierende Indizes. Dabei wird meistens die erste Hauptkomponente (erste PC) als Indexwert benutzt (vergleiche z. B. PINTO et al. 2008). Wenn die Auswertungen sich auf den atlantisch-europäischen Sektor beschränken, entspricht die erste PC dem NAO-Index (Abb. 3-1 (d) für DJFM = Wintermittel). Wenn hingegen die ganze Nordhemisphäre betrachtet wird, entspricht die erste PC dem AO-Index (Abb. 3-1 (e)). Für beide Indizes verwenden einige Autoren auch die geopotenzielle Höhe der 500 hPa-Fläche als Datengrundlage. Derartige Indizes haben aufgrund der immer größer werdenden Computerleistungen an Popularität gewonnen.

Die verschiedenen Indizes haben ihre Vor- und Nachteile, je nach Fragestellung der Untersuchung. Auf Stationsdaten basierende Indizes können möglicherweise durch historische Daten in die Vergangenheit leichter verlängert und somit zur Konstruktion langer Index-Reihen der NAO verwendet werden (z. B. JONES et al., 2003). Nachteile ergeben sich aus der Lage der verwendeten Stationen, die eher repräsentativ für den Ostatlantik und die Bodendruckkonfiguration im Winter sind. Darüber hinaus berücksichtigt eine feste Position der Stationen oder Breitenkreise bei Zonalindizes keine eventuell vorhandenen räumlichen Bewegungen der Aktionszentren. JONES et al. (2003) haben die Druckreihe von Bermuda (32,3° N; 64,7° W) für den Zeitraum 1837-2000 ergänzt, die zur Charakteristik der Luftdruckverhältnisse im Westatlantik verwendet werden kann. Die dynamischen Indizes haben neben dem wesentlichen Nachteil der vorhandenen zeitlichen Lücken (siehe oben) einen entscheidenden Vorteil: Sie erlauben eine detaillierte Analyse des Verhaltens der verschiedenen Aktionszentren (IT und AH).

Ebenso von Vorteil scheinen die auf der PCA der reduzierten Bodendruckfelder basierenden Indizes zu sein, da diese nicht an feste Punkte bzw. Stationen gebunden sind. Allerdings weisen die Indizes bei der gewöhnlichen Darstellung nur der ersten Komponente auch Defizite auf, da sie in der Regel nur rund 30 % der gesamten Varianz des Druckfeldes erklären. Da diese Analysen die Eingangsdaten klassifizieren und dabei die Anzahl der Freiheitsgrade reduzieren, ist es manchmal schwierig, die zugehörige physikalische Bedeutung zu identifizieren. Die in diesem Unterkapitel erwähnten Indizes sind in Tabelle 3-1 zusammenfassend beschrieben.

3 Vergleich einiger NAO-Indizes und ihrer Repräsentanz in Bodendruckfeldern

Verschiedene NAO-Indizes werden meistens nur für den Winter präsentiert. Untersuchungen des Luftdruckverhaltens über dem Nordatlantik bzw. der NAO für den Sommer sind selten, da die Relevanz und Ausprägung der NAO in dieser Zeit deutlich reduziert sind. In diesem Beitrag werden somit einige NAO-Indizes für den Winter (DJFM) verglichen, wobei ein Überblick über die Repräsentanz der verschiedenen NAO-Indexwerte anhand von Korrelationen zwischen den jeweiligen Indizes (Tab. 3-2) und dem Bodendruckfeld erreicht werden kann (vergleiche z. B. Abb. 3-2).

Sowohl die West-Ost-Lage als auch die Nord-Süd-Lage der beiden Luftdruckzentren variierte erheblich in den letzten 50 Jahren (ohne Abbildung), dennoch sind die Korrelationen zwischen den dynamischen und auf Stationsdaten basierenden NAO-Indizes insbesondere im Winter allgemein hoch. Im Sommer, wenn sich das AH und das IT abschwächen und westlich bewegen, sinken diese Korrelationen erheblich. Wie gut die hier betrachteten NAO-Indizes das Bodendruckfeld im Winter repräsentieren, lässt sich aus den Korrelationen dieser Index-Zeitreihen mit dem Boden-

	HURREL	CRU	EU	ZONAL	MÄCHEL1	MÄCHEL2	NAO-PC	AO-PC
HURREL	1	0,773	0,764	0,859	0,792	0,706	0,753	0,606
CRU	0,773	1	0,928	0,935	0,904	0,876	0,886	0,820
EU	0,764	0,928	1	0,921	0,904	0,855	0,909	0,856
ZONAL	0,859	0,935	0,921	1	0,966	0,900	0,933	0,823
MÄCHEL1	0,792	0,904	0,904	0,966	1	0,901	0,911	0,807
MÄCHEL2	0,706	0,876	0,855	0,900	0,901	1	0,925	0,860
NAO-PC	0,753	0,886	0,909	0,933	0,911	0,925	1	0,948
AO-PC	0,606	0,820	0,856	0,823	0,807	0,860	0,948	1

Tab. 3-2: Korrelationstabelle zwischen verschiedenen NAO-Indizes im Winter (DJFM).

druck (aus NCEP-Reanalysen) erkennen, die in Abb. 3-2 dargestellt sind. Für Vergleichszwecke ist das mittlere Bodendruckfeld (aus NCEP-Reanalysen) im Winter für den Zeit raum 1958-2002 als Isolinienverteilung unterlegt.

Im Winter scheint der CR U (Jones)-Index relativ gut das räumliche Druckmuster mit den erwartungsgemäß höchs - ten K orrelationen an den Punkten in der Nähe der gewählten Stationen zu reproduzieren (Abb. 3-2 (b)). Im Vergleich dazu schneidet der Hurrell-Index etwasschwächer ab (Abb. 3-2 (a)). Am besten geben der Zonalindex (Abb . 3-2 (d)) und der Mächel1-Index die Luftdruckverteilung im Winter wieder (Abb . 3-2). (Aufgrund der großen Ähnlichkeit mit dem CR U- und Hurrell-Index wurde der Lissabon-Island-Index in der Abbildung 3-2 und der Tabelle 3-2 Übersicht halber nicht weiter berücksichtigt.) Der Mächel2-, NAO-PC-, sowie der AO-PC-Index weisen eine etwas nach Osten verschobene Variabilitätsstruktur auf, was auch auf den EU-N AO-Index zutrifft. Im Sommer reproduzieren die NAO-Indizes das Luftdruckmuster generell schlechter und nur in einem begrenzten Gebiet. Dabei zeigen alle Indizes eine vergleichbare Repräsentanz (ohne Abbildung).

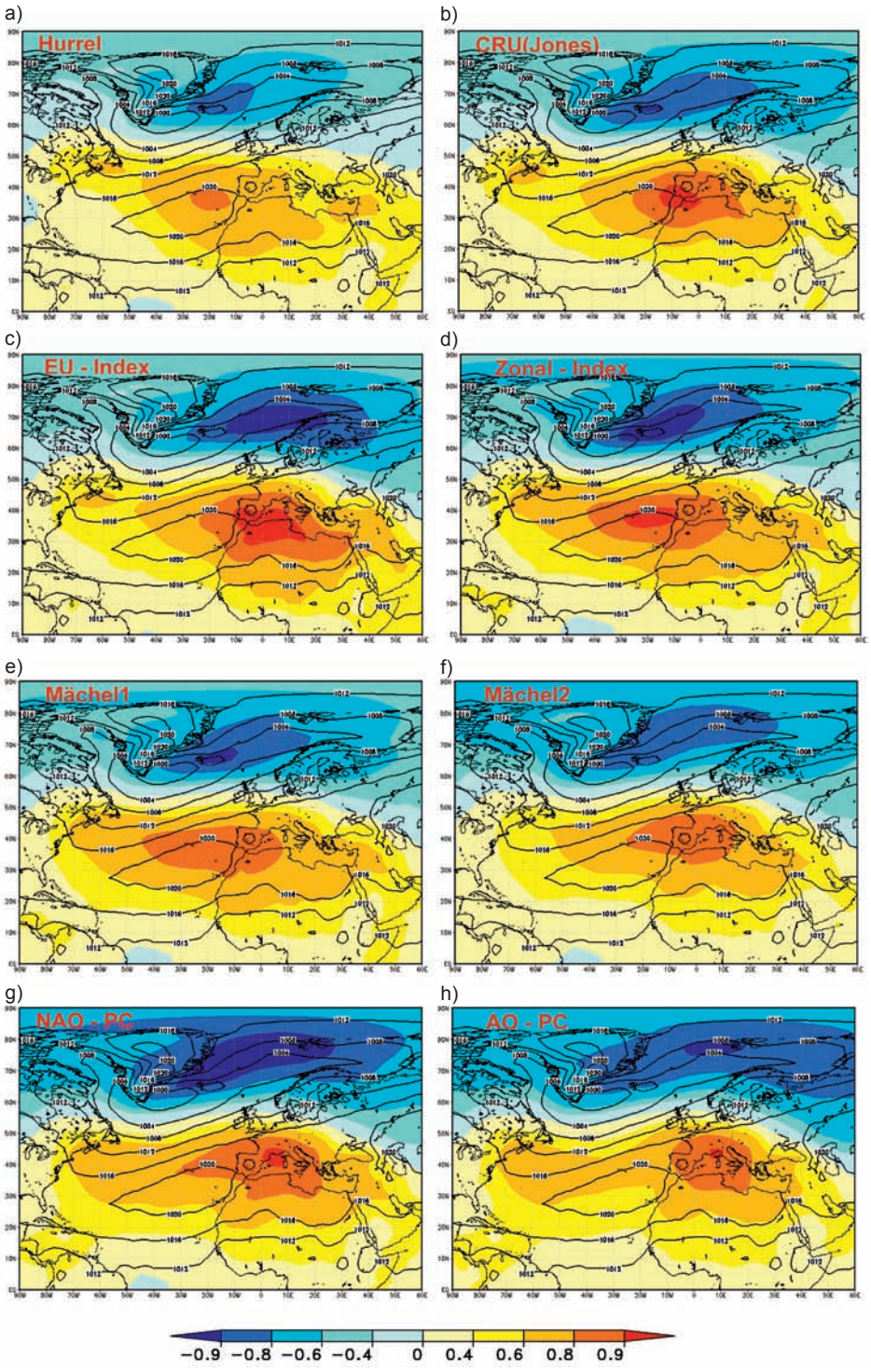


Abb. 3-2: Korrelationen ausgewählter Winter (DJFM) N AO-Indizes: (a) Hurrell-N AO, (b) CRU-NAO, (c) EU-Index, (d) Zonal-Index, (e) Mächel1, (f) Mächel2, (g) NAO-PC, (h) AO-PC mit MSLP. Zeitraum 1958-2002, Isolinien: mittlerer Bodenluftdruck.

4 Fazit und Diskussion

Diese kurze übersichtsartige Darstellung stellt die wesentlichen und in der F orschung und Anwendung gängigsten Definitionen der Repräsentanz der NAO in Form von Indizes dar. Sie hat nicht den Anspruch alle möglichen, teils sehr komplexen, Definitionen zu beleuchten. Vielmehr soll sie einen ersten Überblick verschaffen und zur Orientierung dienen. Aus ihr wird jedoch bereits ersichtlich, dass sich die Wahl eines NAO-Indizes nach der Fragestellung der betreffenden Untersuchung richten sollte. Wird der Einfluss der NAO z. B. auf die Temperatur- oder Niederschlagsanomalien in Deutschland untersucht, so scheint der EU-Index geeigneter als andere Indizes zu sein, da er sich auf die Anomaliemuster über Europa bezieht (STEPHEN SON et al. 2003). Möchte man dagegen poten tielle Änderungen unter anthropogenen Einflüs-sen identifizieren, scheint eine Index-Wahl im Sinne einer besseren Repräsentanz der

raumzeitlichen Variabilität eher angebracht (vergleiche Beitrag 9 in diesem Heft), da damit der jeweiligen Modell inhärenten NAO besser Rechnung getragen werden kann. Darüber hinaus weist die NAO-Variabilität auf unterschiedlichen Zeitskalen auf, die von unterschiedlichen physikalischen Prozessen im Klimasystem des Nordatlantik-Raums hervorgerufen werden (vergleiche z. B. Beitrag 4). Mit Hilfe dieser Eigenschaften scheint es möglich, die NAO als Vorhersage-Indikator auf Zeitskalen von Monaten bis zu Dekaden zu nutzen (vergleiche Beitrag 8). Je nach Vorhersage-Zeitskala kommen verschiedene NAO-Definitionen und damit Indizes zum Einsatz: Für Studien zur saisonalen Vorhersage der NAO wurden von MÜLLER et al. (2005) EOF basierte Definitionen genutzt, während Einflüsse auf der dekadischen Zeitskala meist anhand von langen (beobachteten oder simulierten) Reihen diagnostiziert werden und somit oft stationsbasierte Indizes Verwendung finden.

Auch gilt es zu berücksichtigen, dass ein potentielles Untersuchungsergebnis sensitiv gegenüber der Wahl des Indizes sein kann, da, wie oben angesprochen, je nach Index verschiedene physikalische und raumzeitliche Strukturen Eingang in den Index finden. Hier ist eine sorgfältige Untersuchung zur sinnvollen Anwendbarkeit des jeweiligen Index erforderlich, kombiniert mit einer Quantifizierung der jeweiligen Sensitivität.

pro*met*, Jahrg. **34**, Nr. 3/4, 101-107 (Dezember 2008)
© Deutscher Wetterdienst 2008

T. SPANGEHL, C. C. RAIBLE

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

Variations of NAO based on long time-series, data reconstructions and simulations of the last 500 years

Zusammenfassung
Rekonstruktionen des vergangenen Klimas sowie Simulationen mit gekoppelten Atmosphäre-Ozean Modellen der allgemeinen Zirkulation liefern die Voraussetzungen zur Untersuchung der niederfrequenten Variabilität der **N**ord**a**tlantischen **O**szillation (NAO). Mit Hilfe von Modellsimulationen kann ein Großteil der langzeitlichen Variabilität durch interne Atmosphäre-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 **N**orth **A**tlantic **O**scillation (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; Beitrag 9 in diesem Heft). 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 bis 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 exis-

tieren für die vergangenen 250 bis 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-Atmosphäre-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. Beitrag 7 in diesem Heft), nur stark vereinfacht dargestellt werden. Auch die Antriebsdaten für Klimasimulationen der Vergangenheit sind mit Unsicherheiten behaftet, da sie auf Grundlage von Proxydaten 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 („multimodel 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 (Beitrag 7), spielt die Atmosphäre-Ozean-Wechselwirkung eine große Rolle (BJERKNES 1964; Beitrag 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 Atmosphäre-Ozean-Wechselwirkung eine wichtige Rolle beikommt (BJERKNES 1964, MARSHALL et al. 2001b, Beitrag 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 Beitrag 3). Die beobachteten NAO-Indizes beschränken sich auf die kurze Periode der letzten 150 bis 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 Vorraussetzung der Stationarität werden dabei Transferfunktionen zwischen Proxy-

daten und Bebachtungen für die vergangenen 150 J ahre abgeschätzt. Eine Unsicherheit für Druckrekonstruktionen ergibt sich aus dieser Wahl der Proxy daten, 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. 4-1, da die K orrelation zwischen den beiden rekonstruierten Indizes in dem Zeitraum vor 1820 zusammenbricht. Darüber hinaus kann die rekonstruierte NAO nicht mit Temperatur- oder Niederschlagsrekon s truktionenverglichen werden, da sich hier aus Zirkelschlüsse ergä ben. Aus diesem Grund haben CASTY et al. (2007) unabhängige Rekonstruktionen des Bodendrucks entwickelt, das heißt, dass das Bodendruckfeld aus schließlich mit drucksensitiven Proxyda ten rekons truiert wird. Dies hat aber zur F olge, dass Druckrekonstruktionen nur bis 1766 möglich sind, da drucksensitive Daten vorher nicht in ausreichender Zahl exis tieren. Eine weitere Unsicherheitsquelle ist die geringere Dichte von Proxydaten für weiter zurückliegende Zeiträume (Abb. 4-2), welche hier generell zu einer Abnahme der Varianz führt (vergleiche Abb. 4-1 (a)).

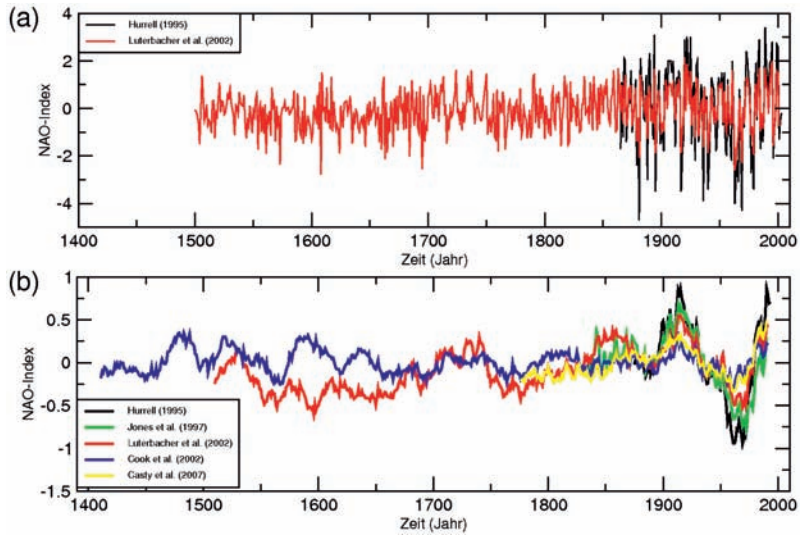


Abb. 4-1: Verschiedene beobachtete und rekonstruierte NAO Indizes für Winter: (a) jährliche Zeitreihen und (b) gefilterte Zeitreihen (mit einem Fenstermittel von 21 Jahren). In schwarz der beobachtete NAO-Index nach HURRELL (1995) für DJF (Dezember, Januar, Februar), grün der beobachtete Index nach JONES et al (1997) für DJF, rot der rekonstruierte 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.

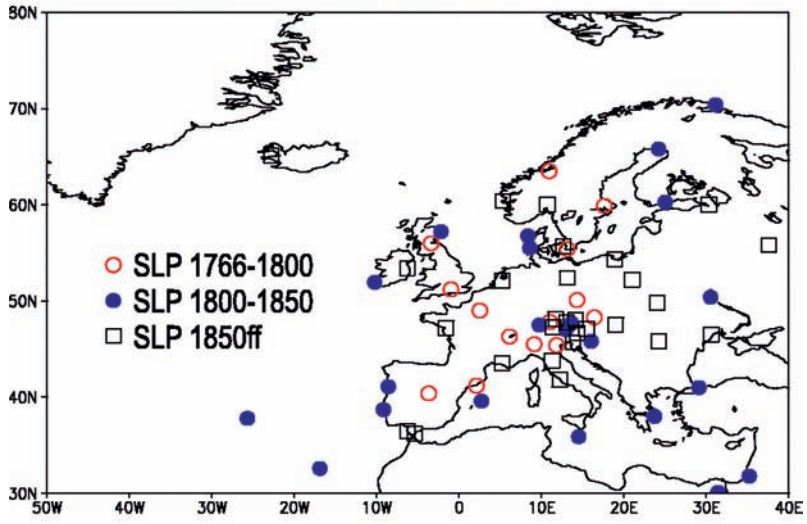


Abb. 4-2: Verteilung der frühen Druckmessungen, die bei der unabhängigen Rekonstruktion der geopotenziellen Höhe in 500 hPa (Z500) von CASTY et al. (2005, 2007) verwendet wurde. Die Grafik ist der Veröffentlichung von CASTY et al. (2005) entnommen.

Es werden im F olgenden neben den rekonstruierten N AO-Indizes nach COOK et al. (2002) und LUTERB ACHER et al. (2002a) auch auf Modellsimulationen basierte N AO-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 At mos phäre-Ozean-Variabilität an der Gesamtvariabilität (siehe Beitrag 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

3.1 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; Beitrag 5 in diesem Heft). 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-Zeitreihen (Sonne, Vulkane, GHG = Treibhausgase) 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 zehn Jahren. Eine Verschiebung zu längeren Perioden findet sich in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts (Abb. 4-3 (a), (b)). Generell zeigen alle Rekonstruktionen gegenüber den Beobachtungen für den Zeitraum von 1830 bis heute eine Unterschätzung der interannualen bis multidekadischen Variabilität (vergleiche Abb. 4-1). Auffällig ist, dass der Cook-Index im Vergleich zum Luterbacher-Index auch im Beobachtungszeitraum die niederfrequente Variabilität deutlich unterschätzt (Abb. 4-3 a, 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 multidekadischen Periodenbereich auf (Abb. 4-3 (b), WANNER et al. 2001). Beide Rekonstruktionen zeigen allerdings, dass in frühen Zeitabschnitten der Energieanteil vor allem im niederfrequenten Bereich deutlich reduziert ist, was unter anderem 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. 4-3 (c), (d)), als auch die Kontrollsimulationen mit ECHO-G und CCSM2 (Abb. 4-3 (e), (f)) über den gesamten Zeitraum hinweg Episoden mit einer signifikanten Erhöhung im multi-

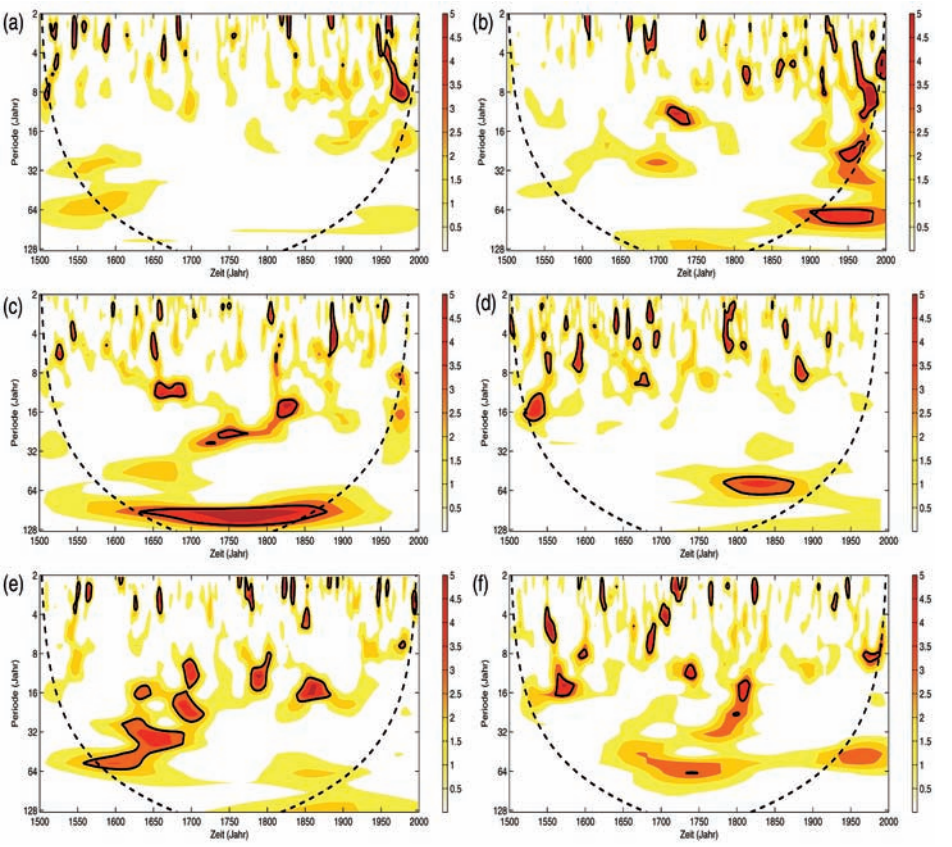


Abb. 4-3: Wavelet-Analyse der NAO-Indizes im Winter (DJF) nach TORRENCE und COMPO (1998): (a) Cook-Index, (b) Luterbacher-Index, (c) ERIK1, (d) ERIK2, (e) ECHO-G 1990 Kontroll und (f) CCSM2 1990 Kontroll. Als Wavelet-Funktion wird jeweils das Morletwavelet gewählt. Die gestrichelte Linie zeigt den Einfluss 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 (Dezember bis März).

dekadischen 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 N AO in einem Periodenbereich von mehreren Dekaden kommen kann. F erner gilt anzumerken, dass die erste 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 J ahren aufweist. Dies könnte einen Hinweis auf den Einfluss niederfrequenter Solarvariabilität (z. B. etwa 80-jähriger solarer Gleisberg-Zyklus) darstellen. In der zweiten 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 C ASTY 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 Phasenverschiebungen auf Basis der gezeigten NAO-Indizes nicht finden lässt.

3.2 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 J ahren bis Mitte der 90er J ahre beobachtete positive Trend der N AO (vergleiche Abb. 4-1) regte eine Vielzahl von Studien an (siehe auch Beitrag 1). Ein F okus 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 (Beitrag 9).

Um diesen positiven N AO-Trend in einen längerfristigen Zusammenhang zu setzen, werden in den verschiedenen rekonstruierten und simulierten N AO-Indizes in einem über den Gesamtzeitraum gleitenden F enster von 50 J ahren die Trends berechnet. Dabei werden alle Zeitreihen normiert. I n beiden Rekonstruktionen erreicht der Trend zur zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts eine außer gewöhnliche Stärke (Abb. 4-4 (a), (b)). Obwohl die auf transienten Simulationen basierten N AO-Indizes gegen Ende des Untersuchungszeitraumes ebenfalls eine Tendenz in Richtung eines positiven Trends aufweisen, lässt sich eine außergewöhnliche Stärke hier nicht feststellen (Abb . 4-4 (c), (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 ZORIT A 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 K ontrollsimulationen) 50-Jahres-Trends der normierten NAO-Zeitreihen in ihrer Häufigkeitsverteilung nicht von den beobachteten oder rekonstruierten Trends unterscheidet. Auf dieser Grundlage lässt sich schlussfolgern, dass der beobachtete positive NAO-Trend während der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts statistisch nicht unterscheidbar vom Trendverhalten interner Atmosphäre-Ozean-Variabilität ist (WUNSCH 1999, SCHNEIDER et al. 2003,

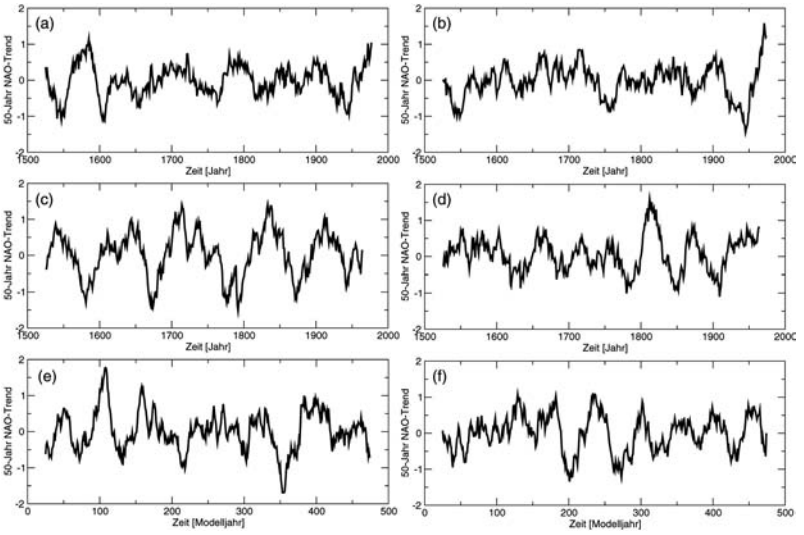


Abb. 4-4: Lineare fünfzigjährige Trends der N AO-Indizes im Winter (DJF): (a) Cook-Index, (b) Luterbacher -Index, (c) ERIK1, (d) ERIK2, (e) ECHO-G 1990 Kontroll- und (f) CCSM2 1990-Kontrollsimulation. Die Berechnung der Trends basiert auf einem über den Gesamtzeit raum gleitenden Zeitfenster von 50 J ahren. Alle Zeitreihen wurden vor der Trendbestimmung normiert. Der Cook-Index repräsentiert den Winter DJFM (Dezember bis März).

RAIBLE et al. 2005). Betrachtet man allerdings die absoluten unnormierten Trends, 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.

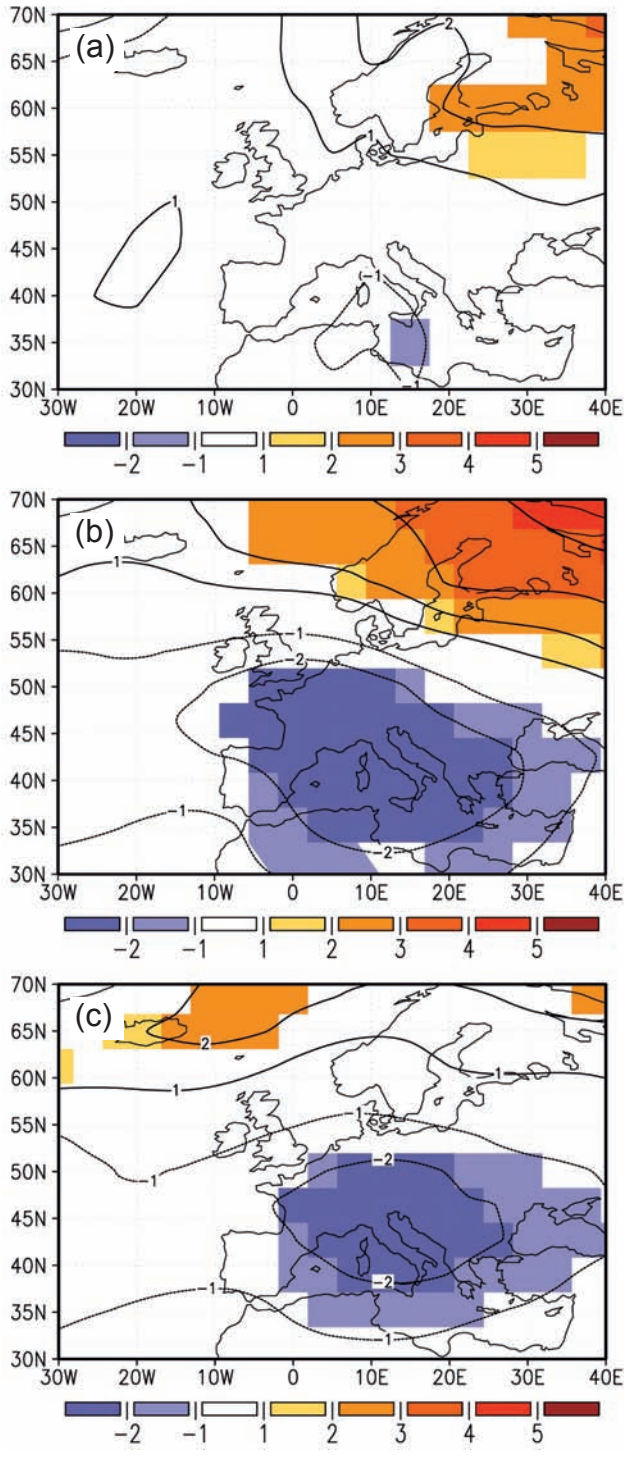


Abb. 4-5: Differenz zwischen dem gemittelten winterlichen (DJF) MSLP [hPa] für das späte Maunder -Minimum (1675-1715) und heutigen Zeitraum (1960-1990) in (a) Rekonstruktion nach dem Ansatz von Luterbacher et al. (2002b), (b) ERIK1-Simulation mit ECHO-G und (c) ERIK2-Simulation mit ECHO-G . F arbig dargestellte Bereiche sind statistisch signifikant oberhalb des 95. Perzentils nach einem Student-t-Test-Verfahren.

3.3 Veränderung der NAO im Maunder-Minimum

Eine Ausnahme vom zufälligen Verhalten der N AO scheint das Maunder-Minimum darzustellen. Betrachtet man die Rekonstruktion nach LUTERB ACHER 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 N AO widerspiegelt (Abb. 4-5 (a)). Dieses Verhalten wird auch in den zwei transienten Simulationen gefunden (Abb . 4-5 (b), (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 J ahre nach der Eruption in Verbindung gebracht wird (FISCHER et al. 2007; Beitrag 7 in diesem Heft), 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. LANGEMA TZ 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 N AO in Ensemble Simulationen des Maunder -Minimums im Vergleich zur K ontrollsimulation des heutigen Klimas festgestellt, wobei ein gekoppeltes Atmosphäre-Ozean-Zirkulationsmodell zum Einsatz kommt. Als mögliche Ursache für diese Verschiebung der N AO werden in diesen Studien neben den Variationen in der solaren Einstrahlung vor allem die veränderten T reibhausgaskonzentrationen genannt. LANGEMATZ et al. (2005) heben zudem hervor, dass dynamische W echselwirkungsmechanismen 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 Ver-

ständnis der Variabilität der NAO der vergangenen 500 Jahre zu erlangen. Neben Verbesserungen der Rekonstruktionen (Einbeziehung weiterer Proxy daten, verbesserte statistische V erfahren, Abschätzung von Unsicherheiten) haben an dieser Stelle auch Simu - lationen 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 (vergleiche auch Beitrag 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 **N**ational **C**entre of **C**ompetence in **R**esearch on Climate (NCCR Climate) gefördert. T. Spangehl wurde von der **D**eutschen **F**orschungs**g**emeinschaft (DFG) im Rahmen des Schwerpunktprogramms C AWSES unter dem Förderkennzeichen 1025/5-2 (C AWSES/ProSECCO) gefördert. Teile der Simulationen wurden am Swiss National Supercompu - ting Centre (CSCS) sowie am **D**eutschen **K**lima**r**echen**z**entrum (DKRZ) durchgeführt. Dank gilt E. Zorita für die Bereitstellung der mit ECHO-G durchgeführten Simulationen. Dank gilt außerdem einem anonymen Gutachter und J . Luterbacher für wertvolle K ommentare zur Verbesserung des Manuskripts.

© Deutscher Wetterdienst 2008

C. FRANZKE, R. BLENDER, K. FRAEDRICH, F. LUNKEIT

5 Dynamische Antriebsmechanismen der NAO

Dynamical Mechanisms of the NAO

Zusammenfassung
Die dynamischen Antriebsmechanismen der **N**ord**a**tlantischen **O**szillation (NAO) werden mit Hilfe des Stromfunktionsbudgets in Reanalyse-Daten (NCAR-NCEP) bestimmt. Die NAO wird vor allem durch transiente Flüsse angetrieben, wobei Wachstum und Abklingen des NAO-Lebenszyklus durch synoptische Wellen hervorgerufen werden, die in der positiven Phase (negativen Anomalie über Island) antizyklonisch und in der negativen Phase zyklonisch brechen. Das Muster der NAO sowie weitere Telekonnektionen lassen sich mit Hilfe eines dynamischen Atmosphärenmodells simulieren. Reanalyse-Daten (ERA40) zeigen, dass die täglichen Variationen der NAO mit der stratosphärischen Zirkulation zusammenhängen.

Abstract
An analysis of the dynamic mechanisms relevant for the **N**orth **A**tlantic **O**scillation (NAO) is performed based on the NCAR-NCEP Reanalysis data set. The NAO is mainly driven by transient fluxes , whereby growth and decay of the NAO-cycle are caused by synoptic waves , which break anticyclonically in the positive phase (negative anomaly at Iceland) and cyclonically in the negative phase. The NAO-pattern as well as further teleconnections can be simulated with a dynamic atmospheric model. Reanalysis data (ERA40) show that the daily NAO variability is related to the stratospheric circulation.

1 Einleitung

Die Nordatlantische Oszillation (NAO) ist eines der dominierenden Variabilitätsmuster der Nordhemisphäre und hat einen großen Einfluss auf das europäische Wetter und Klima. Das typische NAO-Muster hat eine meridionale Dipolstruktur mit Zentren über Island und den Azoren. Obwohl die NAO eine große Variabilität auf interannualen und längeren Zeitskalen aufweist, beträgt ihre intrinsische Zeitskala (Lebensdauer) nur etwa 10 Tage (FELDSTEIN 2000, 2003; FRANZKE und FELDSTEIN 2005), das heißt, der Zyklus von Wachstum, Erhaltung und Abklingen von einzelnen NAO-Ereignissen läuft innerhalb eines Zeitraums von etwa 10 Tagen ab. Das Wachstum der typischen NAO Anomalie ist stark verknüpft mit Wellen auf der synoptischen Skala. Die folgenden Abschnitte zeigen Ergebnisse zur synoptischen Entwicklung der NAO, zu möglichen Antriebsmechanismen und zum Einfluss der Stratosphäre.

2 Synoptische Entwicklung der NAO

Die synoptischen Eigenschaften der NAO werden anhand der potenziellen Temperatur θ auf einer Fläche konstanter **p**otenzieller **V**orticity (PV) untersucht (BENEDICT et al. 2004, FRANZKE et al. 2004, FELDSTEIN und FRANZKE 2006). In diesen Studien werden die NCAR-NCEP Reanalyse-Daten während der Wintermonate Dezember, Januar and Februar für den Zeitraum von 1958 bis 1997 verwendet. Als Untersuchungshöhe wird die Fläche mit der konstanten PV von $2 \cdot 10^{-6} m^2 s^{-1} K kg^{-1}$ gewählt (auch mit 2-PVU bezeichnet), da diese sich in der Tropopause befindet und die dynamischen Prozesse klar abbildet. Die Untersuchungen von NAO-Ereignissen (BENEDICT et al. 2004, FELDSTEIN und FRANZKE 2006) und idealisierten Modellexperimenten (FRANZKE et al. 2004) zeigen, dass beide Phasen der NAO im potenziellen Temperaturfeld die typischen Muster von brechenden Wellen aufweisen (Abb. 5-1 (a) und 5-1 (b)) und damit auf ein rein atmosphärisches Phänomen hindeuten.

Die positive Phase der NAO (mit einer negativen Stromfunktionsanomalie über Island) ist das Resultat zweier antizyklonisch [1] brechender Wellen, einer über der Westküste der USA und einer zweiten über dem subtropischen Atlantik. Der Beginn eines NAO-Zyklus während der positiven Phase ist mit der Entwicklung eines pazifischen Rückens über der Westküste der USA verbunden. Zum gleichen Zeitpunkt befinden sich ein schwächerer Trog und ein Rücken über dem zentralen

1 Nach THORNCROFT et al. (1993) ist antizyklonisches (zyklonisches) Wellenbrechen durch eine südwestlich-nord-östliche östliche (südöstlich-nordwestliche) Neigung des Trog-Rücken-Systems charakterisiert.

Nordatlantik. Wenn diese Wellen ostwärts wandern, brechen der pazifische Rücken und der nord amerikanische Trog antizyklonisch. Dabei werden kalte Luftmassen nach Kanada und Grönland advehiert. Im Anschluss daran bricht auch das Trog-Rücken-System über dem Nordatlantik antizyklonisch und transportiert warme Luftmassen von Florida in den zentralen Nord atlantik. Durch den Transport der kalten Luftmasse von Kanada in den Nordatlantik wird das „Kalt-über-Warm"-Muster der N AO gebildet (Abb . 5-1 (a) und 5-1 (e); FRANZKE et al. 2004).

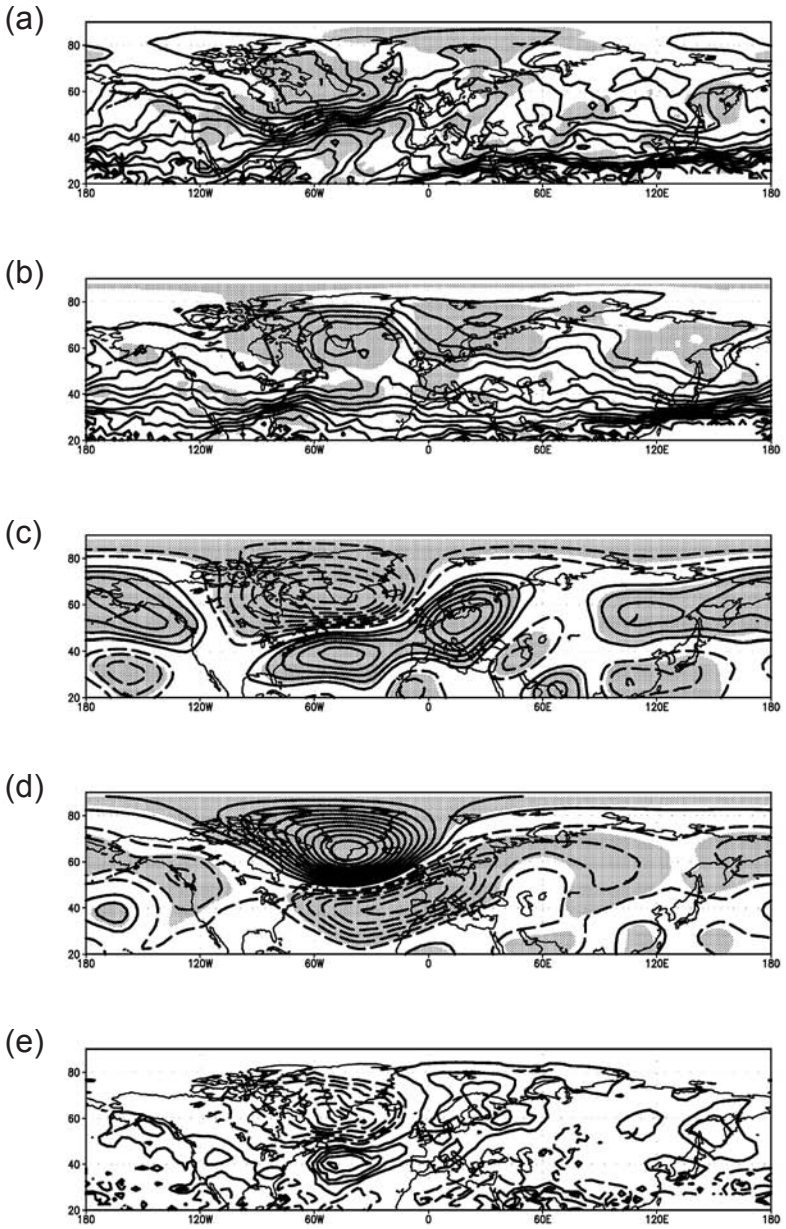


Abb. 5-1: NAO-„Komposites": Potenzielle Temperatur der 2-PVU Fläche für (a) die positive Phase (25 Fälle) und (b) die negative Phase (26 Fälle), Anomalie der Stromfunktion in 300 hPa (abzüglich des klimatologischen Mittelwerts) der (c) positiven und (d) der negativen Phase, (e) Differenz der potenziellen Temperatur auf der 2-PVU Fläche in der positiven und der negativen N AO-Phase. Das K onturintervall ist 5 K für die potenzielle Temperatur und $2 \cdot 10^6 m^2 s^{-1}$ für die Stromfunktion; die schattierten Flächen entsprechen Anomalien, die das 5 %-Signifikanzniveau eines Student t-Testes überschreiten (aus FRANZKE et al. 2004).

Die negative Phase der N AO ist von einer einzelnen, zyklonal brechenden Welle geprägt, die mit einer starken SE-NW-Neigung über dem zentralen Nordatlantik verknüpft ist (Abb . 5-1 (b); FRANZKE et al. 2004). Dass die negative NAO nur durch eine einzelne brechende Welle hervorgerufen wird, ist nicht überraschend, da zur Bildung eines „W arm-über-Kalt"-Musters unabhängig von der Neigung nur eine einzelne brechende Welle notwendig ist.

Um zu prüfen, ob die Felder der potenziellen Temperatur auch mit den typischen obertropo sphärischen N AO-Mustern zusammen hängen, ist in den Abbildungen 5-1 (c) und 5-1 (d) das 300 hPa-Stromfunktionsfeld abzüglich des klimatologischen Mittels dargestellt. Diese Abbildungen zeigen die typischen obertroposphärischen Dipolmuster der N AO mit Anomalien über Grönland und den Azoren. Das Dipolmuster ist auch in der Differenz der beiden F elder der potenziellen Temperatur in Abb. 5-1 (e) zu sehen. Ein interessantes Ergebnis dieser Studien ist, dass der Zyklus der N AO durch Anomalien in der pazifischen Region ini tiert wird. Dies konnte durch eine Modellstudie bestätigt werden (FRANZKE et al. 2004), die zeigte , dass die Entwicklung der NAO von synoptischen Wellen pazifischen Ursprungs beeinflusst wird.

3 Dynamik der NAO

Die dynamischen Eigenschaften der NAO lassen sich durch eine Analyse der Tendenzen der Stromfunktionstendenz-Gleichung bestimmen. Die Betrachtung der synop tischen Wellen ergibt schließlich ein Bild der für den Ablauf eines NAO-Zyklus relevanten Prozesse.

3.1 Analyse der Stromfunktions-Tendenz

Um die dynamischen Prozesse zu identifizieren die die N AO antreiben wird die Tendenz der Stromfunktion analysiert (FRANZKE et al. 2000). Hierzu werden hoch- und niedrigfrequente Störungen der Stromfunktion bei Perioden von 10 Tagen separiert.

FRANZKE und FELDSTEIN (2005) konnten zeigen, dass die N AO nur durch einen Teil der Mechanismen beeinflusst wird (T abelle 5-1): Die nichtlinearen transienten Flüsse sowohl der niedrig frequenten als auch der hochfrequenten Störungen (4, 5) treiben die N AO während ihres Wachstums an, wobei der Effekt der hochfrequenten transienten Flüsse (5) konsistent mit einem

	Mechanismen in der Stromfunktionstendenz
1	Planetarische Vorticity-Advektion durch niederfrequente Störungen
	$-\nabla^{-2}\{u^L \cdot \nabla f\}$
2	Wechselwirkung zonaler Grundstrom mit niederfrequenten Störungen
	$-\nabla^{-2}\{<[u]>\cdot\nabla\zeta^L - u^L\cdot\Delta<[\zeta]>\}, \quad -\nabla^{-2}\{<u^*>\cdot\Delta\zeta^L + u^L\cdot\nabla<\zeta^*>\}$
3	Niederfrequente Divergenz
	$-\nabla^{-2}\{(f+<\zeta>)\nabla\cdot u^L + \zeta^L\nabla\cdot<u>\}$
4	Transiente Flüsse von niedrigfrequenten Störungen
	$-\nabla^{-2}\left(\nabla\cdot\left(u^L\zeta^L\right)\right)^L$
5	Transiente Flüsse von hochfrequenten Störungen
	$-\nabla^{-2}\left(\nabla\cdot\left(u^H\zeta^H\right)\right)^L$
6	Wechselwirkungen von niedrigfrequenten und hochfrequenten Störungen
	$-\nabla^{-2}\left(\nabla\cdot\left(u^L\zeta^H + u^H\zeta^L\right)\right)^L$
7	Vertikale Vorticity-Advektion und vertikale Neigung der Störungen
	$-\nabla^{-2}k\cdot\left(\nabla\times\left(\omega\,\partial u/\partial p\right)\right)^L$

Tab. 5-1: Die meteorologischen Größen sind: u horizontaler Windvektor, ζ vor ti - city, f Coriolisparameter, k vertikaler Einheitsvektor, p Druck und ω Vertikalgeschwindigkeit. Die Mittelungen und Filter sind bezeichnet mit: [...] zonales Mittel, <...> zeitliches Mittel, ()* Abweichung vom zonalen Mittel, $()^L$ und $()^H$ niedrig- und hochfrequente Abweichungen für eine Trennung bei 10 Tagen.

NAO-Dynamik	Mechanismen
Wachstum	Flüsse niedrig- und hochfrequenten Strömungen (4, 5)
Abklingen	Niedrigfrequente Divergenz und Flüsse von niedrigfrequenten Störungen (3, 4)

Tab. 5-2: Die für die NAO-Entwicklung relevanten Mechanismen.

positiven F eedback-Prozess ist sobald die N AO ihre maximale Amplitude erreicht. Das Abklingen der NAO wird durch die niedrigfrequenten transienten Flüsse und den Divergenzterm (3, 4) verursacht. Dabei sind die zeitlichen and räumlichen Charakteristika des Divergenzterms konsistent mit einer vertikalen Zirkulation die durch Ekman-Reibung verursacht wird. Die Tabelle 5-2 fasst diese Ergebnisse zusammen.

3.2 Synoptischer Aspekt

Diese Resultate zusammen mit den synoptischen Charakteristiken der N AO ergeben folgendes Bild der Entstehung einer niedrigfrequenten NAO-Anomalie:

- Transiente synoptisch-skalige Wellen erscheinen als hochfrequente Störungen westlich der N AO-Region. Wenn diese Wellen die N AO-Region erreichen redu ziert sich ihre stromabwärts gerichtete Geschwindigkeit bevor sie brechen.
- Die Anomalien die durch den Brechungsvorgang entstehen sind quasistationär und treten dadurch immer stärker als niedrigfrequente Störungen im Stromfunktionsbudget hervor . Das weist darauf hin, dass durch den Brechungsvorgang hochfrequenter Wellen synoptischer Skala die niedrigfrequente Anomalien der N AO entstehen. Daraus lässt sich folgern, dass die Reste der gebrochenen Wellen die NAO charakterisieren.
- Die NAO-Anomalie wird durch das sukzessive Brechen weiterer synoptischer Wellen aufrecht erhalten.
- Die N AO-Anomalie klingt schließ lich ab , zum einen wegen des Ausbleibens weiterer synoptischer Wellen und zum andern durch die Wirkung der Boden reibung.

Die N AO hängt unmittelbar mit den nordatlantischen Zyklonen zusammen, insbesondere die Island passierenden Tiefdruckgebiet zeigen eine deutliche Korrelation mit der N AO (SCHNEIDEREIT et al. 2007). Während auf großräumiger Skala der oben beschriebene Steuerungsmechanismus der N AO für die Zyklonen angenommen werden kann, ist auf der synoptischen Skala eine Beeinflussung der NAO durch Zyklonen um Island plausibel und damit hat die NAO auch einen direkten Einfluss auf den hydrologischen Zyklus (SIENZ et al. 2007).

4 Einfluss der Stratosphäre auf die Lebensdauer von NAO-Ereignissen

Einen Zusammenhang zwischen den täglichen Variationen der N AO und der stratosphärischen Zirkulation zeigt eine Statistik des täglichen N AO-Index, die auf einem NAO-Muster beruht: Das N AO-Muster besteht aus der ersten **E**mpirischen **O**rthogonal**f**unktion (EOF) der Winter-Monatsmittel (Dezember bis F ebruar) des reduzierten nordatlantischen (80° W-30° E, 20° N-80° N) Bodendrucks (BLESSING et al. 2005). Dieses Muster erklärt 40 % der monatlichen Varianz in ERA-40 Daten. Die Projektion auf tägliche Bodendruckfelder definiert den täglichen N AO-Index, der 15 % der täglichen Varianz erklärt. Die vorherrschende stratosphärische Zirkulation wird durch die saisonale Stärke des stratosphärischen Polarwirbels im Winter beschrieben, die durch die Zeitreihe der Principal Component der ersten EOF der 50 hPa-Geopotenzial-Anomalien gegeben ist.

Die Analyse beider Zeitreihen (NAO und stratosphärischer Wirbel) führt zu folgenden Aussagen:

- Eine Dekorrelationszeit (auch E-F olding-Zeit) von etwa vier Tagen wird als die charakteristische Zeitskala von NAO-Lebenszyklen durch das Leistungs-Spektrum ermittelt.
- Negative NAO-Lebenszyklen sind im Mittel seltener und länger als positive , wie die Verteilung der Dauer individueller NAO-Ereignisse zeigt.
- Die Unterschiede zwischen positiven und negativen NAO-Ereignissen sind in Phasen eines schwachen stratosphärischen P olarwirbels stärker ausgeprägt.

In Übereinstimmung mit anderen Arbeiten deuten die Ergebnisse hin auf

- Unterschiede in den Prozessen, die den positiven und negativen NAO-Ereignissen zugrunde liegen, und
- auf eine die individuellen NAO-Lebenszyklen beeinflussende Stratosphären-Troposphären Wechselwirkung.

Abbildung 5-2 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Verweildauern von NAO-Lebenszyklen über bzw. unter den 15,9 %-Quantilen für positive und negative NAO-Ereignisse (entsprechend einer Standardabweichung für die Gaußverteilung). Es sind sowohl Ergebnisse für alle Daten als auch getrennt nach Saisons mit starkem und mit schwachem stratosphärischem Polarwirbel dargestellt. Sowohl für den Gesamtdatensatz als auch für den schwachen Polarwirbelfall ist die Verteilung für negative im Vergleich zu positiven NAO-Ereignissen zu längeren Verweildauern verschoben. So ergibt sich für den Gesamtdatensatz, dass 37 % der negativen Fälle, aber nur 19 % der positiven Fälle länger als vier Tage andauern. Für den Fall des gesamten Datensatzes sind zusätzlich die Verteilungen eingezeichnet, die einem angepassten **a**uto**r**egressiven Prozess erster Ordnung (AR(1)) und einer Markov-Kette erster Ordnung entsprechen. Im Vergleich zum AR(1)-Prozess sind die Verteilungen deutlich zu längeren Verweildauern hin verschoben, was darauf hindeutet, dass ein AR(1) den täglichen NAO-Index nur unzureichend repräsentiert. Die Markov-Kette liefert eine deutlich bessere Übereinstimmung.

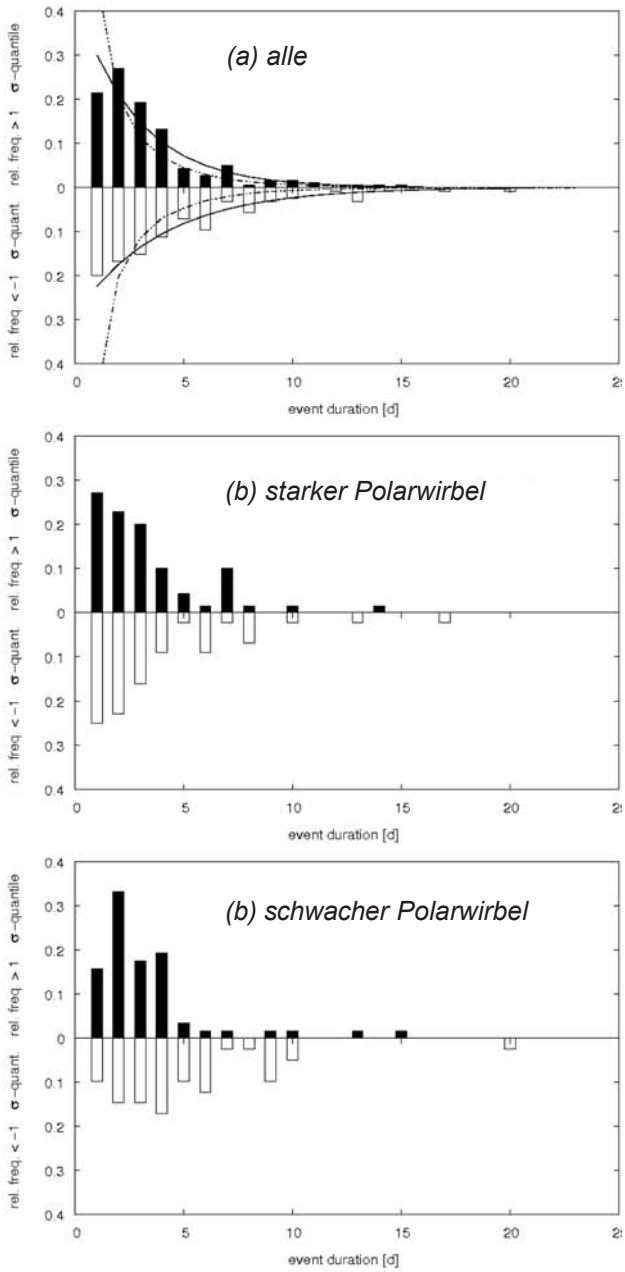


Abb. 5-2: Häufigkeitsverteilungen der Verweildauern oberhalb bzw. unterhalb der 15,9 %-Quantile für positive (gefüllt) und negative (offen) NAO-Ereignisse. In (a) sind alle Ereignisse, in (b) die Ereignisse bei starkem Polarwirbel und in (c) die Ereignisse bei schwachem Polarwirbel dargestellt. In (a) wird die Häufigkeitsverteilung eines an die Daten angepassten AR(1)-Prozesses (durchgezogen) mit einer an die Daten angepassten Markov-Kette erster Ordnung verglichen (gestrichelt).

5 Simulation der NAO mit einem dynamischen Atmosphärenmodell

Charakteristiken von Telekonnektionen lassen sich auch mit Hilfe von idealisieren Modellsimulationen untersuchen. Hier können gezielt Sensitivitätsstudien durchgeführt wurden. Derartige Untersuchungen wurden mit dem dynamischen Atmosphärenmodell PUMA (Portable University Model of the Atmosphere) unternommen (FRISIUS et al. 1998; FRAEDRICH et al. 2003; FRANZKE et al. 2001), wobei Telekonnektionen durch die Vorgabe von Inhomogenitäten im Temperaturantrieb erzeugt werden, die den Land-Meer-Kontrast der Oberflächentemperatur repräsentieren. Folgende Ergebnisse sollen hier zusammengefasst werden:

- Bei einem realistischen Abstand der beiden Inhomogenitäten, das heißt entsprechend dem zwischen östlichem Pazifik und östlichem Atlantik (etwa 150°), entstehen Telekonnektionsmuster, die große Ähnlichkeit mit Beobachtungen der NAO und der PNA (**P**acific **N**orth **A**merican Pattern) aufweisen.
- Für diesen Abstand weist der NAO-Index eine Variabilität auf, die näherungsweise einem roten Rauschen entspricht. Für einen 180°-Abstand zeigt sich ein Spektrum mit einem Maximum bei 50 Tagen.
- Im Fall des NAO-ähnlichen Musters ist die Wechselwirkung zwischen stationären und wandernden Wellen oder barotrope Instabilität der dominierende Antriebsmechanismus.
- Die Spektren der NAO-Zeitreihen zeigen ein Skalierungsverhalten über mehrere Dekaden hinweg (MÜLLER et al. 2002). Es ist bemerkenswert, dass dieses Langzeitgedächtnis allein durch die atmosphärische Dynamik hervorgerufen wird.

6 Fazit

Die dynamischen Antriebsmechanismen der Nordatlantischen Oszillation (NAO) werden auf der Basis des Stromfunktionsbudgets in Reanalyse-Daten (NCAR-NCEP) ermittelt. Es zeigt sich, dass nur ein kleiner Teil der Beiträge für das Wachstum und den Abfall der NAO relevant ist. Während der Wachstumsphase sind dies vor allem die nichtlinearen transienten Flüsse der niedrigfrequenten und der hochfrequenten Störungen. Für das Abklingen der NAO sind die niedrigfrequenten transienten Flüsse und die Divergenz entscheidend. Das sukzessive Brechen synoptischer Wellen ist für die Aufrechterhaltung der NAO-Anomalie entscheidend. Die NAO-Anomalie klingt ab wenn weitere synoptische Wellen ausbleiben und die Bodenreibung Oberhand gewinnt. Die NAO, die mit Hilfe eines vereinfachten dynamischen Atmosphärenmodells simuliert werden kann, zeigt einen Zusammenhang zwischen täglichen Variationen der NAO und der stratosphärischen Zirkulation. Die simulierte NAO weist ein Langzeitgedächtnis auf, das mit europäischen Temperaturbeobachtungen vergleichbar ist.

pro*met*, Jahrg. **34**, Nr. 3/4, 113-121 (Dezember 2008)
© Deutscher Wetterdienst 2008

T. JUNG, F. KUCHARSKI, M. VISBECK, G. KRAHMANN

6 Wechselwirkung der NAO mit dem Ozean und Meereis

Interaction of the NAO with the ocean and sea ice

Zusammenfassung
In diesem Kapitel werden die Wechselwirkungen der NAO mit dem Ozean und dem Meereis diskutiert. Das Hauptaugenmerk wird dabei auf die nordatlantische Region (lokale Wechselwirkung) während der Wintersaison gelegt, aber auch die Fernwirkungen des Indischen und Pazifischen Ozeans werden kurz diskutiert. Auf interannualen Zeitskalen beeinflusst die NAO den Wärmeinhalt der ozeanischen Deckschicht in ganz erheblichen Maße. Die resultierenden Anomalien der Ozeanoberflächen-Temperatur (SST) führen zu einer schwachen positiven Rückkopplung mit der NAO. Die Lebensdauer dieser SST-Anomalien wird auf Grund der Abschirmung durch eine temporäre „Sommerdeckschicht" erheblich erhöht. Dieser Mechanismus („reemergence mechanism") könnte die Persistenz der NAO von Winter zu Winter erklären. Auf Zeitskalen von Dekaden hin zu Jahrhunderten führt die NAO zu erheblichen Variationen in der (thermohalinen) Zirkulation des Nordatlantiks und die Möglichkeit der Existenz von gekoppelten Moden ist gegeben.Die NAO führt zur Ausbildung von Meereisanomalien unterschiedlichen Vorzeichens in der Labradorsee und Grönlandsee (Dipol-Anomalie). Thermodynamische Prozesse in Form von turbulenten Wärmeflüssen dominieren dabei über dynamische Effekte (Windstress). Klimatologisch gesehen gibt es wenig Hinweise auf einen Zusammenhang zwischen der NAO und dem Eisexport durch die Framstrasse. Modellexperimente, die den Einfluss von Meereisanomalien auf die NAO untersuchen, deuten darauf hin, dass Meereisanomalien im nördlichen Nordatalantik einen nicht unerheblichen Einfluss auf die Atmosphäre haben können, der in seiner Stärke durchaus mit dem Einfluss von SST-Anomalien vergleichbar ist.

Abstract
In this chapter the interaction between the NAO and the ocean sea ice are discussed. The focus is on the North Atlantic region (local interaction). However, remote influences from the Indian Ocean and the tropical Pacific region are also discussed briefly. There is a weak positive feedback from the resulting **s**ea **s**urface **t**emperature (SST) anomalies onto the NAO. The persistence of wintertime SST anomalies is enhanced due to the so-called "reemergence mechanism": in summertime a thin mixed-layer develops, which isolates ocean heat content anomalies from the atmosphere; in autumn increased winds lead to increased mixing, which brings the heat content anomaly back to the surface. On interannual timescales the NAO strongly influences the heat content of the ocean mixed-layer. On decadal to interdecadal timescales the NAO leads to considerable variations in the thermohaline circulation of the North Atlantic Ocean, and there is the possibility for the existence of coupled atmosphere-ocean modes. The NAO leads to sea-ice anomalies of opposite signs in the Labrador Sea and the Greenland Sea. Thermodynamic processes (turbulent heat fluxes) turn out to be more important than dynamic effects (wind-stress) in generating this dipole anomaly. From a climatological point of view, there is little evidence for the existence of a link between the NAO and the sea ice transport through the Fram Strait. Model experiments, which investigate the impact of sea ice anomalies on the NAO, suggest that the influence of sea ice anomalies in the northern North Atlantic is comparable to those of SST anomalies.

1 Einleitung

Aus den vorherigen Kapiteln geht klar hervor, dass die NAO das dominante Muster atmosphärischer Variabilität in der nordatlantischen Region darstellt und das Klima in weiten Teilen ganz entscheidend beeinflusst. Die starke Modulation der bodennahen Winde und Wärmeflüsse durch die NAO legt die Vermutung nahe, dass die NAO auch zu erheblichen Variationen im Ozean und Meereis führt. In der Tat hat schon Mitte der Sechziger Jahre Jacob Bjerknes gezeigt (BJERKNES 1964), dass die NAO auf interannualen Zeitskalen insbesondere den Wärmeinhalt der ozeanischen Deckschicht moduliert. Auf interdekadischen Zeitskalen hingegen legt die Arbeit von Bjerknes die Schlussfolgerung nahe, dass die NAO die Zirkulation des nordatlantischen Ozeans beeinflusst. Die Bedeutung der NAO für die Meereisverteilung im nördlichen Nordatlantik ist ebenfalls seit längerer Zeit bekannt (z.B. WALSH und JOHNSON 1979).

Im Folgenden wird ein Überblick über den heutigen Kenntnisstand der Forschung gegeben wie die NAO mit dem Ozean und dem Meereis wechselwirkt. Neben den physikalischen Prozessen durch die Atmosphäre den Ozean und das Meereis beeinflusst, werden auch mögliche Rückkopplungen des Ozeans und des Meereises auf die NAO diskutiert. Das Verständnis möglicher Rückkopplungen ist entscheidend, um die Frage zu beantworten, ob die NAO ein rein atmosphärisches Phänomen ist. Zudem hätten mögliche Rückkopplungen Implikationen für die Vorhersagbarkeit der NAO (und damit des Klimas in Europa) von Monaten hin zu vielen Jahren im Voraus (siehe auch Beitrag 8 in diesem Heft).

In Kapitel 2 wird die Wechselwirkung der NAO mit dem Ozean beschrieben. Dabei wird insbesondere die Wechselwirkung mit der ozeanischen Deckschicht und der nordatlantischen Zirkulation diskutiert. Zudem werden mögliche Fernwirkungen aus dem Indischen Ozean und tropischen Pazifik betrachtet. Dem schliesst sich in Kapitel 3 eine Diskussion der Wechselwirkung der NAO mit dem Meereis an. Hierbei wird auch eine mögliche Beziehung zwischen der NAO und dem Eisexport durch die Framstrasse untersucht. Abschlussbetrachtungen werden schliesslich in Kapitel 4 gegeben.

2 Wechselwirkung mit dem nordatlantischen Ozean

2.1 Wechselwirkung mit der statischen ozeanischen Deckschicht

Die ozeanische Deckschicht ist die obere, gut durchmischte Schicht des Ozeans. Die Vermischung sorgt dafür, dass sich der Salzgehalt, die Dichte, und die Temperatur in der Vertikalen nur wenig ändern. Ihre Schichtdicke beträgt gewöhnlich 25 bis 200 m. Die Deckschicht ist die Zone, die am schnellsten und direktesten auf Oberflächenflüsse reagiert. Die NAO führt zur Entwicklung von erheblichen Temperatur-Anomalien in der Deckschicht (und auf Grund der starken Vermischung auch der SST) des Nordatlantiks, die eine tripolartige, räumliche Struktur annehmen (Abb. 6-1). Die tripolare Struktur lässt sich dadurch erklären, dass die NAO die turbulenten Wärme- und Impulsflüsse (und damit die SST) in den drei Regionen ganz erheblich beeinflusst (vergleiche Beitrag 8). Das gilt insbesondere für die interannualer Zeitskala, auf der Änderungen der Ozeanzirkulation eine untergeordnete Rolle für die Wärmebilanz an der Ozeanoberfläche spielen. Eine detaillierte Analyse deutet darauf hin, dass die genaue Struktur der NAO, und damit des Einflusses der NAO auf den Wärmeinhalt der Deckschicht, vom Zustand des stratosphärischen Polarwirbels abhängt (GRAF und WALTER 2005).

Die ozeanische Deckschicht hat im Normalfall einen dämpfenden Einfluss auf Temperaturanomalien der Atmosphäre, das heisst Wärmeflüsse tendieren dazu, den Temperaturanomalien entgegenzuwirken. Treffen jedoch NAO-verursachte Wärmefluss-Anomalien auf schon existierende passende SST-Anomalien, so werden die Wärmefluss-Anomalien reduziert und die atmosphärischen Temperaturanomalien bleiben somit länger erhalten (GREATBATCH und JUNG 2007). Auf diesem Wege kann die ozeanische Deckschicht die Persistenz der ursprünglichen NAO-Anomalie erhöhen (BARSUGLI und BATTISTI 1998, CASSOU et al. 2007). Die Stärke dieser Rückkopplung ist teilweise davon abhängig, welches Modell zur Untersuchung verwendet wird, und muss damit als nicht vollständig geklärt angesehen werden. Die Lebensdauer von SST-Anomalien, die während des Winters auftreten, kann durch den sogenannten „Re-Emergence-Mechanismus" verlängert werden (NAMIAS und BORN 1970). Die Temperaturanomalien werden dabei während des Sommers durch eine dünne sommerliche Deckschicht von der Atmosphäre isoliert und damit vor starker Dämpfung bewahrt. Im Spätherbst wird diese Anomalie dann durch stärkere Winde und damit verbundene erhöhte Vermischung wieder an die Ozeanoberfläche gebracht.

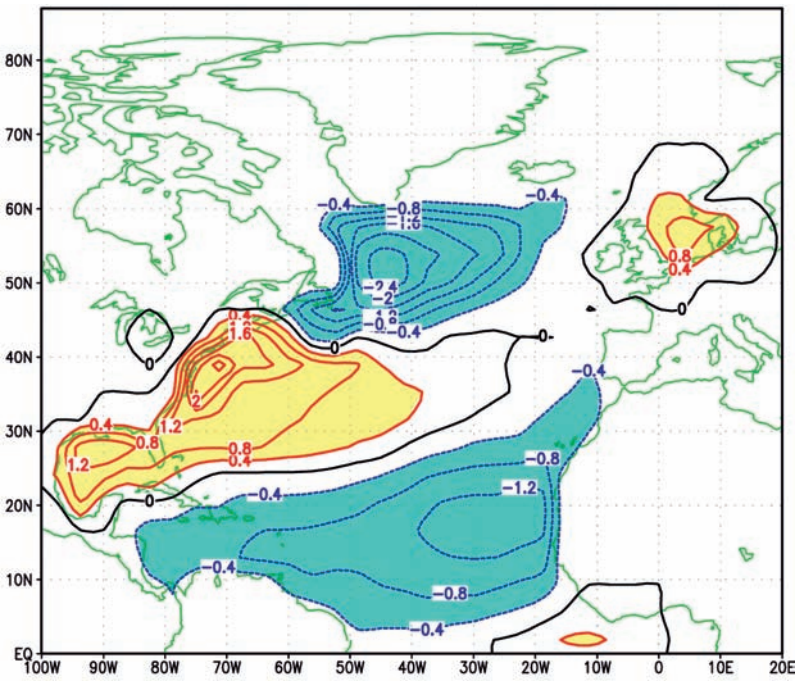


Abb. 6-1: Tripolares SST-Muster (in K), das mit NAO-Anomalien einhergeht. Das Muster beschreibt die Differenz im nordatlatischen SST-Feld zwischen Wintern (JFM) mit positivem (NAO-Index > 0.5) und negativem NAO-Index (NAO-Index < -0,5); aus KUCHARSKI und MOLTENI (2003).

Der Einfluss von idealisierten SST-Anomalien auf die NAO ist in zahlreichen Studien mit globalen atmosphärischen Zirkulationsmodellen (AGCMs) untersucht worden (z. B. PENG et al. 2003, SUTTON et al. 2001, KUCHARSKI und MOLTENI 2003). Insbesondere wurde in diesen Studien der Einfluss des tripolaren anomalen SST-Musters (Abb. 6-1) auf die NAO untersucht. Dieses Muster beschreibt SST-Anomalien, die hauptsächlich durch die NAO erzeugt werden (durch anomale turbulente Wärme- und Impulsflüsse). Es besteht kaum ein Zweifel daran, dass es eine leichte positive Rückwirkung des tripolaren SST-Musters auf die NAO gibt. Die ermittelte Stärke der Rückkopplung hängt vom verwendeten Modell ab. Im Mittel (über mehrere Modelle) ist diese Rückkopplung jedoch relativ schwach (10 bis 20 % der NAO-

Anomalie, die zu dem anomalen SST -Muster geführt hat). Der physikalische Mechanismus, durch den die SST -Anomalien die N AO beeinflussen, liegt in der anomalen diabatischen Erwärmung/Abkühlung der Atmosphäre. Diabatische Prozesse führen dabei einerseits zu einer Veränderung der Baroklinität der Atmosphäre und damit der Häufigkeit und Intensität der Tiefdruckgebiete, was wiederum zu Änderungen in der NAO führt. Andererseits erzeugt diabatische Erwärmung/ Abkühlung kompensierende Vertikalbewegungen, die zu Kon- und Divergenzen in der oberen Troposphäre führen. Solche K on- und Divergenzen sind eine Quelle von Vorticity und damit extratropischen Rossbywellen, die das ursprünglich lokalisierte Signal über große Entfernungen verteilen können. In den mittleren und höheren Breiten ist jedoch auch wichtig wie die Kon- und Divergenzen mit synoptischen Systemen (Tief- und Hochdruckgebiete) wechselwirken. Es ist wahrscheinlich, dass eine vergleichsweise hohe Auflösung bei der Simulation dieser Prozesse unerlässlich ist.

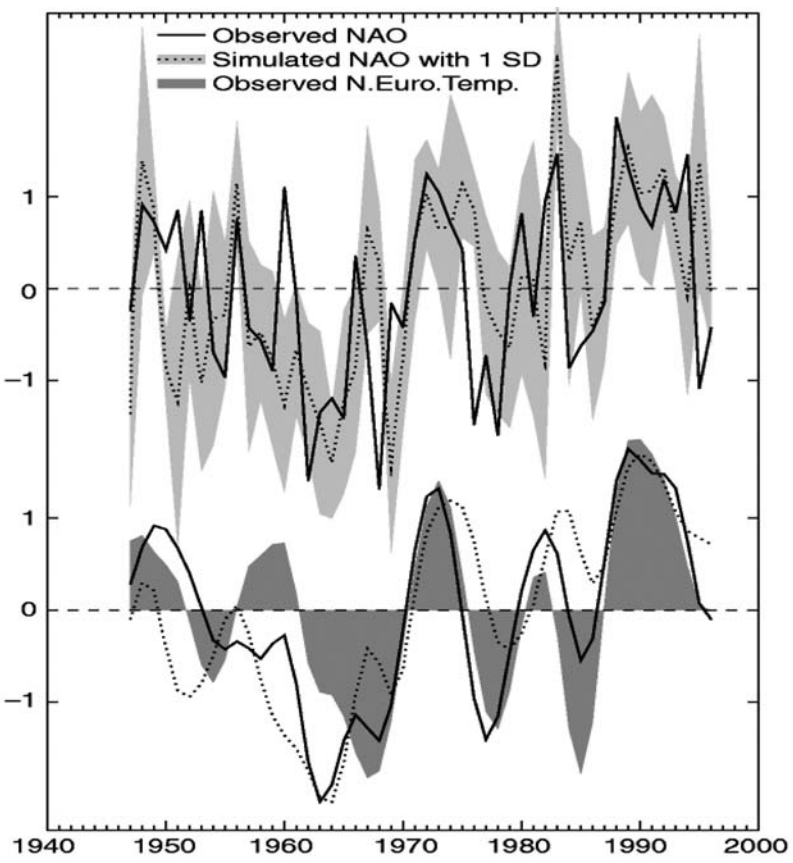


Abb. 6-2: Der beobachtete NAO-Index (fette Linie) für DJF und die von einem Atmosphäremodell simulierten Werte unter Verwendung von beobachteten SST -Anomalien (gepunktete Linie). Die Schattierung in der obere Kurve gibt die Unsicherheit des Ensemblemittelwertes an (±1 Standardabweichung). Der untere Teil zeigt die tiefpassgefilterten Zeitserien Die schattierte K urve repräsentiert die zeitlich gefilterte beobachtete nordeuropäische Temperaturzeitserie; aus RODWELL et al. (1999).

Andere Studien benutzen AGCMs mit beobachteten unteren Randbedingungen, um die beobachtete NAO-Zeitreihe zu reproduzieren (z.B. RODWELL et al. 1999, MEHTA et al. 2000). Ein Grossteil der Studien ist in der Lage, (im Ensemblemittel) die niederfrequenten Variationen der beobachteten NAO-Zeitreihe zu reproduzieren (siehe Abb. 6-2). Die Ergebnisse aus diesen Experimenten wurden vielfach zum Anlass genommen, optimistische Aussagen über die potenzielle Vorhersagbarkeit von dekadischen und interdekadischen Variationen der N AO zu machen. Dies setzt jedoch voraus , dass die SST -Anomalien auf langen Zeitskalen sehr gut vorhersagbar sind. Da die SST -Anomalien jedoch zum Gross teil durch die NAO verursacht werden kann auf Grund einer relativ kleinen positiven Rückwirkung nicht notwendigerweise auf Vorhersagbarkeit der N AO geschlossen werden (BRETHER TON und B ATTISTI 2000, CZAJA und MARSHALL 2000), siehe hierzu auch Beitrag 8 dieses Heftes.

Numerische Experimente mit gekoppelten GCMs bestätigen weitestgehend die Annahme, dass die ozeanische Deckschicht auf interannualer Zeitskala eine wichtige Rolle bei der Wechselwirkung des Ozeans mit der N AO spielt (CHRISTOPH et al., 2000, STEPHENSON und P AVAN 2003). Diese Wechselwirkung führt zu einer schwachen Rötung des Energiespektrums der winterlichen N AO-Zeitreihe.

2.2 Wechselwirkungen mit der nordatlantischen Ozeanzirkulation

Zahlreiche Studien belegen, dass die N AO die Ozeanzirkulation durch die einhergehenden Änderungen der bodennahen Winde und der Wärmeflüsse an der Ozeanoberfläche (z.B . VISBECK et al. 1998, EDEN und WILLEBRAND 2001, KRAHMANN et al. 2001, EDEN und JUNG 2001) beeinflusst. Ein Teil der Reaktion auf diese Änderungen geschieht schnell und ist lokal begrenzt (Oberflächentemperatur , Deckschichttiefe, Wärmeinhalt nahe der Oberfläche, windgetriebener Volumentransport, Eisbedeckung). Änderungen der tiefergehenden thermohalinen Struktur des Ozeans, die sowohl durch Wärme- und F rischwasserflüsse als auch durch den Windstress verursacht werden können, wirken sich hingegen mit zum Teil mehrjähriger Verzögerung auf die geostrophisch balancierte großräumige horizontale Zirkulation sowie die meridionale Umwälzbewegung aus (VISBECK et al. 2003, siehe Abb. 6-3). Solche langfristigen und tiefreichenden Änderungen der Ozeanzirkulation können zu SST -Ano-

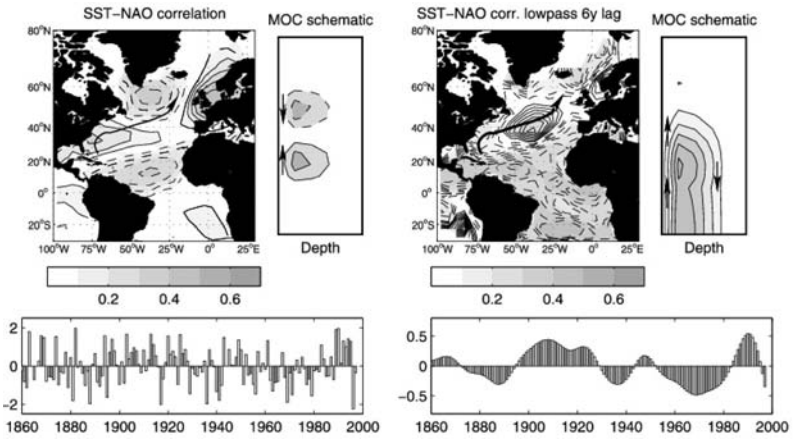


Abb. 6-3: Korrelation des NAO-Index mit SST-Anomalien (links). Rechts davon ist eine schematische Darstellung der zonal gemittelten, Ekman induzierten meridionalen Umwälzbewegung des Ozeans (MOC). Darunter ist der NAO-Index dargestellt. Der rechte Teil der Abbildung zeigt die sechs Jahre verzögerte Korrelation (Ozean verzögert gegenüber der Atmosphäre) zwischen dem 15-Jahres tiefpassgefilterten NAO-Index und den tiefpassgefilterten SST-Anomalien. Dieser Teil der Abbildung stellt die dekadische und tieferfrequente Antwort des Ozeans auf den NAO-artigen Antrieb dar. Beachte die in Strömungsrichtung verschobenen positiven SST-Anomalien, aus VISBECK et al. 2003.

malien führen, die wiederum die atmosphärische Zirkulation und daher unter Umständen die NAO beeinflussen können (siehe unten). Analysen von Beobachtungsdaten zeigen, dass die Oberflächentemperaturen großer Teile des Nordatlantiks mit der NAO korreliert sind (z.B. KUSHNIR 1994). Die Muster der Gebiete hoher Korrelation erweisen sich dabei als abhängig von der Dauer der NAO-Variationen. Auf interannualer Zeitskala ergeben sich die Variationen der Oberflächentemperaturen aus den lokalen Wärmeflüssen und Transportdivergenzen. Sie zeigen dabei das charakteristische tripolare Muster (siehe Abb. 6-1). Bei längerer Dauer der NAO-Variationen (dekadische Zeitskala) ergibt sich eine eher monopolare Reaktion auf die NAO (siehe Abb. 6-4). Da für beide Reaktionsformen die mit der NAO zusammenhängenden atmosphärischen Felder die gleichen sind, verbleibt die tiefreichende Ozeanzirkulation als Ursache der Unterschiede. Ein direkter Nachweis von dekadischen Zirkulationsänderungen mit Hilfe von Ozeanbeobachtungen wird jedoch durch die sehr begrenzte Anzahl verlässlicher Messungen stark erschwert. Lediglich für den baroklinen Massentransport zwischen den Zentren des subpolaren und des subtropischen Wirbels konnte eine mehrere Dekaden lange Zeitreihe ermittelt werden (CURRY und MCCARTNEY 2001). Es zeigte sich, dass die Transportvariationen, die maximal 8-10 Sv oder 17 % des mittleren baroklinen Transportes betrugen, sehr gut mit den dekadischen Variationen der NAO korrelieren. Während also Analysen auf der Basis von Beobachtungen nur in begrenzter Anzahl vorliegen, haben eine Vielzahl von numerischen Studien mit mehr oder weniger komplexen Ozean-Modellen die Abhängigkeit der Reaktion des Ozeans von der Zeitskala der Variation der NAO bestätigt (insbesondere EDEN und JUNG 2001 und KRAHMANN et al. 2001).

Im Detail reagiert die oberflächennahe Ozeanzirkulation auf die mit einer positiven NAO assoziierten Windstressanomalien schnell mit einer südwärtigen Transportanomalie zwischen 45° und 65° N und einer nordwärtigen Anomalie zwischen 10° und 40° N. Beide führen zu einer Transportkonvergenz bei 45° N, die wiederum in einer Absinkbewegung oberflächennaher Wassermassen resultiert. Diese verändert die großräumigen horizontalen Dichtegradienten, die die tiefen Strömungen bestimmen. Das Anpassen der Strömungen an die geänderten Bedingungen geschieht in Form von baroklinen Wellenprozessen. Wegen ihrer geringen Phasengeschwindigkeiten bestimmen dabei barokline Rossbywellen die dekadische Zeitskala des Anpassungsprozesses. Im Gegensatz zum Windstress, auf dessen Änderungen Oberflächenströmungen schnell reagieren, wirken sich mit der NAO assoziierte Oberflächenauftriebsflüsse nur dann signifikant auf die Ozeanzirkulation aus, wenn sie über längere Zeiträume erhalten bleiben. Abschätzungen ergeben, dass die meridionale Umwälzbewegung durch Wärme- und Frischwasserflussanomalien nur geringfügig beeinflusst wird. Variationen der Einträge von Schmelzwasser sowohl durch

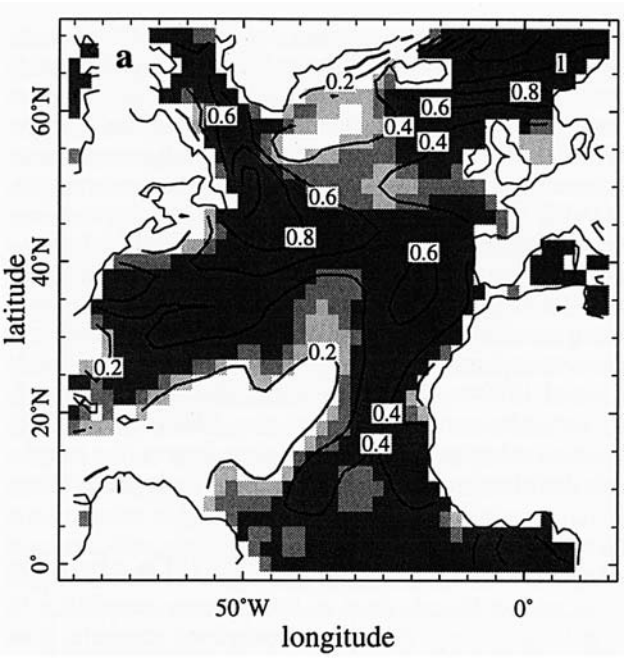


Abb. 6-4: Interdekadisches SST-Muster (in K), das durch die Differenz aus den Jahresmitteln der Zeiträume 1925-1939 (warme Jahre) und 1900-1914 (kalte Jahre) bestimmt wurde, aus KUSHNIR (1994).

arktisches Meereis als auch durch grönländische Gletscher können jedoch lokal zu signifkanten Dichte- und damit auch Zirkulationsänderungen führen. Positive Rückkopplungen sind dabei möglich bisher jedoch nicht hinreichend analysiert. Insgesamt hat sich bei den Untersuchungen zum Einfluss der NAO auf die Ozeanzirkulation gezeigt, dass die Reaktion auf die NAO mit maximal 20 % der mittleren Volumentransporte verhältnismäßig begrenzt ist. Dies reicht jedoch aus, die Oberflächentemperaturen des Nordatlantiks großräumig und koordiniert zu verändern. Ob die so hervorgerufenen Variationen für eine positive Rückkopplung mit der NAO ausreichen, und damit zur Existenz eines gekoppelten Modes führen (TIMMERMANN et al. 1998, MARSHALL et al. 2001, VISBECK 2002, EDEN und GREATBATCH 2003), ist jedoch immer noch unklar (CZAJA und MARSHALL 2000).

2.3 Einfluss von SST-Anomalien ausserhalb des Nordatlantiks auf die NAO

Der Einfluss von SST-Anomalien im tropischen Pazifik und Indischen Ozean auf die NAO ist Gegenstand aktueller Forschungen. Auf interannualer Zeitskala steht insbesondere die Beziehung zwischen dem **E**l **N**iño/**S**outhern **O**scillation (ENSO) Phänomen und der NAO im Vordergrund (z.B. FRAEDRICH 1994, BRÖNNIMANN 2007, GREATBATCH und JUNG 2007). Bisherige Arbeiten deuten dabei auf eine eher moderate negative Korrelation zwischen ENSO und der NAO hin. El Niño (La Niña)-Ereignisse gehen also tendenziell mit negativen (positiven) NAO-Wintern einher. Die Interpretation von Beobachtungs- und Modelldaten wird dabei jedoch insbesondere dadurch erschwert, dass die Korrelationen interdekadischen Änderungen unterliegen, die wiederum ebenfalls Gegenstand der wissenschaftlichen Diskussion sind (GREATBATCH und JUNG 2007, STERL et al. 2007).

Auf dekadischer und längerer Zeitskala scheinen insbesondere SST Anomalien in der indopazifischen Region eine entscheidende Rolle für die NAO zu spielen (z.B. HOERLING et al. 2001, HURRELL et al. 2004, BADER und LATIF 2003, MANGANELLO 2007, KUCHARSKI et al. 2006, KING und KUCHARSKI 2006). Während HURRELL et al. (2004) sowie BADER und LATIF (2003) darauf hinweisen, dass der Anstieg der NAO in den letzten 50 Jahren am besten mit dem Anstieg der SSTs im Indischen Ozean übereinstimmt (siehe auch Beiträge 4 und 9 dieses Heftes) und diesen Zusammenhang auch mit numerischen Modellstudien bestätigen, zeigen KUCHARSKI et al. (2006) und KING und KUCHARSKI (2006), dass interdekadische NAO-Schwankungen sehr gut mit denen eines SST-Gradienten im westlichen tropischen Pazifik übereinstimmen (siehe Abb. 6-5) (KUCHARSKI et al. 2006, MANGANELLO 2007). Ob es sich hierbei um unterschiedliche Phänomene handelt, gilt es noch zu klären. Die Ausbreitung von Rossbywellen,

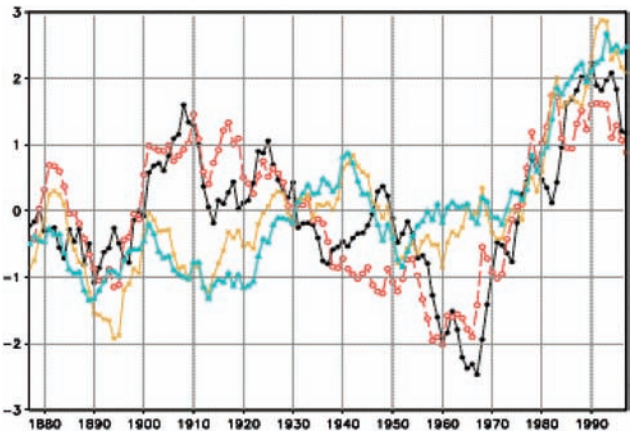


Abb. 6-5: Dekadisch gefilterter NAO-Index (schwarz) und der SST-Gradient im westlichen tropischen Pazifik (rot; gemittelt über 140° E bis 190° E, 12° S bis 4° N minus 8° N bis 20° N) für DJFM. Die Korrelation zwischen den beiden Zeitreihen beträgt 0,82. Zum Vergleich werden noch andere SST-Indizes der tropischen Ozeane gezeigt: Die orangene Kurve beschreibt die SST-Anomalien im südlichen Teil der Box, die zur Berechnung des SST-Gradienten im westlichen tropischen Pazifik verwendet wurde (die Korrelation mit dem NAO Index beträgt 0,52). Die blaue Kurve beschreibt die mittlere SST-Anomalie im Indischen Ozean (50° E bis 120° E, 20° S bis 20° N; die Korrelation mit dem NAO-Index beträgt 0,43); aus KUCHARSKI et al. 2006.

die durch tropische SST-Anomalien, und damit verbundene Kon- und Divergenzen hervorgerufen werden, stellt dabei den physikalischen Mechanismus dar, wie indopazifische SST-Anomalien die NAO auf interdekadischer Zeitskala beeinflussen können.

Nichtsdestotrotz gilt auch für den Einfluss der indopazifischen SST Anomalien, dass Modelle, die mit beobachteten SST Anomalien angetrieben werden, nur einen Bruchteil der beobachteten interdekadischen NAO-Schwankungen zeigen. In diesem Zusammenhang wurde vorgeschlagen, dass es notwendig ist, interdekadische Variationen in der Stratosphäre (insbesondere in der Nordhemisphäre) realistisch zu simulieren, um die beobachtete NAO-Variabilität zu reproduzieren (SCAIFE et al. 2005; siehe auch Beitrag 7). Eine weitere Schwierigkeit liegt in der Kürze der beobachteten Zeitserien, so dass es problematisch ist, sichere Aussagen über den Zusammenhang der NAO mit indopazifischen SST-Anomalien auf langen Zeitskalen zu machen. Ausserdem ist bei der Interpretation von Experimenten, in denen atmosphärische Zirkulationsmodelle in den Tropen mit vorgeschriebenen SST-Feldern angetrieben werden, Vorsicht geboten. COPSEY et al. (2007) zeigen zum Beispiel, dass unter Umständen der simulierte Trend im Bodenluftdruckfeld im Indischen Ozean das umgekehrte Vorzeichen des beobachteten Trends annehmen kann, wenn die beobachteten SST-Felder als untere Randbedingung vorgeschrieben werden.

3 Wechselwirkung mit dem Meereis

Neben dem Ozean stellt das Meereis eine weitere wichtige und hochgradig variable K omponente des nordatlantischen Klimasystems dar . Im F olgenden wird der F rage nachgegangen, wie die N AO mit dem Meereis wechselwirkt. Wie auch in den vorherigen Abschnitten wird dabei das Hauptaugenmerk auf die Wintersaison gelegt.

Dominante kovariierende Muster von Anomalien im 500 hPa-Geopotenzialfeld und der Meereiskonzentration, die mit Hilfe der sogenannten Singulärwertzer - legung (engl. SVD) bestimmt wurden, sind in Abb. 6-6 dargestellt (FANG und WALLACE 1994). Offensichtlich geht eine positive (negative) NAO mit einer Erhöhung (Verringerung) der Eiskonzentration in der Labrador See und einer Verringerung (Erhöhung) der Eiskonzentration in der Grönlandsee einher . Diese Be - ziehung ist ausgesprochen robust und hat Gültigkeit für Zeitskalen von Wochen (F ANG und WALLACE 1994) hin zu mehreren Dekaden (DESER et al. 2000). Es stellt sich nun die Frage, wie der in Abb. 6-6 gezeigte Zusammenhang zustande kommt. Insbesondere gilt es zu klären, ob (und wie) das Meereis lediglich auf die NAO reagiert, oder ob das Meereis umgekehrt auch einen Einfluss auf die NAO hat.

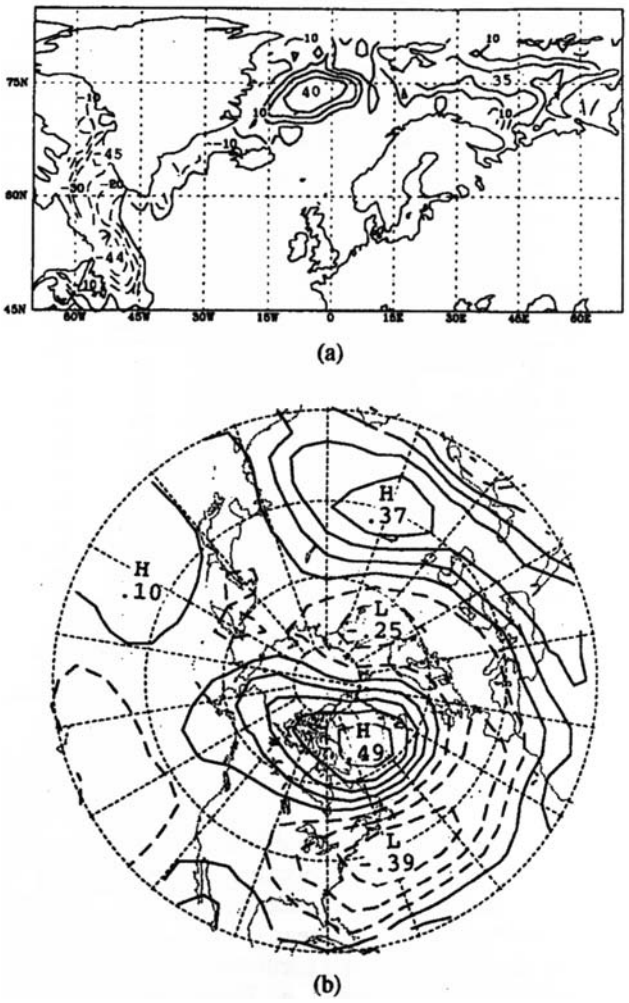


Abb 6-6: Heterogene Korrelationsmuster (Konturintervall ist 0,1) für den dominanten gekoppelten Mode zwischen Anomalien (a) der Meereiskonzentration im Nordatlantik und (b) des nordhemisphärischen Geopotenzials auf der 500 hPa-Druckfläche. Die gekoppelten Moden basieren auf einer Singulärwertzerlegung der Kreuzkovarianzmatrix, aus F ANG und WALLACE 1994.

3.1 Einfluss der NAO auf das Meereis

FANG und WALLACE (1994) haben gezeigt, dass die Beziehung zwischen der N AO und der „Dipol-Ano - malie“ im Meereis (siehe Abb. 6-6) auch Gültigkeit hat, wenn die Anomalien der NAO vor denen des Meereises auftreten. Umgekehrt, das heißt wenn die Meereis - anomalien zuerst auftreten, besteht nur eine äußerst schwache Beziehung zwischen der Dipol-Anomalie und der NAO. Diese Ergebnisse deuten darauf hin, dass die Wechselwirkung hauptsächlich einseitig ist. In erster Linie führen also Variationen der N AO zu den in Abb. 6-6 (a) dargestellten Dipol-Anomalien im Meereis

Es ist schwierig , lediglich aus Beobachtungsdaten zu bestimmen, welche Mechanismen zur Ausbildung des Dipols führen. Mit Hilfe von Modellen lässt sich diese Frage jedoch teilweise beantworten. HILMER (2001) hat ein thermodynamisch-dynamisches Meereis-Modell mit täglichen F eldern aus der NCEP/NC AR-Reanalyse über den Zeitraum 1958-1997 angetrieben. In diesen Modellexperimenten ändert sich der Wärmeinhalt der ozeanischen Deckschicht lediglich durch die Oberflächenwärmeflüsse, das heisst, dass der Wärmefluss aus dem tiefen Ozean in die Deckschicht klimatologisch vorgeschrieben ist. Die Beziehung , die HILMER (2001) zwischen der NAO und dem modellierten Meereisanomalien findet, ähnelt den in Abb. 6-6 (a) dargestellten Meereisanomalien erstaunlich gut. HILMER (2001) hat zusätzliche Läufe durchgeführt, in denen entweder nur der Wind oder die Wärmeflüsse variiert wurden. Diese Experimente zeigen, dass thermodynamische Effekte (turbulente Wärmeflüsse) wichtiger sind als dynamische Effekte (Windstress). Für eine negative NAO (siehe Abb. 6-6) führen also beispielsweise hauptsächlich reduzierte (erhöhte) turbulente Wärmeflüsse aus dem Ozean in der Labradorsee (Grönlandsee) zu einer Erwärmung (Abkühlung) der ozeanischen Deckschicht und damit zu einer Reduktion (Zunahme) der Meereisausdehnung.

3.2 Einfluss des Meereises auf die NAO

Im Vergleich zum Einfluss von nordatlantischen SST - Anomalien auf die N AO, ist der Einfluss von Meer - eisanomalien auf die N AO bis heute wenig untersucht worden. Meereisanomalien sind im Unterschied zu SST-Anomalien auf den nördlichen Nordatlantik beschränkt. Zudem führen Meereisanomalien zu re lativ kleinskali-

gen Wärmeflussanomalien, die allerdings vergleichsweise stark ausgeprägt sind (100 W/m^{-2} und mehr).

Der Einfluss des Meereis-Dipols auf die Atmosphäre wurde bisher lediglich mit Hilfe von zwei unterschiedlichen allgemeinen Zirkulationsmodellen der Atmosphäre untersucht. Die Studien von ALEXANDER et al. (2004), MAGNUSDOTTIR et al. (2004), DESER et al. (2004) und DESER et al. (2007) basieren alle auf dem Community Climate Model Version 3 (CCM3), das am National Center for Atmospheric Research (NCAR) entwickelt wurde. Die Reaktion dieses Modells auf eine Dipol-Anomalie im Meereis lässt den Schluss zu, dass die Rückkopplung vom Meereis auf die NAO negativ ist (Abb. 6-7). Dabei ist in erster Linie die Meereisanomalie in der Grönlandsee für die negative Rückkopplung verantwortlich. Interessanterweise haben in diesem Modell Meereisanomalien im nördlichen Nordatlantik einen größeren Einfluss auf die NAO als nordatlantische SST Anomalien (vergleiche das tripolare SST-Muster in Abb. 6-1). Transiente Experimente mit CCM3 zeigen, dass es ungefähr 2 bis 2,5 Monate dauert, bis sich die Atmosphäre vollständig auf den Meereisantrieb eingestellt hat (DESER et al. 2007).

Im Vergleich zu CCM3 zeigt die Reaktion des Atmosphärenmodells des **L**aboratoire de **M**eteorologie **D**ynamique (LMDZ) auf den Meereis-Dipol wenig Ähnlichkeit mit der NAO (CONIL und LI 2005). Der Einfluss des Meereises auf die NAO scheint also nicht unerheblich vom verwendeten Atmosphärenmodell abzuhängen. Die Interpretation dieser Experimente wird zusätzlich dadurch erschwert, dass Nichtlinearitäten in der Reaktion der Atmosphäre eine nicht unerhebliche Rolle zu spielen scheinen (CONIL und LI 2005).Wenn man den kleinskaligen Antrieb des Meereises betrachtet, dann ist nicht auszuschließen, dass eine relativ hohe horizontale und vertikalen Auflösung notwendig ist, um den Einfluss des Meereises auf die Atmosphäre realistisch zu simulieren.

3.3 NAO und Eisexport durch die Framstrasse

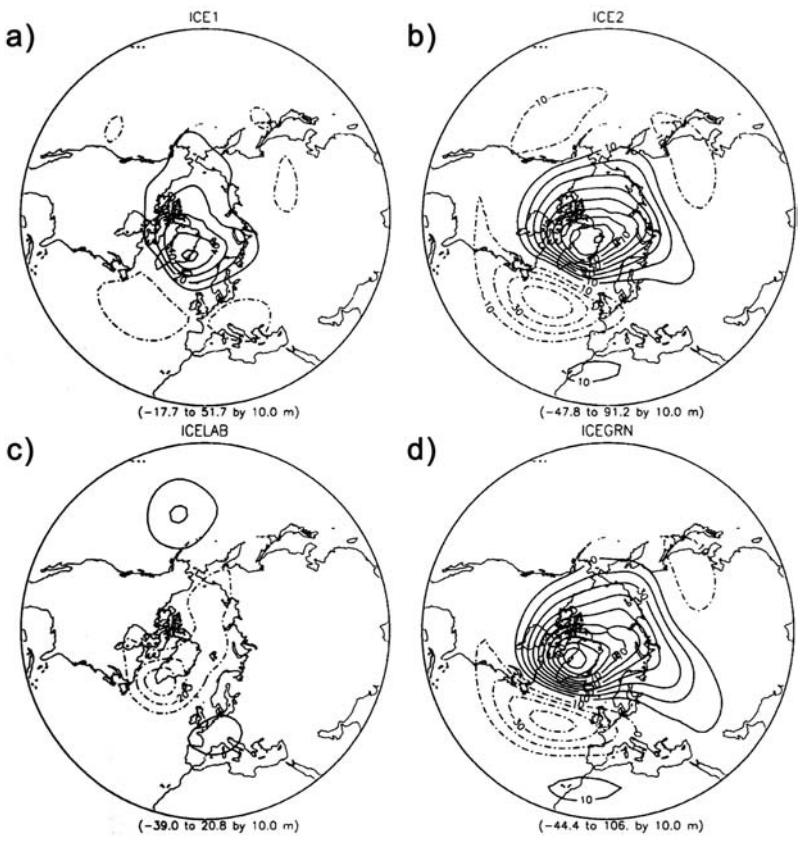


Abb. 6-7: Simulierter Reaktion im 500 hPa-Geopotenzialfeld wenn (a) die Eisausdehnung in der Labradorsee (Grönlandsee) entsprechend des beobachteten Trends erhöht (reduziert) wird. (b) wie in (a) nur mit zweifach erhöhter Anomalie. Reaktion wenn die Eisausdehnungs-Anomalie auf (c) die Labrador See und (d) die Grönlandsee begrenzt wird. Gezeigt ist die Abweichung von einer Kontrollsimulation mit klimatologischen SST/Meereisverteilung. Die vorgeschriebene Anomalie in (a) entspricht dem beobachteten Trend in der Eisausdehnung während der Wintersaison über den Zeitraum 1958-1997, aus MAGNUSDOTTIR et al. 2004.

Die Arktis stellt ein großes Reservoir von Meereis und damit Frischwasser dar. Ein Grossteil des Meereises, das die Arktis verlässt, erreicht den nördlichen Nordatlantik durch die Framstrasse (z.B. HILMER 2001). Aufgrund der möglichen Sensitivität der thermohalinen Zirkulation im Hinblick auf die Frischwasserbilanz im Nordatlantik, stellt der Meereisexport durch die Framstrasse daher einen wichtigen Faktor für das Klima in der nordatlantischen Region dar. Im Folgenden wird die Frage behandelt, ob die NAO einen Einfluss auf den Eisexport durch die Framstrasse hat.

Ein Problem, das sich bei der Untersuchung dieser Frage ergibt, ist, dass nur kurze Zeitserien über die Meereisdrift und insbesondere der Meereisdicke in der Framstrasse vorliegen. KWOK und ROTHROCK (1999) haben Daten von passiven Satellitenmessungen im Mikrowellenbereich verwendet, um Zeitserien für den „Transport von Eisfläche“ (keine Informationen über die Eisdicke standen zur Verfügung) zu konstruieren. Modellexperimente zeigen jedoch, dass der Eisflächentransport ein guter Proxy für den Eisvolumentransport durch die Framstrasse ist. Da passive Satellitenmessungen erst seit dem Ende der siebziger Jahre verfügbar sind, umfasst die Zeitserie von KWOK und ROTHROCK (1999) lediglich 18 Winter (1978-1996). Für diesen Zeitraum fanden Kwok und Rothrock eine positive Korrelation von r = 0,66 zwischen dem Eistransport durch die Framstrasse

und dem NAO-Index. Mit anderen Worten deuten diese Ergebnisse darauf hin, dass Winter mit positiver (negativer) NAO, scheinbar mit anomal grossen (geringen) Eisexporten durch die Framstrasse einhergehen.

Wenn man nun allerdings das charakteristische, anomale Bodenluftdruckfeld betrachtet, das mit der NAO einhergeht und auf langen Zeitreihen basiert (z.B. Abb. 1b in HURRELL 1995), dann fällt auf, dass der anomale bodennahe Wind ungefähr parallel zur Framstrasse gerichtet ist (das heißt in zonaler Richtung). Da das Meereis auf der Nordhalbkugel im Hinblick auf den bodennahen Wind nur geringfügig nach rechts abgelenkt wird, stellt sich nun die Frage, wie es überhaupt zu einem Zusammenhang zwischen der NAO und dem Eisexport durch die Framstrasse kommen kann. Einen Erklärung für diesen scheinbaren Widerspruch wurde von HILMER und JUNG (2000) geliefert.

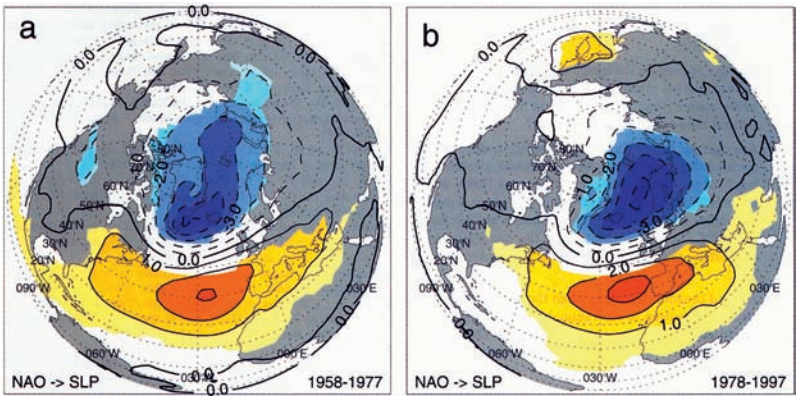


Abb 6-8: Anomalien im Bodenluftdruckfeld (hPa) die mit zeitlichen Variationen der NAO während der Wintersaison einhergehen: (a) 1958-1977 und (b) 1978-1997. Luftdruckanomalien wurden auf den NAO-Index regressiert. Vor der Regression wurde der lineare Trend an jedem Gitterpunkt und für den NAO-Index abgezogen; aus HILMER und JUNG 2000.

Wenn man das räumliche Muster der NAO für den Zeitraum 1978-1997 mit dem für den Zeitraum 1958-1977 vergleicht (Abb. 6-8), dann stellt man fest, dass sich die NAO im Zeitraum 1978-1997 gegenüber der Periode 1958-1977 nach Osten verschoben hat (HILMER und JUNG 2000). In der Tat findet man, dass die NAO für den Zeitraum 1978-1997, im Gegensatz zu 1958-1977, mit anomal meridionalen Winden im Bereich der Framstrasse einhergeht (Abb. 6-8 (b)). Die Zunahme der Korrelation zwischen dem simulierten Eistransport durch die Framstrasse und der NAO von r = 0,1 (1958-1977) auf r = 0,7 (1978-1997) ist also auf eine Ostwärtsverlagerung der NAO zurückzuführen. Untersuchungen von historischen Datensätzen und langen Modellintegrationen mit gekoppelten Zirkulationsmodellen deuten darauf hin, dass das Muster der NAO während des Zeitraumes 1978-1997 eher ungewöhnlich war (JUNG und HILMER 2001). Der Einfluss der NAO auf den Eisexport durch die Framstrasse ist klimatologisch gesehen also eher als gering einzuschätzen.

Was zu der Verschiebung der Zentren interannualer NAO Variabilität während des Zeitraumes 1978-1997 geführt hat ist noch unklar. Es ist durchaus möglich, dass es sich hierbei um „Zufall" (sampling variability) auf Grund der Kürze der Zeitserie handelt. JUNG et al. (2003) haben die Wahrscheinlichkeit dafür, dass es sich (nicht) um Zufall handelt, auf 20 % (80 %) geschätzt. ULBRICH und CHRISTOPH (1999) finden eine Ostwärtsverschiebung der NAO, die der beobachteten sehr ähnlich ist, in Experimenten mit dem gekoppelten ECHAM4/OPYC3-Modell wenn anthropogene Treibhausgase erhöht werden (siehe auch Beitrag 9). Eine aktive Rolle der Stratosphäre ist ebenfalls nicht auszuschliessen (KODERA et al. 1999). Dieses Phänomen lässt sich möglichweise auch durch eine Asymmetrie im Muster der NAO erklären, das heisst durch die Tatsache, dass die Zentren der NAO für die positive Phase weiter östlich liegen als die für die negative Phase (CASSOU et al. 2004). Das vermehrte Auftreten des positiven NAO-„Regimes" während des Zeitraumes 1978-1997 mag damit zu einer scheinbaren Ostwärtsverschiebung der Aktionszentren der NAO geführt haben.

4 Abschlussbemerkungen

Es gibt kein Zweifel, dass wichtige Wechselwirkungen zwischen der NAO und dem Ozean sowie dem Meereis auf einem weiten Bereich von Zeitskalen bestehen. Während der Einfluss der NAO auf den nordatlantischen Ozean und das Meereis deutlich ausgeprägt und vergleichsweise gut verstanden ist, sind die Rückwirkungen sowohl des Ozeans als auch des Meereises auf die NAO wesentlich schwächer ausgeprägt und weniger gut verstanden. Ein besseres Verständnis dieser Rückkopplungprozesse ist sicherlich eine Grundvoraussetzung für die erfolgreiche Simulation und Vorhersage der NAO.

Insbesondere auf dekadischen und interdekadischen Zeitskalen bleibt die erfolgreiche Simulation der beobachteten NAO-Variabilität weiterhin eine Herausforderung. Dies gilt insbesondere für mögliche Fernwirkungen aus dem Indischen Ozean und dem tropischen Pazifik. Dieser Sachverhalt findet auch im letzten Bericht des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Erwähnung. Die gekoppelten Modelle, die zur Erstellung des IPCC AR4 beigetragen haben, zeigen in den Simulationen für das zwanzigste Jahrhundert NAO-Schwankungen, die nicht mit den beobachteten Schwankungen konsistent sind, auch

wenn interne Variabilität der gekoppelten Modelle in Betracht gezogen wird (z.B. GILLETT 2005). Dies ist besorgniserregend, weil die Reaktion der NAO auf eine Temperaturerhöhung, infolge erhöhter Treibhausgasemmisionen unterschätzt werden könnte (siehe auch Beitrag 9 dieses Heftes).

Danksagung

Die Autoren danken Dr. Wolfgang Müller für hilfreiche Kommentare, die zu einer Verbesserung des ursprünglichen Manuskriptes geführt haben.

© Deutscher Wetterdienst 2008

U. LANGEMATZ, S. BRÖNNIMANN, H.-F. GRAF, A. KAPALA

7 Stratosphäre, Vulkanismus und die NAO/AO

The Stratosphere, Volcanism and the NAO/AO

Zusammenfassung
Die Stratosphäre ist dynamisch mit der Troposphäre gekoppelt. Variationen der Intensität des winterlichen stratosphärischen Polarwirbels sind mit verschiedenen Phasen der Nordatlantikzirkulation bzw. der Arktischen Oszillation in der Troposphäre verbunden. Dieser Artikel gibt einen Überblick über den beobachteten und modellierten Zusammenhang zwischen stratosphärischer und troposphärischer Variabilität und stellt die relevanten Prozesse stratosphärischer Variabilität vor, die zu einem Signal in der Troposphäre führen. Besonders hervorzuheben sind hier große Vulkaneruptionen, deren Auswirkungen näher diskutiert werden.

Abstract
A two-way dynamic coupling exists between stratosphere and troposphere. Variations in the intensity of the stratospheric polar vortex in winter are associated with different phases of the North Atlantic Oscillation or Arctic Oscillation in the troposphere. We give an overview of the observed and modelled relationship between stratospheric and tropospheric dynamic variability and present relevant processes of stratospheric variability that lead to tropospheric signals. In particular, the effects of strong volcanic eruptions are discussed in more detail.

1 Einleitung

Die Stratosphäre, die sich oberhalb der Troposphäre bis in etwa 50 km Höhe erstreckt, verfügt lediglich über etwa 10 % der atmosphärischen Masse. Sie wird deshalb traditionell als „oberes Randgebiet“ in der numerischen Wettervorhersage betrachtet, das keine direkten Auswirkungen auf das troposphärische Wetter oder Klima hat. Die Temperatur und die Zirkulation in der Stratosphäre werden vornehmlich durch Strahlungsprozesse bestimmt: Im Sommer bildet sich in der Stratosphäre aufgrund der Absorption **u**ltra**v**violetter (UV) Sonnenstrahlung durch Ozon ein polzentriertes, annähernd hemisphärisches Hochdruckgebiet aus, während das Winterhalbjahr durch den stratosphärischen Polarwirbel gekennzeichnet ist, ein ausgeprägtes Tiefdruckgebiet, das infolge der Strahlungsabkühlung in der Polarnacht entsteht. Der Polarwirbel und die damit verbundenen starken Westwinde (**P**olar**n**acht**j**et, PNJ) werden jedoch von Zeit zu Zeit durch dynamische Störungen, die sich aus der Troposphäre vertikal nach oben ausbreiten, abgeschwächt. Dadurch kommt es zu plötzlichen starken Erwärmungen der Stratosphäre.

Diese vertikale, nach oben gerichtete Kopplung ist seit den 1960er und 1970er Jahren bekannt, als die theoretischen Modelle für die vertikale Wellenausbreitung durch CHARNEY und DRAZIN (1961) und die erste numerische Simulation einer Stratosphärenerwärmung durch MA TSUNO (1971) mit den Beobachtungen übereinstimmende Ergebnisse lieferten. Fast gleichzeitig legten erste Untersuchungen jedoch nahe, dass die Stratosphäre nicht nur die ihr zugeschriebene passive Rolle bei der vertikalen Kopplung spielt. 1965 zeigte LABITZKE Beispiele von Stratosphärenerwärmungen mit Zentrum über Europa, nach denen sich innerhalb von etwa 10 Tagen eine anhaltende Blockierung in der Troposphäre entwickelte. QUIROZ (1980) fand eine positive Korrelation zwischen dem Zonalwind in der Stratosphäre in 10 hPa (etwa 30 km) und dem troposphärischen Wind in 200 hPa in 65° N. Die Stratosphärenerwärmung 1976/77 zeigte darüber hinaus eine zeitliche Verzögerung zwischen Änderungen in der Stratosphäre und Troposphäre: die Zunahme der geopotenziellen Höhe in der Stratosphäre ging derjenigen in der Troposphäre um mehrere Tage voraus (QUIROZ 1977). Eine abwärts gerichtete Kopplung ergab sich auch in der ersten Modellsimulation mit einem globalen Zirkulationsmodell (BOVILLE 1984), in der durch Änderung der stratosphärischen Horizontaldiffusion eine troposphärische Reaktion hervorgerufen wurde.

Der heutige Stand der Wissenschaft kann inzwischen auf eine Vielzahl von Untersuchungen verweisen, die nicht nur die postulierte Anregung der Stratosphäre durch troposphärische Wellen belegen, sondern auch Auswirkungen der stratosphärischen Dynamik auf die Variabilität in der Troposphäre, wie z. B. die **N**ord**a**tlantik**o**szillation (NAO) oder die **A**rktische **O**szillation (AO).

Einen Überblick über relevante Realdatenanalysen und Modellstudien gibt Kapitel 2. Die vertikale Kopplung zeigt sich besonders deutlich im Ozon, wie Kapitel 3 ausführt. Kapitel 4 und 5 befassen sich dann näher mit den möglichen Ursachen stratosphärischer Variabilität, die sowohl natürlichen Ursprungs wie auch anthropogen verursacht sein können. Ein deutlicher Zusammenhang zwischen Stratosphäre und Troposphäre zeigt sich nach großen Vulkaneruptionen, bei denen beträchtliche Mengen von Aerosolen in die Stratosphäre transportiert werden, mit langfristigen Folgen, wie in Kapitel 4.2 näher erläutert.

2 Dynamische Kopplung in Beobachtungen und Modellen

Mitte der 1990er Jahre konnte anhand von statistischen Auswertungen langjähriger Beobachtungsreihen zum ersten Mal ein Zusammenhang zwischen Variabilitätsmustern in der Troposphäre und der Stratosphäre (BALDWIN et al. 1994, PERLWITZ und GRAF 1995, KODERA et al. 1996, KITOH et al. 1996) nachgewiesen werden. Im nordhemisphärischen Winter besteht eine hohe Korrelation zwischen dem NAO-Signal in der mittleren Troposphäre (etwa 500 hPa) und der Stärke des stratosphärischen Polarwirbels. Ein intensiver stratosphärischer Polarwirbel ist demnach mit positiven Werten des NAO-Index, das heißt mit verstärkten Westwinden über dem Nordatlantik und positiven Temperaturanomalien über dem nördlichen Eurasien, assoziiert. Ein schwacher, dynamisch gestörter stratosphärischer Polarwirbel geht mit schwachen Winden aus West bis Nordwest in der Troposphäre und negativen Temperaturanomalien über Zentraleuropa einher; dies entspricht einem negativen NAO-Index. Die dazugehörigen Anomalien im zonalen Windfeld zeigen einen Dipol mit entgegen gesetzten Anomalien in hohen und niedrigen Breiten, der sich aus der Troposphäre bis in die mittlere Stratosphäre fortsetzt. Diese vertikal kohärenten Strukturen erstrecken sich bis in Erdbodennähe: THOMPSON und WALLACE (1998) weiteten die statistische Analyse auf bodennahe Felder, wie Luftdruck und Temperatur, aus und fanden ebenfalls eine starke vertikale Kopplung von stratosphärischen und troposphärischen Anomalien auf der zwischenjährlichen Zeitskala, allerdings mit einem stärker zonal-symmetrischen Muster als das für die mittlere Troposphäre gefundene NAO-Signal. Dieses bodennahe Anomaliemuster, Arktische Oszillation (AO) genannt, weist im Winter die gleiche Signatur wie die Variabilität des stratosphärischen Polarwirbels auf: die AO ist gekennzeichnet durch ein Aktionszentrum in polaren Breiten, das umgeben ist von einem Ring mit Anomalien entgegen gesetzten Vorzeichens in mittleren Breiten. Während diese ringförmigen (engl. annular) Variabilitätsmuster als „**N**orthern **A**nnular **M**ode“ (NAM) bzw. „**S**outhern **A**nnular **M**ode“ (SAM) in der Troposphäre das ganze Jahr über existieren, verstärken sich ihre Amplituden während der jeweiligen Wintersaison bis in die polare Stratosphäre: in der Nordhemisphäre besteht die vertikale dynamische Kopplung über etwa drei Monate (Januar-März), wenn die stratosphärische Variabilität durch große, unregelmäßig auftretende Erwärmungen geprägt ist, während sie in der Südhemisphäre nur von Mitte August bis Ende September während der Frühjahrsumstellung der Zirkulation in Erscheinung tritt (THOMPSON und WALLACE 2000). Diese Perioden sind in beiden Hemisphären durch eine erhöhte dynamische Aktivität mit verstärkter vertikaler Ausbreitung planetarischer Wellen in die Stratosphäre gekennzeichnet, ein möglicher Hinweis auf dynamische Prozesse als Auslöser von NAM und SAM.

NAM-Anomalien erscheinen typischerweise zuerst in der Mesosphäre und Stratosphäre und setzen sich allmählich nach unten in die Troposphäre fort, wo sie mit einer Verzögerung von wenigen Wochen in Form von Anomalien troposphärischer Variablen sichtbar werden (BALDWIN und DUNKERTON 1999). Abbildung 7-1 (aus BALDWIN und DUNKERTON 2001) zeigt die zeitliche Entwicklung des NAM-Index in der Troposphäre und Stratosphäre, zusammengestellt für 18 Ereignisse mit schwachen stratosphärischen Polarwirbeln (Abb. 7-1 (a)) und 30 Ereignisse mit stark ausgeprägten Polarwirbeln (Abb. 7-1 (b)). Die zeitliche Entwicklung bezieht sich auf den Tag, an dem der NAM-Index auf der 10 hPa-Druckfläche vorgegebene Schwellwerte für schwache bzw. starke Polarwirbel überschreitet (= Tag 0). Für beide Typen von Ereignissen wird deutlich, dass sich Anomalien aus der oberen in die untere Stratosphäre fortpflanzen, wo sie über mehrere Wochen erhalten bleiben. In dieser Phase existiert eine hohe Korrelation mit NAM- bzw. AO-Anomalien in der Troposphäre. THOMPSON et al. (2002) finden signifikant niedrigere Bodentemperaturen über den Kontinenten und eine deutliche Zunahme von Kaltlufteinbrüchen über den nördlichen Vereinigten Staaten und Nordeuropa im Winter nach Phasen schwacher stratosphärischer Polarwirbel. Eine Berücksichtigung von NAM- und SAM-Anomalien in der unteren Stratosphäre in Wettervorhersagemodellen lässt demnach eine Verbesserung der mittelfristigen Wettervorhersage erwarten (BALDWIN et al. 2003, CHRISTIANSEN 2005).

Die beschriebenen, aus Beobachtungsdaten gewonnenen Erkenntnisse über eine dynamische Kopplung zwischen Troposphäre und Stratosphäre können in Simulationen mit verschiedenen Allgemeinen Zirkula-

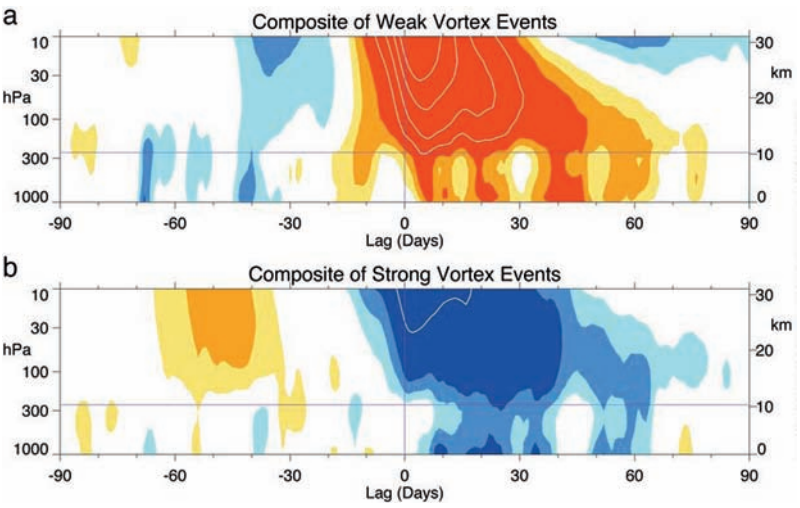


Abb. 7-1: Zeit-Höhen-Schnitt des Northern Annular Mode (NAM) für (a) 18 schwache stratosphärische Polarwirbel und (b) 30 starke stratosphärische Polarwirbel, hergeleitet aus NCEP/NCAR-Reanalysen der Jahre 1958-1997. Die Ereignisse werden durch die Tage festgelegt, an denen die NAM-Indizes in 10 hPa -3,0 und +1,5 unter- bzw. überschreiten. Die Indizes sind dimensionslos; die Farbintervalle betragen ±0,25, ±0,5, ±0,75; weiße Isolinien bezeichnen ±1,5, ±2,0 …; die horizontale graue Linie kennzeichnet die ungefähre Höhe der Tropopause (aus BALDWIN und DUNKERTON 2001).

tionsmodellen (engl. „**g**eneral **c**irculation **m**odel", GCM) reproduziert werden. In Simulationen mit einem GCM, das die volle Stratosphäre auflöst, findet CHRISTIANSEN (2000), dass ein signifikanter Anteil der troposphärischen Variabilität im Modell mit aus der Stratosphäre abwärts wandernden Anomalien erklärt werden kann. Idealisierte Modellexperimente mit vorgeschriebenen Anomalien der stratosphärischen Zirkulation, z.B durch Erhöhung mechanischer Dämpfung oder Vorgabe einer thermischen Störung, ergeben eine Beeinflussung des bodennahen Klimas (POLVANI und KUSHNER 2002, NORTON 2003).

3 Stratosphärisches Ozon

Die Kopplung zwischen der Zirkulation der Troposphäre und der Stratosphäre tritt besonders deutlich im stratosphärischen Ozon zutage. Zu einem gewissen Grad kann Ozon hier als „passiver Tracer" verstanden werden, der die Zirkulation widerspiegelt. Andererseits ist auch hier die Kopplung eine beidseitige: Ozon als strahlungsrelevantes Gas verändert die Zirkulation der Stratosphäre, was sich auf die Troposphäre auswirken kann.

In den Außertropen ist die Variabilität der Gesamtozonsäule wesentlich durch die stratosphärische Dynamik bestimmt. Der Grund liegt unter anderem in den sehr ausgeprägten vertikalen und horizontalen Gradienten im Ozonfeld. Kleine Veränderungen wie meridionale Verlagerungen oder horizontale Divergenz führen zu einer Umverteilung von Ozon auf verschiedenen räumlichen und zeitlichen Skalen und damit zu starken Schwankungen in der Ozonsäule über einem festen Ort. Verschiedene dynamische Prozesse tragen dazu bei, und diese sind wiederum auf verschiedene Weise mit der NAO bzw. AO verknüpft.

Auf einer regionalen, synoptischen Skala sind besonders Prozesse in der untersten Stratosphäre und im Tropopausenbereich entscheidend (STEINBRECHT et al. 1998). Etwa die Hälfte der Variabilität in der Ozonsäule von Tag zu Tag kann durch die Dynamik in der Tropopausenregion erklärt werden. Bereits DOBSON und HARRISON (1926) erkannten diese Korrelation: In Höhentrögen nahm die Ozonsäule über Oxford zu, während sie in Höhenrücken verringert war. In der Tat zeichnet sich im Gesamtozonfeld für einen Tag sehr deutlich die Struktur der planetarischen Wellen ab, und diese wiederum stehen in engem Zusammenhang mit der NAO/AO.

Besonderes Interesse verdienen Extremfälle, welche oft mit brechenden Wellen (und damit irreversiblen Prozessen) verknüpft sind. Polwärts antizyklonal brechende Wellen können zum Phänomen der so genannten „ozone miniholes" (Mini ozonlöcher) führen (HOOD et al. 1999). Dabei strömt ozonarme subtropische Luft in die mittleren Breiten und kann dabei aus der oberen Troposphäre in die untere Stratosphäre aufsteigen. Die Advektion verknüpft mit einer aufsteigenden Bewegung kann dazu führen, dass die Ozonsäule kurzfristig und kleinskalig unter die Schwelle 200 DU (DU: **D**obson **U**nit, 1 DU = 0,01 mm) sinkt (KOCH et al. 2005). Chemische Vorgänge scheinen dabei keine große Rolle zu spielen. Die Häufigkeit solcher Miniozonlöcher ist am größten im Raum Nordsee-Nordatlantik und ist höher während positiver Phasen der NAO/AO, die durch antizyklonal brechende Wellen hervorgerufen werden (vgl. Beitrag 5 in diesem Heft und dortige Referenzen).

Auf der hemisphärischen Skala (und somit im saisonalen Bereich) spielt die Brewer-Dobson-Zirkulation, die diabatische Meridionalzirkulation der Stratosphäre, eine entscheidende Rolle. Je nach Stärke des polwärtigen Transports ist die Ozonmenge in den Außertropen insgesamt größer oder kleiner; es findet also eine Umverteilung zwischen Tropen und Außertropen statt. Auch diese ist mit der NAO/AO verknüpft. Im negativen NAO/AO-Modus ist die aufwärts und polwärts propagierende Aktivität planetarischer Wellen erhöht und damit der Antrieb der Brewer-Dobson-Zirkulation verstärkt (HADJINICOLAOU et al. 2002). In den polaren Regionen gibt es neben dem Zusammenhang zwischen der NAO/AO und dem Ozontransport eine

weitere Auswirkung der NAO/AO auf die Ozonverteilung: Wenn die Aktivität planetarischer Wellen niedrig ist (positiver NAO/AO-Modus), ist der Polarwirbel stark und kalt. Dies begünstigt die Bildung von polaren Stratosphärenwolken, an welchen chemischer Ozonabbau stattfindet.

Die Beziehung zwischen NAO/AO und dem Gesamtozon ist räumlich variabel. Für die hemisphärischen Prozesse ist das Vorzeichen der Korrelation in den nördlichen mittleren Breiten negativ, am stärksten im Polarwirbel im Frühling.

Die regionalen Umverteilungsprozesse im Zusammenhang mit der Struktur planetarischer Wellen haben je nach Ort ein anderes Vorzeichen. Im südlichen Aktionszentrum der NAO/AO, z.B. in Arosa, haben beide Effekte ein negatives Vorzeichen (BRÖNNIMANN et al. 2000). Die Umverteilung von Ozon in der unteren Stratosphäre wird in Abbildung 7-2 deutlich, wo zwischenjährliche Schwankungen des Wintermittels des Gesamtozons über Arosa mit der lokalen Höhe der 300 hPa Fläche verglichen werden (die Korrelation der beiden Zeitreihen beträgt -0,86). Der hemisphärische Transport durch eine veränderte Brewer-Dobson-Zirkulation trägt aber auf der zwischenjährlichen und dekadischen Skala auch dazu bei. Abbildung 7-2 zeigt eine gute Übereinstimmung zwischen dem negativen AO-Index im Oktober bis März und dem Gesamtozon zwischen 45° und 80° N drei Monate später. Die Korrelation beträgt -0,61.

Über Island, im nördlichen Aktionszentrum der NAO/AO, ist das Vorzeichen der Korrelation zwischen Gesamtozon und der NAO/AO positiv, und die Beziehung ist allgemein schwächer. Hier haben regionale Umverteilung und hemisphärischer Transport umgekehrte Vorzeichen.

Die Korrelationen mit NAO/AO für das Gesamtozon über Arosa und Reykjavik sind in Tabelle 7-1 zusammengefasst. Dabei wurden die Zeitreihen der monatlichen Abweichungen vom langjährigen mittleren Jahresverlauf additiv in drei Zeitskalen aufgeteilt: monatliche (intrasaisonal, da das Jahreszeitenmittel subtrahiert wurde), interannuelle (intradekadisch, da das Dekadenmittel subtrahiert wurde) und dekadische Schwankungen. Interessant dabei ist, dass die Korrelationen auf allen Zeitskalen einschließlich der dekadischen auftreten. Somit kann ein Trend in der AO den Trend in der Ozonsäule beeinflussen und damit den menschgemachten Trend verstärken (wie im Beispiel Arosa) oder verschleiern (Reykjavik) (vergleiche STEINBRECHT et al. 1998, HOOD et al. 1999, HADJINICOLAOU et al. 2002).

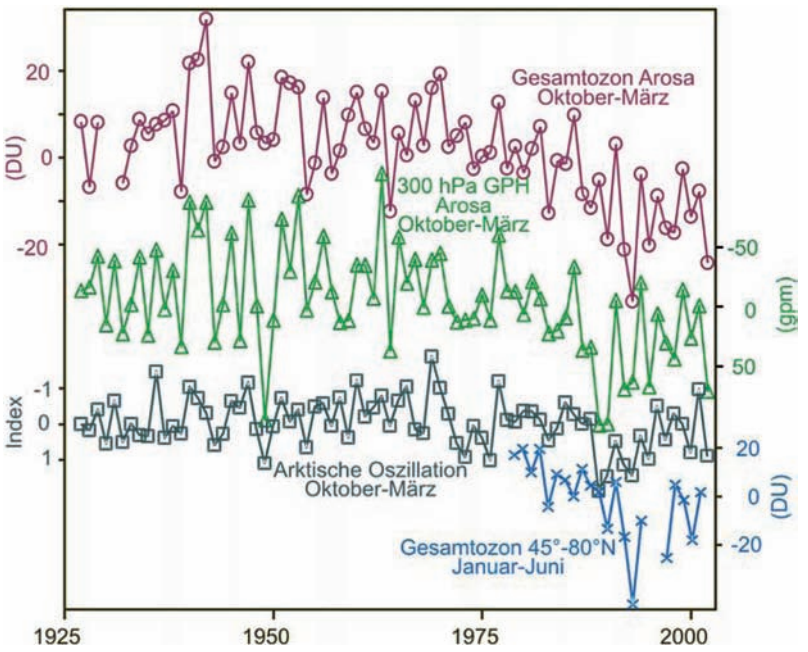


Abb. 7-2: Wintermittelwerte (Oktober bis März) des Gesamtozons über Arosa (Schweiz), der lokalen Höhe der 300 hPa-Fläche, des AO-Indexes sowie Mittelwert des Gesamtozons von Januar bis Juni zwischen 45° und 80° N. Alle Zeitreihen stellen Abweichungen vom langjährigen Mittel dar. Details zu den verwendeten Daten finden sich in BRÖNNIMANN et al. (2000) und BRÖNNIMANN und HOOD (2003); die globalen Gesamtozondaten sind vom TOMS Sensor (Version 8), bis Juni 2001.

NAO	Arosa	n	Reykjavik	n
Monatlich (intrasaisonal)	*-0,369*	470	*0,345*	197
Interannuell (intradekadisch)	*-0,512*	79	*0,362*	32
Dekadisch	-0,563	8		
AO	**Arosa**	**n**	**Reykjavik**	**n**
Monatlich (intrasaisonal)	*-0,411*	440	0,183	197
Interannuell (intradekadisch)	*-0,578*	74	0,168	32
Dekadisch	*-0,746*	8		

Tab. 7-1: Korrelationen zwischen dem Gesamtozon über Arosa und Reykjavik mit den Indizes der Nordatlantischen bzw. Arktischen Oszillation für den Winter (Oktober bis März) bis 2002. Aus allen Zeitreihen wurde der mittlere Jahresgang entfernt. Anschließend wurden die Zeitreihen in drei Zeitskalen aufgeteilt (additiv, d.h. die Summe der drei Zeitreihen entspricht der ursprünglichen Reihe). Die dekadischen Werte sind die mittleren Anomalien von Oktober bis März über jeweils 10 Jahre, angefangen mit der Dekade 1927-1938. Die interannuellen Werte sind mittlere Anomalien über jeweils einen Winter (Oktober bis März) nach Abzug der dazugehörigen dekadischen Werte. Die monatliche Reihe entspricht der der Anomalien abzüglich der dazugehörigen interannuellen Werte. Signifikante Korrelationen (95 % Signifikanzschwelle) sind kursiv gedruckt (vergleiche BRÖNNIMANN et al. 2000; die Ozondaten wurden der WOUDC-Datenbank entnommen).

4 Natürliche stratosphärische Variabilität und NAO/AO

4.1 Sonnenvariabilität

Die Intensität der Sonnenstrahlung variiert auf verschiedenen Zeitskalen. Von besonderer Bedeutung für die zwischenjährliche Variabilität der Stratosphäre und damit auch für die N AO/AO sind dekadische Schwankungen, die sich durch einen 11-jährigen Zyklus in der Aktivität der Sonnenflecken manifestiert, sowie Schwankungen auf der Zeitskala von Jahrhunderten bis Jahrtausenden, die sowohl durch Variationen des internen Sonnendynamos als auch durch Schwankungen der Erdbahnparameter um die Sonne hervorgerufen werden können.

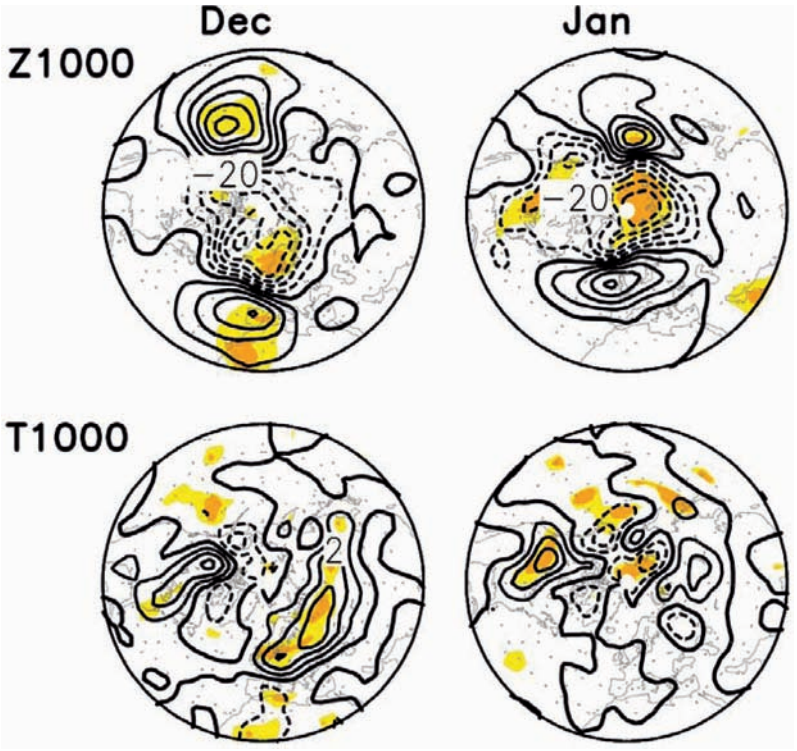


Abb. 7-3: Differenzen der geopotenziellen Höhe (Isolinienintervall: 10 gpm) und Temperatur (Isolinienintervall: 1 K) in 1000 hPa zwischen Maximum und Minimum des 11-jährigen Sonnenaktivitätszyklus, simuliert mit dem FUB-Climate Middle Atmosphere Model. Gebiete mit Signifikanzen > 99% (> 95%) sind orange (gelb) eingefärbt (nach MATTHES et al. 2006).

Der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus verursacht zunächst ein Temperatursignal in der oberen Stratos phäre: aufgrund der stärkeren UV -Einstrahlung und der dadurch erhöhten photochemischen Ozonproduktion erwärmt sich die obere Stratosphäre während des Sonnenfleckenmaximums um etwa 1 K im Jahresmittel gegenüber dem Sonnenfleckenminimum. Die Übertragung dieser primären strahlungsbedingten Temperaturanomalien aus der oberen in die untere Stratosphäre lässt sich nach KODERA und KURODA (2002) durch dynamische Wechselwirkungen zwischen dem P olarnachtjet und planetarischen Wellen erklären, die sich aus der Troposphäre vertikal in die Stratosphäre ausbreiten: zonale Windanomalien im Sonnenfleckenmaximum führen zu einer verstärkten Reflexion der planetarischen Wellen, so dass sich die Westwindanomalien während des Nordwinters aus der oberen Stratosphäre langsam in die untere Stratosphäre und in Richtung Nordpol fortpflanzen können. Einen Hinweis auf eine Modulation der NAO durch die dekadische Sonnenvariabilität findet K ODERA (2002): Nur während des Zyk - lusmaximums besteht eine K orrelation zwischen dem stratosphärischen Zonalwind im Winter und dem NAO-Index; das NAO-Signal im Bodendruck erstreckt sich weiter über den eurasischen Kontinent als im Sonnenfleckenminimum. Analog zeigen sich hohe K orrelationen zwische n Stratosphäre und Troposphäre für den SAM nur bei hoher Sonnenaktivität (KUR ODA und KODERA 2005).

Die Einbeziehung der Stratosphäre bei der Untersuchung des Einflusses der solaren Variabilität auf troposphärische Variabilitätsmuster wird dadurch erschwert, dass globale stratosphärische Satellitenmessungen erst seit Ende der 1970er J ahre vorliegen und nur drei solare Zyklen abdecken. Die statistische Signifikanz der gefundenen Zusammenhänge wird infolgedessen herabgesetzt. Allerdings können die in den Beobachtungsdaten gefundenen Zusammenhänge teilweise in Modellsimulationen mit GCMs , in denen spektrale Variationen der UV -Strahlung sowie Ozonvariationen zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum vorgegeben sind, bestätigt werden. So finden MATTHES et al. (2006) signifikante Differenzen im bodennahen Geopotenzial der Nordhemisphäre zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum, die die Signatur der positiven Phase der AO annehmen. Abbildung 7-3 (oben) zeigt negative Geopotenzialanomalien in 1000 hPa über der Arktis, umgeben von zwei Zentren mit positiven Anomalien über dem Nordatlantik und Nordpazifik im Dezember und J anuar. Diese sind gleich bedeutend mit einer verstärkten Zyklonenaktivität über dem Nordatlantik und wärmeren und feuchteren Wintern in Zentraleuropa und Eurasien während des Sonnenfleckenmaximums . Abbildung 7-3 (unten) zeigt insbesondere eine signifikante Erwärmung in Bodennähe von mehr als 3 K über Eurasien im Dezember . Im J anuar sind die signifikanten Geopotenzialanomalien in Richtung Nordpol und Kanada verschoben, so dass die Erwärmung über Eurasien - im Gegensatz zum signifikanten Signal über Kanada - schwächer ausfällt.

Auf der längeren Zeitskala zeigt sich insbesondere im 17. Jahrhundert während der Kleinen Eiszeit ein Zusammenhang zwischen solarer Aktivität, der Strato-

sphäre und dem bodennahen Klima: Rekonstruktionen mithilfe von Proxydaten ergeben ein im Vergleich zu heute kälteres Klima in Nord- und Zentraleuropa. So zeigen z.B. die Gemälde zeitgenössischer holländischer Künstler zugefrorene Kanäle, ein indirekter Hinweis auf kalte Winter in Holland und somit auf häufigere blockierende Wetterlagen, bzw. vermehrt auftretende negative NAO-Phasen (APPENZELLER et al. 1998, LUTERBACHER et al. 2001). Diese Periode war gleichzeitig gekennzeichnet durch eine starke Abnahme der Sonnenflecken; die Sonne befand sich im „Maunder-Minimum". Einen kausalen Zusammenhang zwischen der reduzierten Einstrahlung und der rekonstruierten Klimaanomalie legen nun verschiedene Modellsimulationen nahe (z.B. SHINDELL et al. 2001). LANGEMATZ et al. (2005) zeigen, dass in einer Modellatmosphäre mit vorindustriellen Treibhausgas- und Ozonkonzentrationen und spektral reduzierter solarer Einstrahlung für das Maunder-Minimum im Vergleich zu heute häufiger Jahre mit negativen NAO-Indizes und kälteren Wintern in Zentraleuropa auftreten. Diese sind mit einer statistisch signifikanten Abnahme des zonalen Windes in mittleren Breiten der gesamten Stratosphäre bis hin zum Erdboden assoziiert und geben einen Hinweis darauf, dass auch auf der Jahrhundertzeitskala eine extern angetriebene, vertikale dynamische Kopplung zwischen Troposphäre und Stratosphäre existiert.

4.2 Vulkanausbrüche und NAO/AO

Große Vulkanausbrüche, d.h. solche, die mindestens 3 bis 5 Megatonnen Schwefeldioxid in die Stratosphäre befördern, können das Klima über einige wenige Jahre beeinflussen. Da vulkanisches Sulfataerosol in der Stratosphäre sehr effektiv Sonnenstrahlung zurückstreut, liegt es nahe, die Auswirkungen von Vulkanen im Klimasystem zunächst allein in Abkühlung zu suchen. Diese Abkühlung sollte wegen der positiven Rückkoppelung mit Eis und Schnee in hohen Breiten in der kalten Jahreszeit am stärksten sein. Die Analyse von Beobachtungen erfolgte zunächst anhand von zonalen Mitteln und erbrachte nur sehr schwache Signale – besonders im Winter, wo doch die stärksten Auswirkungen hypothetisiert wurden (ANGELL und KORSHOVER 1983, BRADLEY 1988, MASS und PORTMANN 1989).

Erst nach dem Ausbruch des El Chichón im Jahre 1982 und vor allem des Pinatubo 1991 war die Verfügbarkeit zuverlässiger globaler Daten soweit, dass man daran gehen konnte, auch die geographische Verteilung von Temperatur und Zirkulationsanomalien im Gefolge von großen Vulkaneruptionen zu analysieren (u.a. GROISMAN 1992, ROBOCK und MAO 1992, KELLY et al. 1996, ROBOCK 2000). Ein unerwartetes Ergebnis ist das stabile winterliche Anomaliemuster der bodennahen Lufttemperatur, die „Kontinentale Wintererwärmung". Dieses Muster deckt sich im Wesentlichen mit den Beobachtungen bei einer positiven Phase der NAO: Positive Temperaturanomalien in mittleren und hohen Breiten Eurasiens und negative Anomalien der Temperatur über dem westlichen Nordatlantik sowie im mittleren Osten.

Auch in Modellrechnungen wird dieses Muster gefunden (a.o. GRAF et al. 1993, KIRCHNER et al. 1999, MAO und ROBOCK 1998, SHINDELL et al. 2001), und zwar mit folgender dynamischen Interpretation (GRAF 1992, GRAF et al. 1993, KODERA 1994): Da vulkanisches Aerosol in der Stratosphäre nicht nur zu Rückstreuung von Solarstrahlung, sondern auch zur Absorption von langwelliger Infrarotstrahlung führt, kommt es zur Erwärmung der aerosolhaltigen Schichten in der Stratosphäre insbesondere in niedrigen Breiten und damit zur Erwärmung (RAMA CHANDRAN et al. 2000). Der verstärkte meridionale Temperaturgradient erzeugt eine Verstärkung des winterlichen Polarwirbels besonders auf der Nordhemisphäre, der Auswirkungen auf die vertikale Ausbreitung von planetarischen Wellen hat. Die starken Westwinde verhindern die vertikale Ausbreitung von Wellenaktivität. Ein Teil der Wellen wird reflektiert und ändert Phase und Amplitude der Wellen in der Troposphäre. Das Ergebnis ist eine Erhöhung der Anzahl der Tage mit positiver Phase der NAO und entsprechenden Zirkulations- und Klimaanomalien auf der Nordhemisphäre. Vulkaneruptionen erzeugen also eine Modulation eines der wichtigsten inhärenten Zirkulationsmoden der Atmosphäre. Der Mechanismus entspricht somit der von PERLWITZ und GRAF (1995) aus NCEP/NCAR-Reanalysedaten ermittelten Kopplung von stratosphärischer und troposphärischer Zirkulation, wonach ein starker symmetrischer Polarwirbel eng mit der positiven Phase der NAO, dagegen eine starke Phase und Amplitude der zonalen Welle 1 in der Stratosphäre mit einer positiven Phase der PNA korreliert ist.

Somit können Vulkanausbrüche, insbesondere in den Tropen, als Testfall für Klimamodelle dienen. STENCHIKOV et al. (2006) und MILLER et al. (2006) untersuchten deshalb die im IPCC AR4 verwendeten gekoppelten Ozean-Atmosphären Klimamodelle daraufhin, wie sie die in die Modelle eingebauten Vulkanstörungen des Klimas simulieren. Beide Studien zeigten starke Unterschiede zwischen den verschiedenen Modellen. Die meisten Modelle reagieren tendenziell ähnlich zu den Beobachtungen, unterschätzen aber die Amplitude der Anomalien erheblich und weisen auch starke räumliche Abweichungen vom beobachteten Muster auf. Die Ursachen für dieses Verhalten sind noch unklar, sollten aber im Zusammenhang mit der Unterschätzung von simulierten blockierenden Hochdrucklagen im Nordatlantik gesehen werden. Hinweise auf die Unterschiede der dynamischen Prozesse, die zum Lebenszyklus der NAO unter der Bedingung eines starken oder schwachen Polarwirbels führen, wurden von WALTER und GRAF (2006) gegeben. Es ist vor allem ein verstärkter Beitrag der stationären planetarischen

Wellen, der zu einer Bevorzugung der positiven Phase der NAO führt. Eine neue Analyse von BRAESICKE et al. (2008) zur Kopplung zwischen der Zirkulation der oberen Troposphäre und der Stratosphäre, wobei die Zusammenhänge mit der stratosphärischen Ozonschicht im Vordergrund stehen, zeigt ganz offensichtliche Schwächen der Modelle auch im ungestörten Fall (Kontrolllauf), die die zu schwache Modellreaktion auf Vulkanaerosole begreiflich machen. Die Kopplung zwischen troposphärischer und stratosphärischer Zirkulation ist in den relativ grob auflösenden Modellen schwächer ausgebildet als in den sehr hoch auflösenden Daten aus Reanalysen.

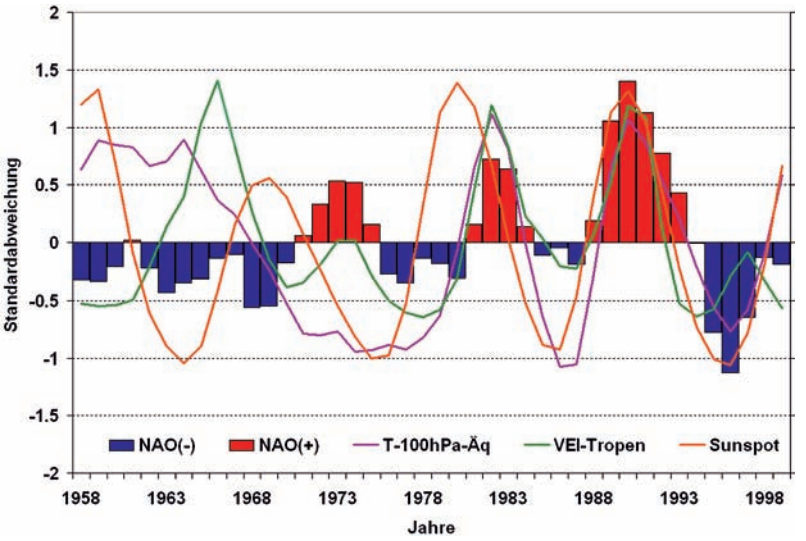


Abb. 7-4: Standardisierte Anomalien (gemittelt über 12 Monate) für den NAO-Index, die Temperatur am Äquator in 100 hPa (T-100hPa-Äq), die Sonnenfleckenzahl (Sunspot) und den Vulkanexplosivitätsindex für das Gebiet 30°N-30°S (VEI-Tropen); alle Zeitreihen sind mit einem 6-Punkte-Gauß-Filter geglättet. Der VEI-Index ist mit der Summe der Eruptionen der betreffenden Stärke eines Jahres gewichtet.

Beispielsweise ist das Signal der vulkanischen Aerosole nach dem Ausbruch von El Chichón und Pinatubo in den NCEP/NCAR-Reanalysen stark ausgeprägt und äußert sich in einer Erwärmung der unteren Stratosphäre um etwa 1 K im Mittel über 3 Jahre. Dieser Zusammenhang spiegelt sich auch in signifikanten positiven Korrelationen zwischen Temperaturanomalien in der unteren tropischen Stratosphäre und dem VEI (**V**ul kan**e**x plo si vitäts**i**ndex, engl. **v**olcanic **e**xplosivity **i**ndex) wider (NEWHALL und SELF 1982). Dies gilt vor allem für den Zeitraum nach 1979, für den es Satellitenbeobachtungen gibt (Abb. 7-4).

Es gibt auch mehrere Hinweise dafür, dass die Ausbrüche tropischer Vulkane die dynamischen Eigenschaften der Hadley-Zelle modifizieren. Dies trifft insbesondere auf die Subsidenzzone zu, die intensiver ist und 5° bis 10° weiter im Norden liegt (KAPALA und MÄCHEL 2001). Damit ist ein verstärktes und weiter im Norden liegendes **A**zoren-**H**och (AH) verbunden, mit dem auch ein intensiveres und nördlich verschobenes **I**sland-**T**ief (IT) verknüpft ist (MÄCHEL et al. 1998). Über sichtbare Änderungen der Hadley-Zelle in NCEP/NCAR- und ERA40-Reanalysen berichten z. B. SONG und ZHANG (2007), gehen aber auf mögliche Ursachen dieser Veränderungen nicht ein. Die festgestellte Veränderung der Hadley-Zelle nach Vulkanausbrüchen ist mit Ergebnissen einer Studie von HAIGH (1999) konsistent, die allerdings den Einfluss der Solarvariabilität und der Variationen des Ozongehaltes auf die Troposphäre in einem GCM untersucht hat. Vergleichbare Modelluntersuchungen des Einflusses der Vulkanaerosole liegen bislang nicht vor.

Die Differenzen im Bodendruck zwischen jeweils drei Wintern nach und vor Ausbrüchen tropischer Vulkane ergeben ein ähnliches räumliches Muster wie die Differenzen der geopotentiellen Höhe der 1000 hPa Druckfläche zwischen Solarmaximum und -minimum (Abb. 7-3 oben): Die höchsten positiven Werte treten im Bereich des AH auf, die höchsten negativen Werte im Bereich des IT. Dieses Muster entspricht der positiven NAO-Phase. Dasselbe Bild liefern Korrelationen der Temperaturanomalien der tropischen unteren Stratosphäre mit Anomalien des Bodendrucks.

Abbildung 7-4 bietet zunächst nur einen qualitativen Einblick in die Zusammenhänge zwischen der Variabilität der Temperatur der unteren tropischen Stratosphäre, der NAO, den Eruptionen der tropischen Vulkane und der Solarvariabilität im Zeitraum 1958-1999, verdeutlicht aber, dass alle genannten Indizes erst seit etwa Mitte der 1970er Jahre zusammentreffen und in früheren Jahren entkoppelt sind. Dies führt zu der Frage: Sind möglicherweise die starken Eruptionen der tropischen Vulkane oder die Variabilität der Sonnenaktivität oder beide Effekte zusammen für das gehäufte Auftreten der positiven NAO-Phasen seit etwa Mitte der 1970er Jahre verantwortlich? Anhand der verfügbaren Daten, die einen relativ kurzen Zeitraum abdecken, kann diese Frage jedoch nicht beantwortet werden.

5 Anthropogene stratosphärische Veränderungen und NAO/AO

Schließlich wird noch die Frage angesprochen, inwiefern sich anthropogen verursachte Änderungen in der Stratosphäre auf die Variabilität der Troposphäre, und somit auf den Northern bzw. Southern Annular Mode auswirken können. Ozon absorbiert UV-Strahlung und führt damit zu einer Erwärmung der Stratosphäre. Ist weniger Ozon vorhanden - beispielsweise als Folge der durch menschliche Aktivitäten verursachten Ozonzerstörung - so führt dies zu Veränderungen der Temperatur, insbesondere des meridionalen Temperatur-

gradienten und damit des stratosphärischen Polarwirbels. Seit Mitte der 1980er Jahre wird eine Abnahme des stratosphärischen Ozons in hohen Breiten beider Hemisphären während des Winters und Frühjahrs beobachtet (WMO 2003). Diese ist das Resultat chemischer Prozesse an Polaren Stratosphärischen Wolken (engl. **p**olar **s**tratospheric **c**louds, PSCs) in der kalten polaren Stratosphäre, bei denen aktives Chlor freigesetzt wird, das unter Einwirkung von Sonnenlicht das stratosphärische Ozon zerstört (WMO 2007). Als Folge des Ozonmangels kühlt die Stratosphäre ab, der Polarwirbel verstärkt sich und hält länger an. Gleichzeitig zeigt die Troposphäre eine Zunahme der zirkumpolaren Zirkulation mit einer Erwärmung über der antarktischen Halbinsel und Patagonien und einer Abkühlung der Ostantarktis und des antarktischen Plateaus, die mit einer Verschiebung des SAM zu positiven Werten verbunden ist (THOMPSON und SOLOMON 2002). Modellsimulationen ergeben vergleichbare Änderungsmuster in der Troposphäre, wenn das stratosphärische Ozon entsprechend den Beobachtungen reduziert wird (KINDEM und CHRISTIANSEN 2001, GILLETT und THOMPSON 2003). Dies ist ein Hinweis darauf, dass stratosphärische Prozesse eine Änderung der troposphärischen Variabilität herbeiführen können.

Der Zusammenhang zwischen dem beobachteten positiven AO-Trend und dem Einfluss steigender Treibhausgaskonzentrationen in der Stratosphäre ist weniger gesichert. Während FYFE et al. (1999) und GILLETT et al. (2002) in Modellsimulationen mit vorgeschriebenem Treibhausgasanstieg zeigen, dass der beobachtete AO-Trend auch ohne stratosphärische Dynamik reproduzierbar ist, weisen SHINDELL et al. (1999, 2001) auf die wichtige Rolle der Stratosphäre für die Reproduktion des troposphärischen AO-Trends in ihrem Klimamodell hin. SCAIFE et al. (2005) lösen diesen Widerspruch teilweise auf, indem sie zeigen, dass Klimaprojektionen des 20. Jahrhunderts zwar auch in Modellen ohne Auflösung der Stratosphäre einen positiven Trend in der NAO simulieren, jedoch sind diese Modelle nicht in der Lage das Ausmaß des beobachteten Trends zu erfassen. Nur wenn die stratosphärische Dynamik im Modell repräsentiert ist, lässt sich die Größenordnung der beobachteten NAO-Zunahme zwischen den 1960er und 1990er Jahren in einem Modell simulieren. Dieses Ergebnis verdeutlicht die Rolle stratosphärisch-troposphärischer Wechselwirkungen für die Änderung regionaler Klimamuster. Trotzdem ist derzeit noch nicht geklärt, ob eine Zunahme der Treibhausgase und eine damit verbundene globale Erwärmung der Troposphäre zu einer Verstärkung des stratosphärischen Polarwirbels (SHINDELL et al. 1999) oder zu einer Abschwächung aufgrund seines stärkeren troposphärischen Wellenantriebs (SCHNADT et al. 2002, HUEBENER et al. 2007) führt.

6 Ausblick

Zusammenfassend bleibt festzuhalten, dass sowohl die Beobachtungsdaten als auch die Ergebnisse numerischer Modelle eine dynamische Kopplung zwischen Stratosphäre und Troposphäre aufzeigen. Diese wirkt nicht nur aus der Troposphäre aufwärts in die Stratosphäre, wie seit langem bekannt ist, sondern auch aus der Stratosphäre abwärts in die Troposphäre. Die Mechanismen, die den Transfer von Zirkulationsanomalien aus der Stratosphäre in die Troposphäre bewerkstelligen, sind aber noch nicht im Detail bekannt. Längerfristig wird ein besseres Verständnis der Stratosphären-Troposphärenkopplung im Zusammenhang mit NAO/AO zu einer Verbesserung der Vorhersagbarkeit des Klimas in Mitteleuropa beitragen.

W. A. MÜLLER, C. APPENZELLER, M. LATIF

8 NAO und Vorhersagbarkeit

NAO and Predictability

Zusammenfassung:
Ein Überblick über die Güte heutiger NAO-Vorhersagen und Vorhersagbarkeit der NAO an sich wird gegeben. Der Einfluss der wesentlichen Prozesse auf die Vorhersagegüte auf saisonal-interannualen und dekadischen Zeitskalen wird zusammengetragen. Auf den saisonal-interannualen Zeitskalen ist vor allem die Wärmekapazität und der Wärmetransport der oberen Schichten des Nordatlantik von Bedeutung für den Anstieg der NAO-Vorhersagegüte. Statistische Modelle sowie gekoppelte Atmosphäre-Ozean-Ensemble-Vorhersagesysteme weisen für die beiden letzten Dekaden des 20 Jahrhunderts eine Vorhersagegüte von etwa 15 % auf. Die Vorhersagegüte über die letzten 50 Jahre liegt jedoch unter 10 %. Auf dekadischen Zeitskalen bildet die atlantische meridionale Umwälzbewegung eine Grundlage für die Vorhersagen des dekadischen Klimas in der atlantischen Region.

Abstract:
A review of the NAO prediction and predictability is given. The impact of basic processes governing the NAO variability and their feasibility to enhance prediction skill on seasonal-to-interannual and decadal timescales is investigated. On seasonal-to-interannual timescales heat content and transport of the North Atlantic upper layer ocean can be essential to increase winter NAO prediction skill. Statistical models and coupled atmosphere-ocean ensemble prediction systems suggest a positive skill of about 15% for the latest decades in the 20th century. The prediction skill for the last 50 years, however, is below 10%. On decadal timescales particularly the meridional overturning circulation provides the basis for forecasts of the decadal climate over the North Atlantic region.

1 Einführung

Auf den saisonalen bis dekadischen Zeitskalen beschreibt die **N**ord**a**tlantische **O**szillation (NAO) eine der wichtigsten Zirkulationsstrukturen in der **n**ord**a**tlantisch-**e**uropäischen (NAE) Region (Beitrag 1 dieses Heftes). In den mittleren Breiten haben Änderungen in den jeweiligen Phasen der NAO folgenreiche Auswirkungen auf Sturmzugbahnen und den damit zusammenhängenden Transport von Wärme und Feuchte (Beitrag 2 dieses Heftes). Schlüsselparameter wie Temperatur und Bodendruck zeigen in der NAE-Region charakteristische Strukturen mit der zur jeweiligen Phase der NAO gehörenden Amplitude. Abbildung 8-1 zeigt beispielsweise welche Temperaturabweichungen bei einer positiven Phase der NAO zu erwarten sind. Klar ersichtlich sind die Erwärmungen über Nordeuropa und über dem Südosten der USA sowie die Kaltluftadvektionen über dem Norden von Kanada, dem mittleren Osten und Nordafrika. Die Amplituden sind verhältnismäßig

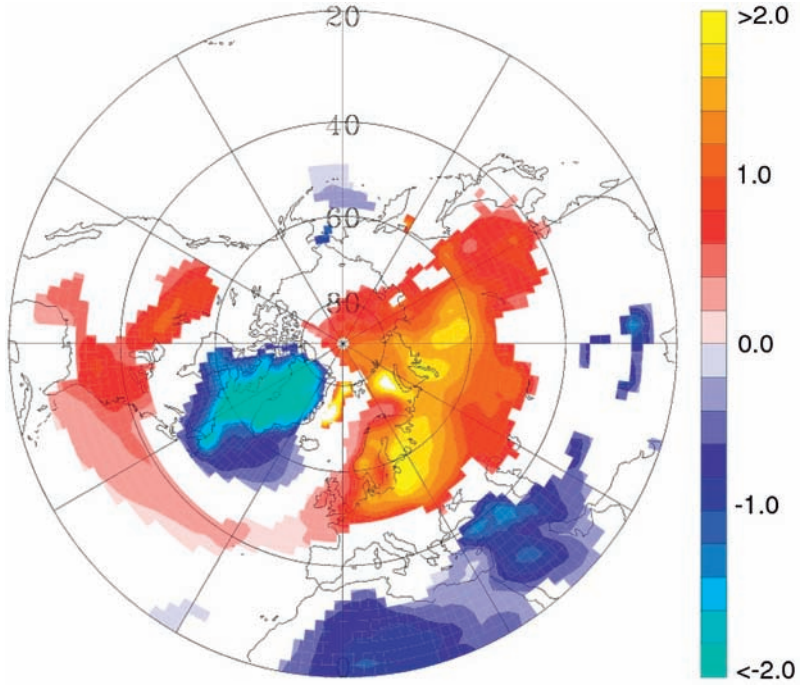


Abb. 8-1: Winterliche Temperaturabweichungen (°C) verbunden mit der positiven Phase der NAO (hier +1 Standardabweichung des NAO-Index). Die Werte basieren auf 2 m-Temperaturen der NCEP-Reanalysedaten für den Zeitraum 1959-1998 (siehe hierzu APPENZELLER et al. 2000).

groß und erreichen über Nord europa regional sogar über 2 °C im Wintermittel.

Da die NAO einen großen Einfluss auf das regionale Klima hat, ist deren Variabilität und eben auch deren Vorhersagbarkeit von großem Interesse. Nach gegenwärtigem Stand der Forschung sind ihre Vorhersagen allerdings deutlich eingeschränkt, im Gegensatz zu anderen Phänomenen wie beispielsweise die „**E**l **N**iño/ **S**outhern **O**scillation" (ENSO, siehe hierzu LATIF 2006). Das liegt zum Einen an der chaotischen Natur insbesondere des extratropischen Klimasystems, in der kleinste Änderungen in den Anfangsbedingungen zu vollständig unterschiedlichen Endzuständen führen können. Zum Anderen aber auch an den vielfältigen, internen und externen Prozessen auf Zeitskalen von wenigen Tagen bis zu mehreren Dekaden, die auf die NAO-Variabilität und schließlich auf deren Vorhersagen einwirken (Beiträge 5 bis 7 dieses Heftes).

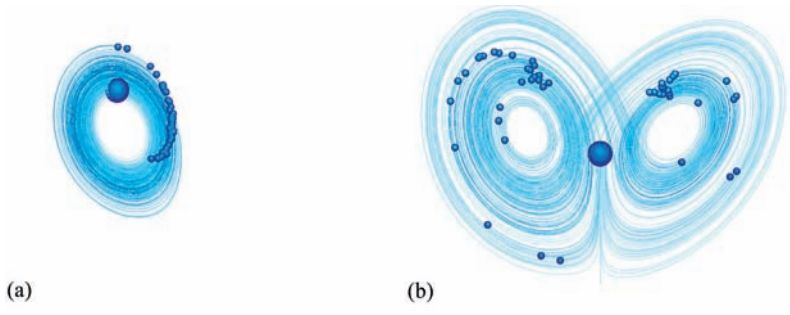


Abb. 8-2: Ein Ensemble von Trajektorien auf dem Lorenz-Attraktor mit (a) kleinem und (b) großem Fehlerwachstum. Das Ensemble startet mit dem Anfangsbedingungen gekennzeichnet durch die große Kugel und die jeweiligen Trajektorien enden in den dargestellten kleineren Kugeln. Die Parametereinstellung des Lorenzsystems hier ist r = 28, σ= 10, b = 8/3.

Den Einfluss der Anfangsbedingungen auf die Vorhersagen eines Systems lässt sich gut an einem reduzierten Modell wie das Lorenz-System verdeutlichen (LORENZ 1963). Obgleich das Lorenz-System in seiner ursprünglichen Form zur konzeptionellen Beschreibung von Konvektionsströmungen (Bénard-Problem) hergeleitet wurde, macht es fundamentale Eigenschaften eines chaotischen Systems deutlich und wird häufig als Paradigma für Wetter- und Klimasysteme und deren Vorhersagbarkeit verwendet (siehe hierzu auch FRAEDRICH 1996). Für den hier dargestellten Zustand (Abbildung 8-2) ist das System durch einen seltsamen Attraktor mit zwei instabilen Fixpunkten gekennzeichnet. Grundsätzlich unterscheidet man zwischen der Vorhersagbarkeit der ersten Art, also die Sensitivität gegenüber den Anfangsbedingungen, und Vorhersagbarkeit der zweiten Art, die Sensitivität gegenüber den Randbedingungen. Erstere ist im Wesentlichen für Wetter- und saisonale Klimavorhersagen von Bedeutung, während der Einfluss der Randbedingungen schon bei mittelfristigen Klimavorhersagen (z. B. Dekaden) mit einbezogen werden muss und bei langfristigen Klimavorhersagen (z. B. Projektionen) gar dominiert.

Um zu demonstrieren wie sensitiv das System zunächst gegenüber der Wahl der Anfangsbedingungen ist, wählen wir zwei Ensembles mit unterschiedlichen Anfangszuständen. In der „stabilen" Phase (Abbildung 8-2 (a)) sind nach einer vorgegebenen Integrationszeit die einzelnen Elemente des Ensembles nach wie vor in unmittelbarer Nähe zueinander vorzufinden. Eine Fehlerabschätzung um den mittleren Wert des Ensembles würde hier eine moderate Größe ergeben, verglichen mit dem Durchmesser des Attraktors. Eine erstbeste Abschätzung der Vorhersage wäre durch das Mittel des Ensembles gegeben, welche in diesem Fall den nicht vorhersagbaren Anteil heraus filtert. Eine Vorhersage basierend auf diesen Anfangswerten ergäbe somit eine vergleichsweise „gute" Vorhersage. Anders ist der Fall in Abbildung 8-2 (b). Bei gleicher Integrationszeit divergieren hier die einzelnen Mitglieder des Ensembles durch den aufgespannten Phasenraum. Eine analoge Fehlerbestimmung würde hier einen relativ hohen Wert und damit eine „schlechte" Vorhersage ergeben. Das Beispiel weist auf zwei Besonderheiten hin. Zum Einen wird ersichtlich, dass mit einer einzelnen Vorhersage keine sichere Aussage über den Endzustand getroffen werden kann, da die Trajektorie dieser Vorhersage jederzeit auf den anderen „Flügel" des Attraktors springen kann. Mit Hilfe eines Ensembles kann diese Unsicherheit jedoch reduziert werden. Zum zweiten zeigt Abbildung 8-2, dass die Vorhersagen vom aktuellen Ort der Initialisierung abhängen. Offensichtlich zeichnen sich bei den gegebenen Parametereinstellungen die unterschiedlichen Zustände durch ein verändertes Fehlerverhalten aus (siehe hierzu auch FRAEDRICH 1996).

Das Lorenz-System kann ferner verwendet werden um den Einfluss einer externen Kraft auf die Variabilität der NAO (z.B. durch steigende Treibhausgaskonzentrationen) zu illustrieren. Zu diesem Zweck werden der x- bzw. y-Komponente des Lorenz-System zusätzlich ein richtungsabhängiger Term beigefügt (siehe PALMER 1999). Dieser Term veranlasst, dass sich die relative Häufigkeit der Zustände um den jeweiligen Fixpunkt erhöht bzw. verringert. Abbildungen 8-3 zeigen hierzu exemplarisch die Wahrscheinlichkeitsdichten der Hauptkomponenten des Lorenz-Attraktors. Es zeigt sich, dass die Häufigkeiten um die jeweiligen Fixpunkte unterschiedlich ausfallen, je nachdem aus welcher Richtung der Antrieb kommt. Der Fall $\theta = 50°$ könnte in etwa ein Zustand illustrieren, der vornehmlich durch eine positive Phase der NAO charakterisiert ist. Im Fall $\theta = 180°$ hingegen wäre mit mehr negativen Phasen der NAO zu rechen. Obgleich hierfür eine Beweisführung noch aussteht unterstreichen Arbeiten von PALMER (1999) jedoch dieses Paradigma für die Klimavorhersagen und die besondere Rolle der externen Größen. Für

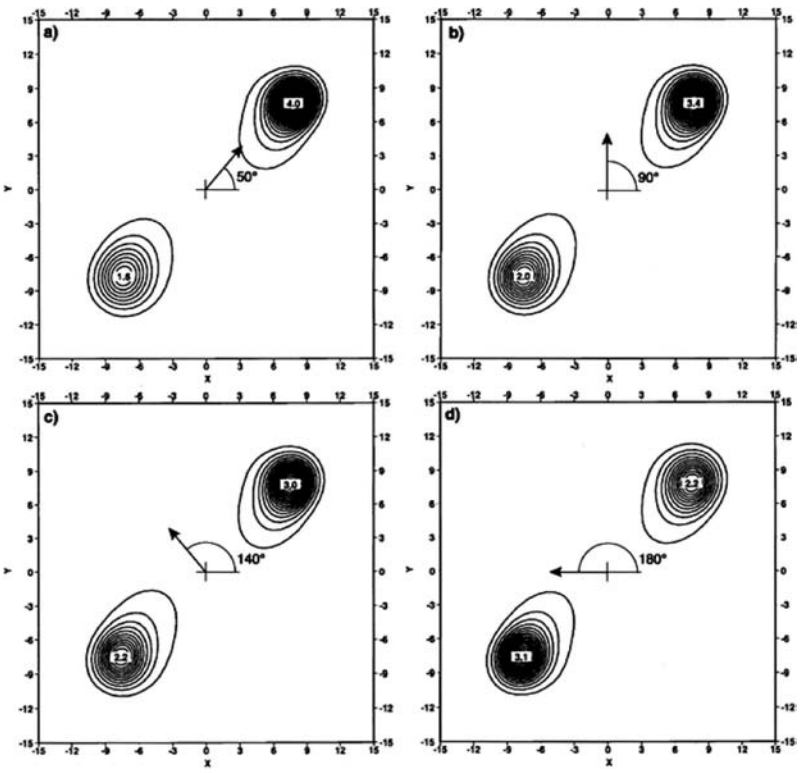


Abb. 8-3: Der Einfluss einer externen Kraft auf die Warscheinlichkeitsdichte der Hauptkomponenten des Lorenzmodells. Im Lorenzmodell wurden hierzu die x- und y-Komponenten um einen zusätzlichen Term (f cos(θ), f sin(θ)) ergänzt; (a) θ= 50°, (b) θ= 90°, (c) θ= 140° und (d) θ= 180°; siehe hierzu PALMER (1999).

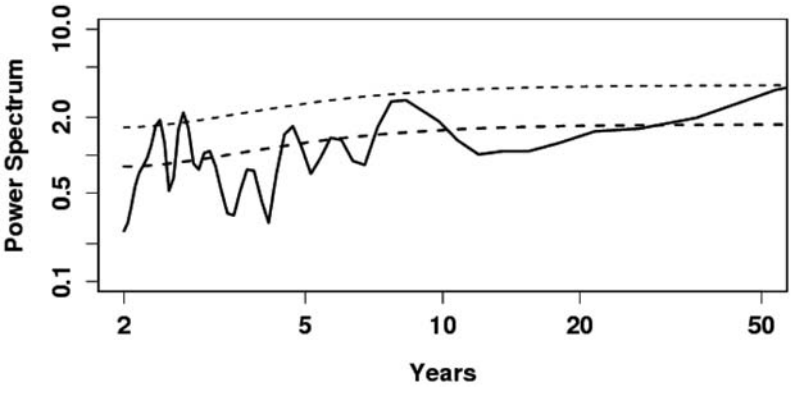


Abb. 8-4: Integriertes Leistungsspektrum des winterlichen NAO-Index errechnet aus den Stationsdaten Ponta Delgada (Azoren) und Stykkisholmur/Reykjavik (Island) für den Zeitraum 1860-2007. Die dünn gestrichelte Linie illustriert 95 % Signifikanz gegenüber der Nullhypothese eines AR(1)-Prozesses.

den Fall des Lorenz-Attraktors soll allerdings erwähnt werden, dass er sich hierbei um relative schwache Größen handelt. In unserem Falle würde beispielsweise ein größerer Antrieb die gesamte Struktur des Attraktors verändern. Ferner ist bei dieser Größenordnung die natürliche Variabilität von entscheidender Bedeutung. Studien unter anderem die von PALMER (1999) zeigen, dass durch den externe Antrieb zwar die Häufigkeit, sich jedoch nicht die Lage der jeweiligen Regime ändert. Diese sind eng mit der natürlichen Variabilität des Systems verknüpft. Auch dieser Ansatz wird in der praktischen Umsetzung noch diskutiert.

Bei der Betrachtung der Vorhersagbarkeit der NAO sind wie bereits erwähnt neben der internen Variabilität die verhältnismäßigen Einflüsse weiterer Klimakomponenten auf unterschiedlichen Zeitskalen von entscheidender Bedeutung. Obgleich die interne Dynamik der Atmosphäre die wesentlichen Eigenschaften der NAO auf einer großen zeitlichen Bandbreite beschreiben kann, ist ihre zeitlichen Entwicklung von einem zufälligen Muster geprägt und gilt gemeinhin als nicht vorhersagbar. Sie dient als Ausgangshypothese gegenüber den Einflüssen trägerer Prozesse, die vielmals aus den Kopplungen mit anderen Komponenten des Klimasystems (z. B. Ozean, Meereis, usw.) entstehen, und die NAO in ihren persistenten Eigenschaften antreibt. Abbildung 8-4 zeigt hierzu das globale Spektrum des beobachteten NAO-Index (für die lokale Dekomposition des Spektrums siehe auch APPENZELLER et al. 1998). Das Spektrum zeigt eine Reihe von Spektralspitzen auf interannualen (z. B. 2 bis 3 Jahren) und dekadischen (z. B. 7 bis 8 Jahren) Zeitskalen. Diese zeitliche Separation illustriert den multiskaligen Einfluss verschiedenster Prozesse. Im Gegensatz zu anderen Phänomenen der Klimavariabilität wie z. B. ENSO erscheint das Spektrum jedoch sehr nahe an einem zufälligen Prozess orientiert, und lediglich die interannualen Frequenzen sind signifikant. Im Folgenden sollen nun einige dieser Prozesse näher beschrieben und ihr Einfluss auf die Vorhersagen der NAO und des nordatlantischen Klimas näher diagnostiziert werden.

2 Saisonale bis interannuale Vorhersagen

2.1 Physikalische Grundlagen

Eine wesentliche Grundlage für die Vorhersagbarkeit der NAO auf den saisonalen bis interannualen Zeitskalen bilden die Wechselwirkungen der Atmosphäre mit unterschiedlichen Erdsystemkomponenten wie die der Stratosphäre (über die Variabiliät der Polarvortex siehe THOMPSON et al. 2003 und Beitrag 7 dieses Heftes), Land (über Schneebedeckung oder Bodenfeuchte), oder dem Ozean. Die Wechselwirkungen mit der Erdsystemkomponente Ozean allerdings

bieten aufgrund der höheren Trägheit der Ozeane ein recht hohes Potential für Vorhersagen atmosphärischer Größen und sind daher am weitesten untersucht (ein ausführlicher Aufsatz siehe Beitrag 6 dieses Heftes). Nichtsdestoweniger sind die Einflüsse des Ozeans auf die NAO-Vorhersagen nicht eindeutig geklärt, mitunter durch den Umstand, dass sowohl tropische wie auch extratropische Prozesse daran beteiligt sind. Der Nordatlantik beispielsweise trägt hier über den Wärmeaustausch und Wärmetransport der oberen Schichten bei, während Wechselwirkungen zwischen der Atmosphäre und Ozean in den Tropen global über Wellenbewegungen der Atmosphäre in die nordatlantische Region transportiert werden können.

Die Wechselwirkungen im Nordatlantik werden allerdings zunächst geprägt von der Atmosphäre, und deren Einfluss über großräumige Anomalien der Windfelder und Luftfeuchtigkeit auf die Wärmeflüsse und Temperaturen der Meeresoberflächen (SST, KUSHNIR et al. 2002). Die dominierenden F elder der saisonalen SST -Anomalien sind hoch korreliert mit den primären Zirkulationsmuster der Atmosphäre insbesondere der NAO. Ihr Zusammenhang ist am stärksten ausgeprägt im Winter vor allem, wenn die atmosphärischen Anomalien dem Ozean um einen Monat voraus sind. Umgekehrt jedoch zeigen Untersuchungen an Beobachtungen (z. B. von CZAJ A und FRANKI - GNOUL 2002), dass die SST durchaus eine aktive Rolle hat und auf die atmosphärische Zirkulation einwirkt. In diesem Zusammenhang konnten Czaja und F rankignoul zeigen, dass die SST im Nordatlantik im Frühling und Sommer eine signifikante Kovariabilität mit der winterlichen N AO (Abbildung 8-5) eingeht. Die SST erscheint in diesem Zusammenhang als tripolares Muster mit positiven Maxima bei ungefähr 20° N und 50° N und negativen Maximum bei zirka 40° N . Die N AO erscheint unter diesen Vorzeichen in der negativen Phase. Besonders die meridionale SST-Struktur im Nordatlantik gehen einher mit Änderungen der extratropischen Baroklinität und haben so möglicherweise eine direkte Auswirkungen auf die Sturmzugbahnen in der Region.

Die meridionale Verteilung der SST in Abbildung 8-5 macht allerdings auch deutlich, dass die Wechselwirkungen nicht nur auf die mittleren Breiten beschränkt sind. Änderungen der SST im subtropischen Atlantik gehen einher mit Veränderungen der interäquatorialen SST -Gradienten sowie diabatischer Erwärmung. Diese wiederum stehen eng im Zusammenhang mit der ITCZ, so dass durchaus eine Rückkoppelung mit der N AO über Änderungen der Hadley Zirkulation und/oder angetriebenen Rossbywellen besteht (siehe hierzu auch ausführlich CZAJA et al. 2003, KUSHNIR et al. 2002). Andere Studien verweisen auf die Möglichkeit einer F ernwirkung des Pazifischen Ozeans (ENSO) oder der Variabilität des Indischen Ozeans . Dies ist von besonderem Interesse da gerade in den Tropen die Vorhersagbarkeit auf der saisonalen Zeitskala hoch ist.

Für Vorhersagen auf Zeitskalen von wenigen Monaten bis hin zu Jahren stehen in der Praxis statistische und dynamische Modelle zur Verfügung. Eine besonders effiziente Methode die Vorhersagen der NAO umzusetzen, ist diese mit dem/den relevanten Prozessen im statistischen Sinne zu modellieren. Empirische N AO-Vorhersagemodelle auf der Basis linearer (oder nichtlinearer multiplen) Regressionsgleichungen wurden hierzu entwickelt unter Berücksichtigung der trägeren Randbedingungen wie SST (z. B. RODWELL und FOLLAND 2002) oder Schneebedeckung. Im Gegensatz zu den empirischen Modellen werden bei den Vorhersagen mit dynamischen Methoden komplexe Atmosphäre-Ozean-Modelle verwendet. Hierbei geht die Ozean-K omponente entweder als Randbedingung in die Simulationen ein, oder man verwendet ein vollständig gekoppeltes Modell unter Berücksichtigung der Wechselwirkungen der jeweiligen Atmosphäre-Ozean-Prozesse. Letzteres wäre allerdings vorzuziehen, um auch nichtlineare

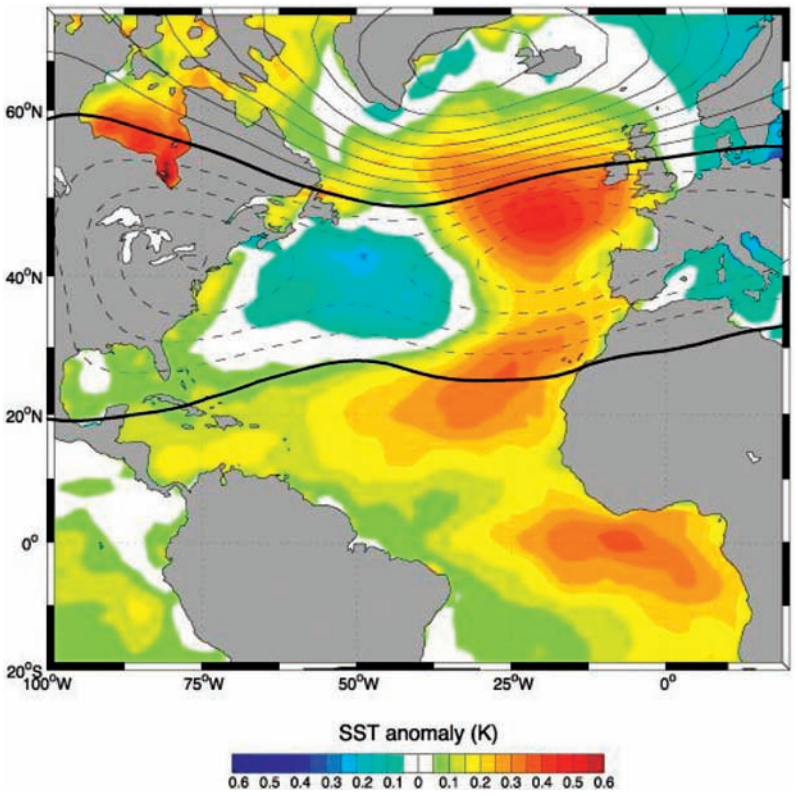


Abb. 8-5: Die dominierenden Muster der Kovarianz zwischen Winter (DJF)-Geopotenzial 500 hPa (K onturen) und vorhergehenden Mai-SST -Anomalien für den Beobachtungszeitraum 1958-1997. Die Intervalle für SST und Geopotenzial sind 0,05 K und 5 m (aus CZAJA und FRANKIGNOUL 2002).

Rückkoppelungen mit einzubeziehen. Um die intrinsische Unsicherheit besser abzubilden werden Ensembles von Simulation durchgeführt. In der Regel werden diese Vorhersagen für einen bestimmten Zeitraum nachgerechnet (so genannte „hindcast"). Somit besteht die Möglichkeit die Vorhersagegüte des Systems zu testen.

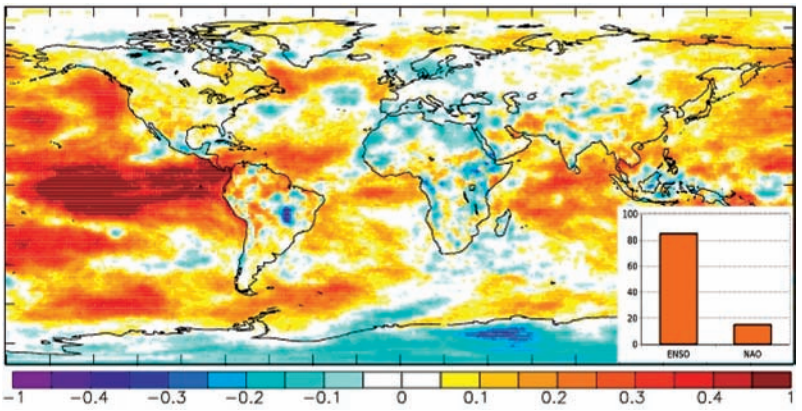


Abb. 8-6: Die Vorhersagegüte der 2 m-T emperatur für das saisonale Vorhersagesystem 2 des EZMW . Gezeigt sind Ergebnisse für alle saisonalen (dreimonatliche Mittel) Vorhersagen mit einer Vorlaufzeit von einem Monat. Die Referenzvorhersage für jeden Gitterpunkt ist die klimatologische Verteilung. Das Klima sowie die Hindcast wurden für den Zeitraum 1987-2001 errechnet. Ferner, die Vorhersagegüte für ENSO (SST -Anomalien für die Nino3.4-Region) und der winterlichen N AO (aus den Geopotenzialfeldern 500 hPa für die nordatlantische Region 100°W-60°E und 20°N-80°N); siehe auch SCHWIERZ et al (2006).

2.2 Verifikation der Vorhersagen

Die Bestimmung der Vorhersagegüte ist jedoch unumgänglich für den Gebrauch von NAO-Vorhersagen, ganz gleich ob mit Hilfe von statistischen oder dynamischen Methoden. Die Vorhersagegüte beschreibt die Qualität eines Vorhersagesystems und zieht dabei die gemeinsame Verteilung von Vorhersagen und Beobachtungen in Betracht. Die Qualität des Systems wird durch skalare Maße (S) definiert, die je nach Anwendung unterschiedlich definiert sind. Häufig verwendete Maße sind der mittlere quadratische F ehler (MSE) oder für Wahrscheinlichkeitsvorhersagen der **B**rier **S**core (BS) oder **R**anked **P**robability **S**core (RPS) (siehe hierzu WILKS 2004).

Die Vorhersagegüte wird schließlich über einen so genannten „ **s**kill **s**core" (SS) quantifiziert. F ormal beschreibt der skill score den Zugewinn aus der Vorhersage S gegenüber der Referenzvorhersage S_{ref} :

$$SS = (S - S_{ref})/(S_{pref} - S_{ref}) \times 100 \qquad (1)$$

Hierbei ist Sperf das Maß des Vorhersagesystems im Falle einer perfekten Vorhersage. Gängige Referenzen sind Vorhersagen mit Hilfe der klimatologischen Verteilung oder etwa Persistenzvorhersagen. Ein Wert von SS = 0 oder für die oben genannte Maße bescheinigt dem Vorhersagesystem keinen Gewinn gegen über der Referenzvorhersage.

2.3 NAO Vorhersagen

Abbildung 8-6 zeigt eine typische geographische Verteilung der Vorhersagegüte für saisonal gemittelte Oberflächentemperaturen, in diesem Fall aus dem saisonalen Vorhersagesystems 2 des EZMW (**E**uropean **C**enter of **M**edium Range **W**eather Forecast, ECMWF). Es ist klar ersichtlich, dass eine hohe Vorhersagegüte in den Tropen erreicht werden kann, insbesondere in der ENSO Region (HASTENRATH 2006). In den mittleren Breiten hingegen sind die Werte geringer und über dem europäischen Kontinent werden kaum Verbesserungen erreicht. Ganz ähnlich verhält es sich für die Vorhersagen von ENSO und der NAO (Abbildung 8-6). Während die Vorhersagegüte für ENSO , hier bei einer Vorlaufzeit von einem Monat, bei etwa 85 % liegt, fällt der Wert für die N AO auf etwa 15 % zurück. Obgleich dieser Wert dennoch positiv ist, zeigen analoge Rechnungen für eine längere Periode (1959-2001) einen weiteren Rückgang der Vorhersagegüte auf unter 10 % (DOBLAS-REYES et al. 2003, MÜLLER et al. 2005).

Ein ähnliches Verhalten ist zu finden für N AO Vorhersagen auf der Basis von statistischen Methoden (siehe hierzu die ausführliche Zusammenstellung von FLETCHER und SA UNDERS 2006). Die Vorhersagegüte der N AO der empirischen Modelle variiert erheblich unter Berücksichtigung der einzelnen Prozesse sowie der untersuchten Periode . Für den kurzen Zeitraum vom 1972-2001 und der nordatlantischen SST beziehungsweise Schneebedeckung als Prädiktor wird gegenüber einer klimatologischen Referenzvorhersage eine Verbesserung von 15 bis 35 %, respektive 10 bis 30 % errechnet. Unter Berücksichtigung eines längeren Zeitraumes (1900-2001) hingegen wird ein Zugewinn von lediglich 10 % (durch die SST) erreicht. Obgleich durchaus Erfolge in den mittleren Breiten zu verzeichnen sind macht die geographische Verteilung der Vorhersagegüte deutlich, dass die saisonalen Vorhersagen deutlich von ENSO dominiert werden.

3 Dekadische Vorhersagen

Im Gegensatz zu den saisonalen Zeitskalen werden die dekadischen Vorhersagen gegenwärtig noch entwickelt. Diagnostischen Studien zeigen aber im Wesentlichen vier Region mit erhöhter Vorhersagbarkeit: Der Nord- und tropische Pazifik, der Ozean der hohen Breiten in der südlichen Hemisphäre („Southern Ocean") und der Nordatlantik (siehe hierzu auch LA-

TIF et al. 2006). Hinsichtlich der Variabilität gehören der Southern Ocean und der Nordatlantik aber zu den bedeutsameren Regionen in denen über die Hälfte der Varianz auf der dekadischen Zeitskala zu finden ist.

Anhand von Beobachtungen wie auch mit Modellen konnte für den Nordatlantik gezeigt werden, dass der Ozean auf den dekadischen Zeitskalen tatsächlich eine aktive Rolle im Zusammenspiel mit der Atmosphäre besitzt. Untersuchungen an Modellen zeigen ferner eine deutliche Kohärenz zwischen der NAO und dekadischen Schwankungen im Nordatlantik. Exemplarisch hierfür zeigt Abbildung 8-7 die Kovariabilität der globalen SST mit dem Bodendruck über dem Nordatlantik (SUTTON und HODGES 2003, hierbei wurden die beobachteten SST dem Atmosphärenmodel als Randbedingungen vorgegeben). Erkennbar ist ein inter-hemisphärisches Muster mit tendenziell warmen SST Anomalien im Nordatlantik und kalten SST-Anomalien im südlichen Atlantik (Abbildung 8-7 (c)). Der Bodendruck erscheint hier in der negativen Phase der NAO (Abbildung 8-7 (a)). Die korrespondierenden Muster variieren auf einer Zeitskala von mehreren Dekaden (Abbildung 8-7 (b)) und sind möglicherweise verbunden mit Variationen der meridionalen Umwälzbewegung (**m**eridional **o**verturning **c**irculation, MOC) im Atlantik. Sutton und Hodges konnten hier nachweisen, dass für die beobachtete Periode von 1871-1999 die SST-Variabilität signifikant auf das Klima der nordatlantischen Region einwirkt.

Umgekehrt kann jedoch auch gezeigt werden, dass die NAO nicht nur passiv sondern aktiv die Zirkulation des Nordatlantiks antreibt. Über Änderungen des Seewassers der Labrador-See moduliert die NAO dort die Konvektion und nimmt somit Einfluss auf die MOC (siehe hierzu auch Beitrag 6 dieses Heftes). Die Variationen der MOC sind diesbezüglich in guter Kohärenz mit der NAO, insbesondere wenn die NAO um einige Jahre führt (siehe Abbildung 4 in LA TIF et al. 2006). Obgleich dieser Prozess schon relativ gut erklärt ist, sind die komplexen Wechselwirkungen, vor allem was den Antrieb der Atmosphäre durch den Ozean bzw. NAO-induzierte Änderungen der MOC betrifft, noch nicht vollständig geklärt.

Basierend auf diesen Überlegungen können schließlich dekadische Vorhersagen für die nordatlantische Region abgeleitet werden, sofern der Zustand des Ozeans beziehungsweise der MOC vorhersagbar ist. Zu diesem Zweck wurde im Rahmen des EU-Projektes PREDICATE eine Modellvergleichsstudie durchgeführt. In Ensemble-Experimenten mit insgesamt fünf gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modellen wurden dekadische Klimavorhersagen allein auf Grundlage der Anfangsbedingungen der Ozeanzirkulation erstellt (COLLINS et al. 2006). Collins et al. kommen zu dem Ergebnis, dass die MOC sowie die mit der MOC assoziierten Oberflächentemperaturen im Nordatlantik zumindest eine Dekade vorhersagbar sind. Ob-

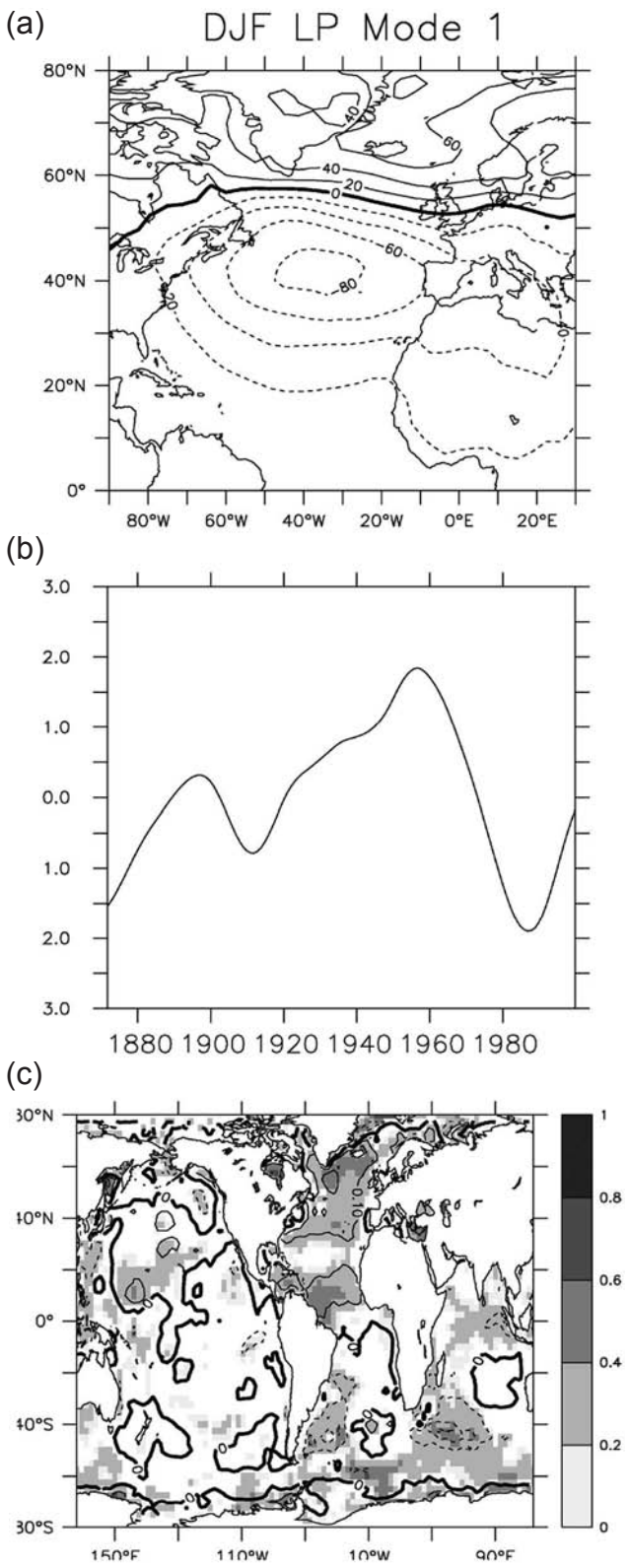


Abb. 8-7: (a) Das dominierende Muster der SST-angetriebenen und -gefilterten (etwa 20 Jahre) Variabilität des mittleren Bodendrucks im Winter sowie (b) korrespondierende Zeitreihe, (c) das Muster der SST, erhalten aus Regression mit der Zeitreihe aus (b). Nur signifikante Koeffizienten sind gezeigt. Die Konturen entsprechen in (a) 20 hPa- und in (c) 0,1 K-Intervallen (aus SUTTON und HODSON 2003).

gleich letztere aufgrund des zusätzlichen Störanteils der Atmosphäre eine geringere Vorhersagbarkeit aufweisen. Der Grad der Vorhersagbarkeit so scheint es , ist aber weiterhin abhängig davon welches Modell sowie welche Anfangsbedingungen des Ozeans in die Vorhersagen mit eingehen.

Andere Untersuchungen zeigen, dass Änderungen der MOC schließlich auch auf das europäische Klima und deren dekadische V orhersagen A uswirkungen haben. Abbildung 8-8 zeigt hierzu exemplarisch die Verteilungen der bodennahen Temperaturen über dem europäischen K ontinent für die beiden Zustände einer starken beziehungsweise schwachen MOC. Es ist klar zu sehen, dass die Verteilungen vom jeweiligen Zustand der MOC abhängen. Eine schwache und starke MOC geht in dieser Modellstudie einher mit kälteren respektive wärmeren Temperaturen (siehe auch POHLMANN et al. 2006). Abgeleitete Größen wie etwa die Anzahl der Frost- und Hitzetage, oder eben Niederschlag (Abbildung 8-9) unterstreichen die Bedeutung der MOC auf das europäische Klima. Insbesondere die zentralen und nordeuropäischen Regionen zeigen eine signifikante Abhängigkeit zu Variationen der MOC . Der Einfluss der N AO respektive atmosphärischer Anomalien sind hier allerdings nicht diskutiert.

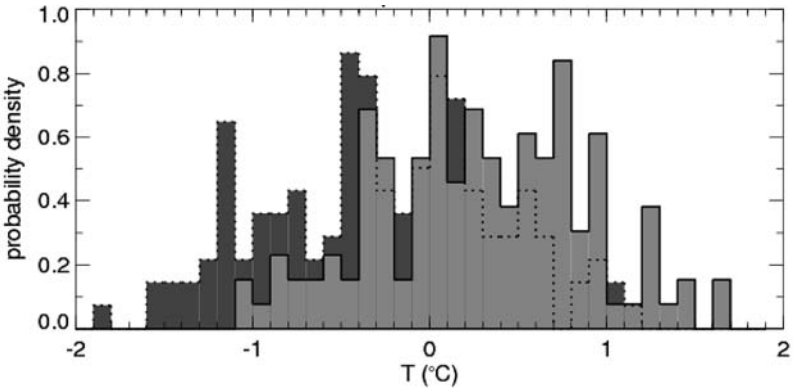


Abb. 8-8: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der europäischen Lufttemperatur (Jahresmittel) über Boden (35° N-75° N, 10° W-40° E) für (grau) positive und (schwarz) negative Anomalien der MOC. Die Verteilungen ergeben sich aus Simulationen des gekoppelten AOGCM ECHAM5/MPIOM. Beide Verteilungen sind signifikant unterschiedlich auf einem 95 %-Niveau (siehe POHLMANN et al. 2006).

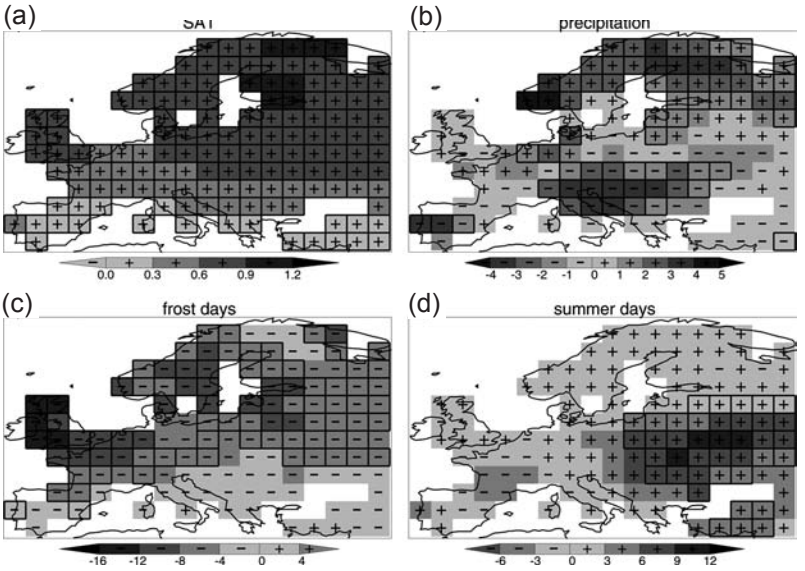


Abb. 8-9: Der Einfluss der MOC auf (a) die Oberflächentemperatur [°C],(b) die Niederschlagshöhe [mm Monat $^{-1}$] und (c) die Tage pro Jahr mit einer Temperatur unter 0 °C bzw. (d) über 25 °C. Die Werte ergeben sich aus der Differenz für Perioden mit einer starken weniger einer schwachen MOC welchen einen Wert von +/- 0,44 der Standardabweichung über- bzw. unterschreiten. Die Gitter geben statistisch signifikante Werte wieder (aus POHLMANN et al. 2006).

Tatsächlich deuten jüngste Arbeiten von KEENLYSIDE et al. (2008) darauf hin, dass die Vorhersagegüte von dekadischen Vorhersagen über dem europäischen Raum (z. B. der bodennahen Temperatur) durch eine geeignete Initialisierung des atlantischen Ozeans deutlich erhöht werden kann. K orrelationen zwischen Beobachtungen und Hindcasts zeigen beispielsweise eine signifikante Erhöhung in West- und Zentraleuropa, Nordafrika sowie dem östlichen Nordamerika. Insgesamt prognostizieren K eenlyside et al. für die kommende Dekade eine Abschwächung der MOC und, relativ zur gegenwärtigen Erwärmung aus der Erhöhung der Treibhausgaskonzentrationen, eine Abkühlung der bodennahen Temperaturen über dem europäischen Kontinent.

4 Zusammenfassung und Ausblick

Insgesamt wird ersichtlich, dass die Vorhersagbarkeit der NAO nicht eindeutig einem einzigen Prozess zugeordnet werden kann, sondern vielmehr Wechselwirkungen verschiedener Komponenten des Klimasystems auf unterschiedlichen Zeitskalen verantwortlich sind. Besonders die Trägheit des Ozeans und seine Wechselwirkung mit der Atmosphäre scheinen sich hier positiv auf Vorhersagbarkeit der N AO und des nordatlantischen Klimas auszuwirken. Auf den saisonalen bis interannualen Zeitskalen ist es vornehmlich die Wärmekapazität sowie Wärmetransport der oberen Schichten des Nordatlantik, welche mit der Atmosphäre im Austausch sind. Auf dekadischen Zeitskalen sind vorwiegend Änderungen in der Zirkulationsstruktur des Ozeans von Bedeutung. Es soll aber betont werden, dass die einzelnen Austauschprozesse nicht eindeutig geklärt sind. So kann

in etwa der Einfluss der NAO auf die MOC über Änderungen der K onvektion der Labradorsee erklärt werden, umgekehrt ist jedoch nicht sicher, wie sich die Variabilität und somit Vorhersagbarkeit der N AO auf Änderungen der MOC verhält.

Dennoch zeigen komplexe Modellsysteme einen deutlichen Fortschritt in der praktischen Umsetzung derVorhersagen der N AO und des nordatlantischen Klimas , auf den saisonalen und dekadischen Zeitskalen. Vor allem die Verwendung von Multimodell-Ensemble Vorhersagesysteme hat die Vorhersagegüte auf den saisonalen Zeitskalen weltweit deutlich verbessert. Wie etwa die Unsicherheit der Anfangsbedingungen mit der Einführung multipler Simulationen reduziert werden kann, so kann die Unsicherheit aus der Modellformulierung (sprich von der Parametrisierung nicht aufzulösender Prozesse) durch eine geeignete Kombination der einzelnen Modelle zu einem Multimodell reduziert werden (im einfachsten F all das Mittel über alle Modelle). Im Rahmen des international angelegten Projektes DEMETER („Development of a European Multi-Model Ensemble Prediction System for Seasonal to Interannual Prediction“, P ALMER et al. 2004) beispielsweise konnte gezeigt werden, dass auf der saisonalen Zeitskala für verschiedene Größen (z. B. NAO) die Vorhersagegüte des Multimodellensembles gegenüber den Ensembles aus den einzelnen Modellen deutlich an Qualität zunimmt. Eine analoge Vergleichsstudie für Vorhersagen auf dekadischen Zeitskalen steht derzeit noch aus.

Obgleich komplexe Modellsysteme einen F ortschritt in der Vorhersage der N AO und des nordatlantischen Klimas, auf den saisonalen und dekadischen Zeitskalen verzeichnen, ist die Vorhersagegüte gering . Erschwerend kommt hinzu, dass die Ergebnisse doch beträchtlich unter Berücksichtigung des betrachteten Zeitraums schwanken können. So wird in etwa für die winterliche NAO für die letzten Dekaden des 20. Jahrhunderts eine motivierend hohe Vorhersagegüte errechnet. Diese wird jedoch unter Berücksichtigung der vergangenen 100 J ahre deutlich reduziert. Dies offenbart eine gewisse Nichtstationarität der zugrunde liegenden Prozesse und/oder einen Einfluss des gegenwärtigen Anstiegs der T reibhausgaskonzentrationen (Beitrag 10 in diesem Heft).

Insbesondere mit dem Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen darf man gespannt sein inwiefern sich die Vorhersagegüte der N AO und des nordatlantischen Klimas verändern. So zeigen beispielsweise jüngste Projektionen der Klimamodelle des Max Planck-Instituts für Meteorologie (ECHAM5/MPIOM) für den 4. Sachstandsbericht des „Zwischenstaatlichen Ausschuss zum Klimawandel“ (IPCC AR4) in diesem Zusammenhang eine wachsende K ovarianz zwischen ENSO und der N AO (MÜLLER und R OECKNER 2006). Ob sich dadurch die hohe Vorhersagegüte von ENSO auf die nordatlantische Region übertragen lässt ist derzeit noch offen.

pro*met*, Jahrg. **34**, Nr. 3/4, 138-142 (Dezember 2008)
© Deutscher Wetterdienst 2008

U. ULBRICH, G. C. LECKEBUSCH, H. PAETH, J. G. PINTO

9 Veränderungen der NAO im anthropogen beeinflussten Klima

NAO modifications under anthropogenic climate change

Zusammenfassung
Unter der Annahme zunehmender Treibhausgaskonzentrationen in Klimaszenarien kann aus Klimamodellstudien eine Verschiebung der NAO zu ihrer positiven Phase hin diagnostiziert werden.Auch wenn dieses Signal in seiner Amplitude nicht sehr stark ausgeprägt scheint, ist es doch ein übereinstimmendes Phänomen in den meisten Klimamodellen. Regionale Änderungen der Temperatur und des Niederschlags in den Klimaszenarien lassen zum Teil mit Änderungen der NAO erklären. Die NAO-Entwicklung in den vergangenen 30 Jahren könnte bereits anthropogene Einflüsse beinhalten.

Abstract
Simulations of future climate driven by rising greenhouse gas concentrations generally reveal a small trend towards more positive values of N AO indices, which is a common signal in most of the model simulations . Regional changes in temperature or precipitation detected in the climate scenarios can partly be explained from NAO changes. NAO trends during the recent 30 years could already incorporate an influence from anthropogenic activities.

1 Einleitung

Die Bedeutung der N AO für das europäische Klima (siehe auch Beitrag 2 in diesem Heft) legt die Frage nahe, welche Änderungen bei weiter steigendem **T**reib**h**aus**g**as-Antrieb (THG-Antrieb) zu erwarten sind. Eine Beantwortung dieser F rage auf Basis von Klimasimulationen setzt eine realistische Wiedergabe der NAO in den zugrunde liegende numerischen Modellen voraus. Die nachfolgenden Aussagen beziehen sich im Wesentlichen auf den Winter der Nordhemisphäre , in dem die NAO besonders deutlich ausgeprägt ist.

Es hat sich gezeigt, dass prinzipiell selbst niedrig aufgelöste globale Zirkulationsmodelle die N AO in ihrer Lage und kurzfristigen Variabilität recht rea listisch reproduzieren können, wobei ohne einen dynamischen Ozean die längerfristige Variabilität etwas unterschätzt wird (z. B. CHRIST OPH et al. 2000). Diese Aussage ist jedoch nicht für alle heute zu Klimaänderungssimulationen eingesetzten gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modelle gültig . So stellen zum Beispiel STEPHENSON et al. (2006) fest, dass die typische Antikorrelation des Bodendrucks zwischen dem subtropischen und dem arktischen Atlantik bei manchen Modellen fehlt. Für ältere am **C**oupled **M**odel **I**ntercomparison-**P**rojekt (CMIP) beteiligte Modelle zeigen STEPHENSON und PAVAN (2003), dass nur 13 von 17 beteiligten Modellen den atlantisch-europäischen Temperaturquadrupol richtig wiedergeben. Nur 10 dieser Modelle produzieren ein realistisches Spektrum der N AO-Variabilität. STEPHENSON et al. (2006) zeigen, dass alle von ihnen betrachteten Klima - modelle im Vergleich zur Beobachtung eine zu niedrige Variabilität auf weisen. Dies kann wiederum eine Unterschätzung der dekadischen Variabilität der NAO in aktuellen Klima modellen bedeuten. Auch ist die Verbindung zwi schen der N AO und pazifischen Variabilitätsmustern in vielen Simulatio-nen deutlich stärker als in den Beob achtungen zu Ende des 20. Jahrhunderts, was auf eine unzurei chende Darstellung der Orographie , insbesondere der Rocky Mountains als Barriere zwischen dem Nordpazifik und Nordatlantik hinweisen könnte.

2 Die NAO unter anthropogener Klimaänderung

Der im J ahr 2007 publizierte Bericht des IPCC (MEEHL et al. 2007) konstatiert einen positiven Trend der N AO-Indizes als Ergebnis von Treibhausgas-Szenarienrechnungen. Tatsächlich ist die Sensitivität der NAO-Indexwerte gegenüber steigenden Treibhausgaskonzentrationen den meisten Studien zufolge dabei nur relativ gering . Dies gilt sogar für Rechnungen mit ungebremstem Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen (sogenannten „Business-as-usual“-Szenarien). Insgesamt ergibt sich in Mode llsimulationen a ber fa st

durchweg ein Trend zu positiveren Werten (z. B. Abb. 9-1 und 9-2, siehe auch RAUTHE et al. 2004, OSBORN 2004). STEPHENSON et al. (2006) zeigen anhand von Modellexperimenten mit 18 Klimamodellen aus dem CMIP2-Programm (bei dem ein transienter Anstieg der CO_2-Konzentrationen um 1 % pro Jahr vorgegeben ist) eine deutliche Modellabhängigkeit der Sensitivität der NAO (Abb. 9-2), wobei sich bei den meisten Modellen ein positives Vorzeichen ergibt. Stephenson et al. (2006) erwähnen in ihrer Studie, dass sich das Klimamodell mit signifikanter negativem Vorzeichen der Sensitivität in Abb. 9-2 keine der NAO entsprechende Dipolstruktur im Bodendruck wiedergibt. Bei der Bewertung der Ergebnisse sind weiter folgende Umstände zu berücksichtigen:

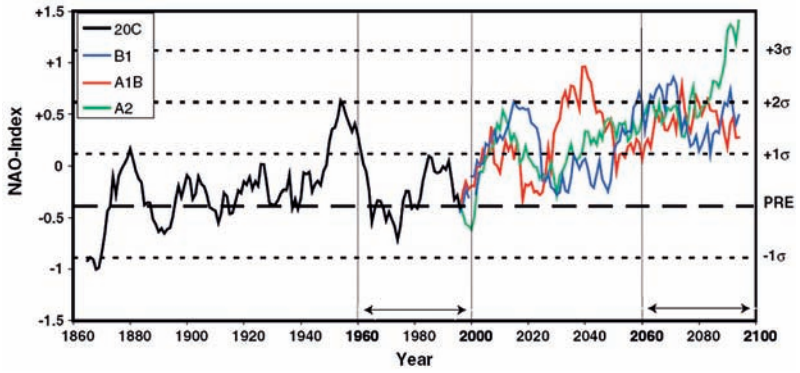


Abb. 9-1: Zeitliche Entwicklung des NAO-Index im AOGCM ECHAM5-OM1 als Ensemblemittel aus jeweils drei Simulation dieses Modells unter IPCC SRES B1-, A1B- und A2-Bedingungen. Der NAO-Index wurde hier berechnet auf Basis der normalisierten Bodendruckdifferenz zwischen den Gebieten (0°-40°W, 35°-50°N) und (0°-40°W ; 55°-70°N). Dargestellt ist das 11-jährige gleitende Mittel (Abbildung aus PINTO et al. 2007).

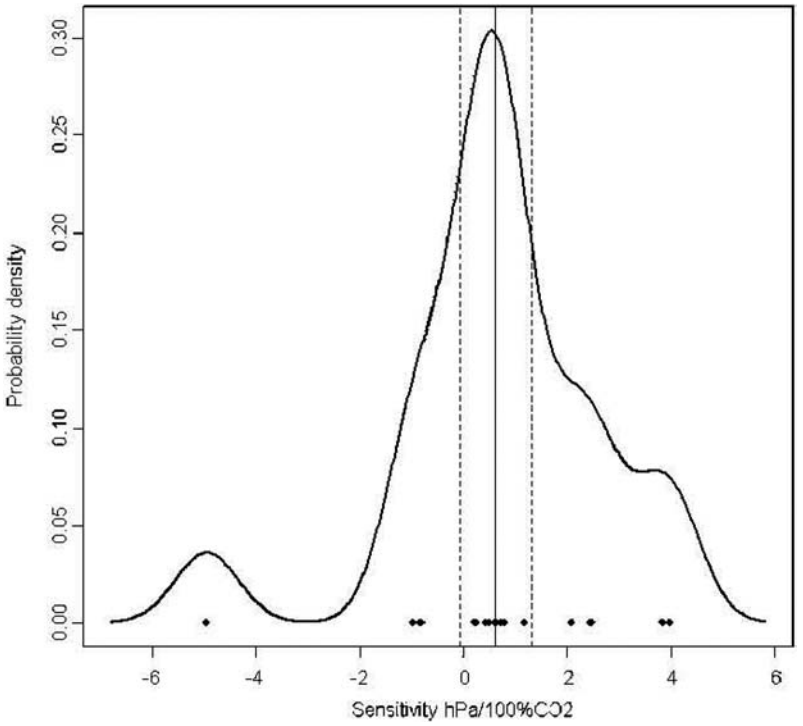


Abb. 9-2: Wahrscheinlichkeitsdichte-Funktion der NAO-Modellsensitivität gegenüber Änderungen der atmosphärischen Kohlendioxid-Konzentrationen. Die schwarzen Punkte stellen die Sensitivität eines jeden Modells, die senkrechten Linien den Median aus allen Modellen und die zugehörigen 95 %-Konfidenzintervalle dar (Abbildung aus STEPHENSON et al. 2006).

- Variabilität: Die NAO weist eine beachtliche dekadische Variabilität auf, welche erst bei deutlichem THG-Antrieb (also in der zweiten Hälfte des simulierten 21. Jahrhunderts, vergleiche Abb. 9-1) aus dem Variabilitätsbereich bei heutigem Treibhausgasantrieb herausragt (z. B. PINTO et al. 2007, RAUTHE et al. 2004, ULBRICH und CHRISTOPH 1999). OSBORN (2004) stellt in seinem Vergleich verschiedener Modellexperimente deutliche regionale Unterschiede im NAO-Signal fest, die das Signal stark vom gewählten NAO-Index abhängig machen. Auf der Makroskala ergeben sich aber einheitliche Trends mit Abnahme des Drucks über der Arktis und Zunahme im Bereich des Mittelmeers.
- Verschiebung der Zentren: In manchen Simulationen zeigt sich eine deutliche Ost- bis Nordostverschiebung des NAO-Musters, die bewirken kann, dass ein ortsfest definierter Indexwert die Modifikation der NAO nicht vollständig repräsentiert (z.B. ULBRICH und CHRISTOPH 1999; HU und WU 2004). Die Verschiebung des nördlichen und des südlichen Zentrums kann in verschiedenen Modellen durchaus unterschiedlich sein. So findet sich im ECHAM5-Modell eine Sensitivität eher für das nördliche Zentrum (PINTO et al. 2008), die in der vorherigen Modellversion ECHAM4 tendenziell ebenfalls festzustellen war (ULBRICH und CHRISTOPH 1999, Abb. 9-3). In Gegensatz hierzu wird durch das HadCM3-Modell eine Verlagerung des südlichen Zentrums vom östlichen Atlantik in Richtung des Mittelmeerraums simuliert (SANTOS et al. 2007). Eine Verschiebung der NAO könnte nach dem Modell von LUO und GONG (2006) konsistent mit anderen Aspekten des THG-Signals sein, nämlich einer verstärkten mittleren Strömung in den gemäßigten Breiten und einer verringerten Zyklonenzahl (siehe weiter unten).

Studien weisen darauf hin, dass die THG-Signale anderer atmosphärischer Muster deutlicher ausgeprägter sind als jenes der NAO. Dies gilt insbesondere für die

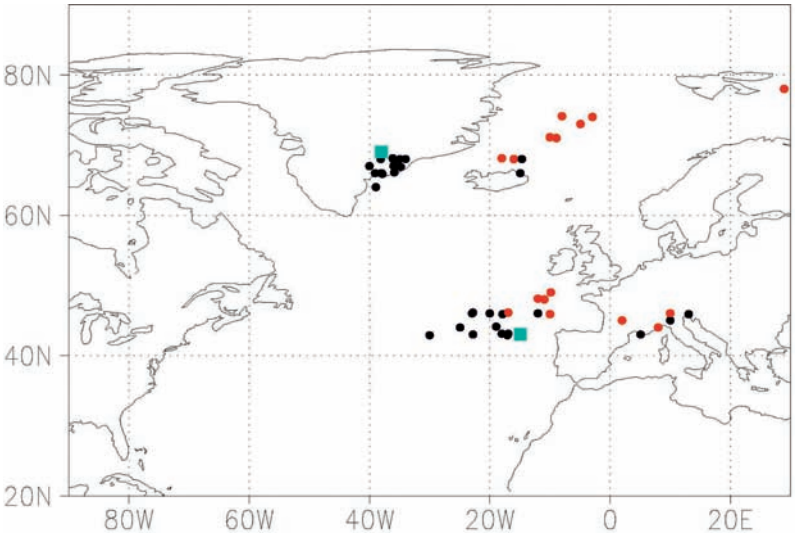


Abb. 9-3: NAO-Zentren basierend auf einer EOF-Analyse des Luftdrucks auf Meeresniveau. Blaue Quadrate: mittlere Position der Zentren im Kontrolllauf des Modells ECHAM4/OPYC3, schwarze Punkte: mittlere Position für aufeinander folgende Dekaden in der Szenarioperiode bis 2020, rote Punkte: Positionen in der Szenarioperiode nach 2020 (Abbildung nach ULBRICH und CHRISTOPH, 1999).

mit der NAO verwandte Arktische Oszillation AO (RAUTHE et al., 2004; RAUTHE und PAETH 2004, MCHUGH and ROGERS 2005), die wie der **N**orthern **A**nnular **M**ode (NAM) die in den Simulationen beobachtete Abnahme des Bodendrucks in der Arktis besser abbilden und von der regionalen Variabilität im atlantischen Sektor weniger beeinflusst werden.

Die Beziehung zwischen NAO und Pazifik spielt zudem bei der Diskussion eine Rolle, in wieweit der ansteigende THG-Antrieb zu einer veränderten statistischen Verteilung der Indexwerte der NAO führt: COPPOLA et al. (2005) weisen in Szenarien experimenten die Ausbildung eines sekundären Häufigkeitsmaximums bei hohen Indexwerten der NAO nach. Ein solches Maximum kann mit dem **P**azifik-**N**ord**a**merika-Muster (PNA-Muster) in Zusammenhang stehen, da in dessen negativen Phasen die NAO bereits im heutigen Klima ein zweites Häufigkeitsmaximum bei hohen Indexwerten hat. Somit steht zu vermuten, dass der Einfluss des PNA-Musters auf die NAO bei erhöhtem Treibhausgasgehalt vergrößert wird, zumindest im von Coppola et al. betrachteten Modell. An dieser Stelle ist nochmals auf die in den Klimamodellen (im Vergleich zu Reanalysedaten der letzten Jahrzehnte) etwas zu starken Kopplung der pazifischen und Atlantischen Variabilität hinzuweisen, die bei der Interpretation der Ergebnisse wichtig sein könnte. Eine systematische Studie zu dieser Thematik steht gegenwärtig noch aus.

3 Regionale Auswirkungen

Die erhöhten Werte der NAO in den Klimaszenarien sind nur teilweise mit den regionalen Auswirkungen in anderen Klimaparametern verbunden, die man nach den Beziehungen im gegenwärtigen Klima erwarten würde. So wird während positiver NAO-Phasen eine Zunahme der Storm-Track-Aktivität (Variabilität im synoptischen Zeitbereich) im nordöstlichen Atlantik (also am Ende des klimatologischen Storm-Track-Maximums) beobachtet (ULBRICH und CHRISTOPH, 1999). Das von Ulbrich und Christoph betrachtete Modell ECHAM4/OPYC3 erzeugt zwar im THG-induzierten Klimasignal ein vergleichbares Trend-Muster, jedoch ist das positive Stormtrack-Signal in der neueren Modellversion ECHAM5/OM1 (PINTO et al. 2007) und in einem Multi-Modell-Ensemble (unter Nutzung des Bodendrucks zur Berechnung des Stormtrack, ULBRICH et al. 2008) deutlich weiter südlich zu finden. Hinsichtlich des Auftretens von Zyklonen finden PINTO et al. (2008) im Modell ECHAM5 für die Periode mit heutigem THG-Antrieb, dass sich deren Gesamtzahl über dem Nordatlantik zwischen positiven und negativen NAO-Phasen fast nicht unterscheidet (deren Tabelle 3). Dagegen ist im Klimasignal eine Abnahme der Gesamtzyklonenzahl zu verzeichnen. Beschränkt man die Betrachtung auf intensive Zyklonen gemäß der Definition von LECKEBUSCH und ULBRICH (2004), so ergibt sich im geänderten Klima unter anderem eine regionale Zunahme vor den Britischen Inseln. Insgesamt erscheint noch nicht vollständig geklärt, wie die Treibhausgassignale in der Zyklonenzahl bzw. intensität und in der NAO zusammenhängen. Jedoch ist festzuhalten, dass die simulierte Zunahme von intensiven Zyklonen den Modellen zufolge mit entsprechenden Effekten in der Häufigkeit von Sturmschäden (z. B. LECKEBUSCH et al. 2007) und Wellenhöhen (WANG et al. 2004) speziell im Bereich Atlantik-Europa verbunden wäre.

Es stellt sich die Frage, wie wichtig die von der NAO induzierte regionale Variabilität von anderen Klimaparametern gegenüber der THG-induzierten Veränderung in diesen Parametern ist, und welche Rolle eine Veränderung der NAO selbst spielt. DORN et al. (2003) betonen, dass die Temperatur und Niederschlagsanomalien aufgrund vorherrschender positiver und negativer NAO-Phasen die treibhausgasinduzierten Änderungen (zumindest in einem Szenario bis zum Jahr 2050) regional deutlich übersteigen können. STEPHENSON et al. (2006) finden zwar Niederschlags- und Temperatursignale über Europa, die mit einer Erhöhung des NAO-Index konsistent sind, stellen aber fest, dass diese Änderungen nicht allein durch die NAO-Änderung erklärt werden können. SANTOS et al. (2007) ordnen anhand eines multivariaten statistischen Ansatzes die THG-induzierte Zunahme intensiver Niederschläge im Mittelmeerraum der Verschiebung des südlichen Zentrums der NAO (im Modell HadCM3) zu. RAUTHE

und PAETH (2004) zufolge könnte der positive Trend der NAO und mehr noch der der Arktischen Oszillation in manchen Regionen Europas, Asiens und Nordamerikas bis zu einem Viertel der simulierten Temperaturerhöhung im Winter erklären. In anderen Gebieten, vor allem über dem Nordwestatlantik und dem Mittelmeerraum, scheint die Veränderung der NAO aber dem generellen Erwärmungstrend entgegen zu wirken. Somit wird die Frage, ob die von der NAO-Phase bestimmte Veränderung in Parametern wie der Temperatur größer ist als das treibhausgas-induzierte Signal vom betrachteten Zeithorizont und der Region abhängig. Die Rolle einer systematischen Veränderung der NAO wurde in den Studien nicht von der direkten Wirkung des Treibhausgasanstiegs auf diese Parameter separiert. Ein weiterer möglicher Einflussmechanismus hängt mit der den Auswirkungen der NAO auf die meridionale Tiefenzirkulation (engl. **M**eridional **O**verturning **C**irculation, MOC) des Nordatlantik zusammen, die sich nach einer Studie von DRIJFHOUT und HAZELEGER (2007) unter dem Einfluss der NAO abschwächt, was wiederum Auswirkungen auf die regionale Temperaturentwicklung hat. Auch dieser Aspekt ist wegen der Überlagerung der verschiedenen Wirkungen gegenwärtig noch nicht hinreichend geklärt, was schon die im IPCC-Bericht 2007 (MEEHL et al. 2007) zitierte Aussage nach DELWORTH und DIXON (2000) zeigt: Danach ist mit dem Trend zu positiven Werten des NAO-Index eine Verlangsamung des Effekts der MOC-Abschwächung zu rechnen.

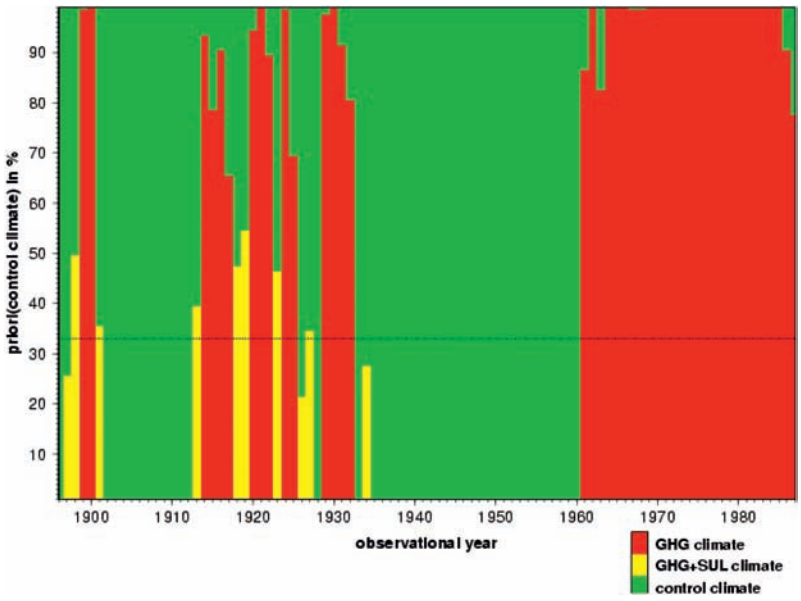


Abb. 9-4: Klassifikationsergebnis beobachteter gleitender 30-Jahre-Trends der Arktischen Oszillation (vergleichbar NAO) in drei durch diverse Klimamodellsimulationen repräsentierte Klimazustände: ein vom Menschen unbeeinflusstes Klima (grün), ein durch ansteigende Treibhausgase und Sulfataerosole geprägtes Klima (gelb) und ein nur durch anthropogene Treibhausgase beeinflusstes Klima (rot). Auf der Ordinate wird die apriori festgelegte Wahrscheinlichkeit für das ungestörte Klima zwischen 1% und 99% variiert, wobei die komplementäre Wahrscheinlichkeit zu gleichen Teilen auf die beiden anthropogen überprägten Klimazustände aufgeteilt wird (Abbildung aus PAETH et al. 2008).

4 Anthropogene NAO Änderungen im heutigen Klima?

Die Frage, ob beobachtete Klimatrends den steigenden Treibhausgaskonzentrationen zuzuordnen sind oder nicht (engl. „attribution"), wurde von PAETH et al. (2008) für die Arktische Oszillation (deren zeitliche Entwicklung mit der Zeitreihe der NAO-Indexwerte hoch korreliert ist, r = 0,95) anhand eines Klassifikationsverfahrens betrachtet. Die Einteilung und Zuordnung erfolgte entweder zu einem nur durch Treibhausgase beeinflusstes Klima, zu einem ein durch Treibhausgase und Sulfataerosole geprägtes Klima bzw. zu einem ungestörten Klima. Als Klassifikationsvorschrift wurde das Bayes-Theorem verwendet, welches neben der Modellunsicherheit in diversen Klimamodellensembles auch die natürliche Variabilität der Beobachtungsdaten berücksichtigt. Ferner erlaubt das Bayes-Theorem die A-priori-Festlegung bzw. Variation einer subjektiven, zum Beispiel politisch oder wirtschaftlich motivierten Einschätzung der drei oben genannten Klimazustände, so dass sich die Sensitivität des Klassifikationsergebnisses gegenüber der subjektiven Einschätzung quantifizieren lässt. Das Klassifikationsergebnis zeigt, dass die interdekadischen Schwankungen der Arktischen Oszillation über weite Bereiche des Beobachtungszeitraumes mit einem vom Menschen unbeeinflussten Klima vereinbar sind (Abb. 9-4). Die Periode um etwa 1915-1935 weicht von dieser Einschätzung teilweise ab. Hier zeigt sich, dass auch die dekadische Klimavariabilität (die unter anderem durch interne Variabilität des Klimasystems sowie natürliche Antriebsfaktoren erzeugt wird) im Ergebnis des Verfahrens sichtbar wird. Erst ab den sechziger Jahren erfolgt eine eindeutige Klassifikation in das treibhausgasinduzierte Klima. Dieses Ergebnis ist weitgehend unabhängig von der subjektiven A-priori-Festlegung der Eintrittswahrscheinlichkeit für das Kontrollklima, was einen anthropogenen Einfluss auf die Arktische Oszillation bestätigt.

5 Modellabhängigkeit der Klimasignale

Wie in Kapitel 2 dargelegt, sind die meisten Klimamodelle in der Lage, ein mit der NAO zu identifizierendes Variabilitätsmuster zu produzieren. Die Charakteristika der von den Modellen erzeugten Variabilität hängen im Detail jedoch scheinbar vom verwendeten Klimamodell und seiner Architektur ab, womit sich eine Modellabhängigkeit des Klimasignals

in der NAO ergeben kann. Abgesehen von der Schlussfolgerung, die Abschätzung von Klimasignalen anhand von Multi-Modell-Ensembles vorzunehmen, ist eine Analyse der hierbei relevanten Mechanismen wichtig. Für Simulationen des gegenwärtigen Klimas zeigen ROECKNER et al. (2006), dass eine Erhöhung der horizontalen Auflösung in ihrem Modell zu einer nordwärtigen Verlagerung und Intensivierung der Westwindzone führt, während eine Erhöhung der vertikalen Auflösung eine südwärtige Verlagerung bewirkt. Andere Modellergebnisse weisen auf einen Einfluss der Stratosphäre (und deren Simulation in den Modellen) hin: Nach Auswertungen von GILLETT et al. (2002) wird die THG-Sensitivität der Arktischen Oszillation durch Berücksichtigung der Stratosphäre reduziert, zumindest bei Erreichen hoher THG-Konzentrationen. Dies wäre konsistent mit dem Ergebnis von SCAIFE et al. (2008), nach dem der beobachtete starke positive Trend der NAO im Zeitraum 1964-1995 im mit beobachteten Randbedingungen angetriebenen Modell nur dann in zeitlicher Verortung und Amplitude wiedergegeben werden kann, wenn stratosphärische Effekte (hier: eine Dämpfung des stratosphärischen Zonalwindes) berücksichtigt werden.

Die obigen Ausführungen zum derzeitigen Stand der Forschung weisen darauf hin, dass viele grundlegende Mechanismen in Zusammenhang mit der Veränderung der NAO bei steigendem THG-Antrieb noch nicht gut genug verstanden und abgesichert sind. Dies macht es gerade für den hier betrachteten Raum notwendig, Multi-Modell-Ensembles zur Abschätzung der Veränderungen zu betrachten. Zudem sind weitere detaillierte Prozess-Studien (auch anhand einzelner Klimamodelle) erforderlich, um das Verständnis der physikalischen und numerischen Mechanismen in diesem Kontext zu verbessern.

Literatur – gemeinsames Verzeichnis

ALEXANDER, M. A., BHATT, U. S., WALSH, J. E., TIMLIN, M. S., MILLER, J. S., SCOTT, D. S., 2004: The atmospheric response to realistic Arctic sea ice anomalies in an AGCM during winter. *Journal of Climate* **17**, 890-905.

ALHEIT, J ., MÖLLMANN . C ., DUTZ, J ., K ORNILOVS, G ., LOEWE, P ., MOHRHOLZ, V., WASMUND, N ., 2005: Synchronous ecological regime shifts in the central Baltic and the North Sea in the late 1980's, *Journal of Marine Science* **62,** 1205-1215.

AMBAUM, M.H.P., HOSKINS , B ., STEPHENSON , D .B., 2001: Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *J. Climate* **14**, 3495-3507.

ANGELL, J. K., KORSHOVER, J., 1983: Comparison of stratospheric warming following Agung and Chichon. *Mon. Weather Rev.* **111**, 2129-2135.

ANGSTRÖM, A., 1935: Teleconnections of climatic changes in present time. *Geogr. Ann.* **17**, 242-258.

ANONYMOUS (1855a) Correspondenz. Von dem Correspondenten in Neuherrnhut in Grönland, den 4. Juli 1855. *Calwer Missionsblatt* No. **20**., 28. Jahrgang, 15. October 1855.

ANONYMOUS (1855b) Warmes Wetter in Grönland während der grossen Kälte 1854/55 (Nach dem Calwer Missionsblatt, 15 Okt. 1855). *Petermann's Mittheilungen* **1**, 303.

APPENZELLER, C., STOCKER, T.F., ANKLIN, M., 1998: North Atlantic Oscillation dynamics recorded in Greenland ice cores . *Science* **282**, 446–449.

APPENZELLER, Ch., ST OCKER, T. F ., SCHMITTNER, A., 2000: Natural Climate Variability and climate change in the North Atlantic European Region: Change for surprise? *Integrated Assessment* **1**, 301-306.

AUER, I., und 31 K oautoren, 2007: HISTALP – historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *Int. J. Climatol.* **27**, 17-46.

BADER, J., LATIF, M., 2003: The impact of decadal-scale Indian Ocean sea surface temperature anomalies on Sahelian rainfall and the North Atlantic Oscillation. *Geophysical Research Letters* **30** (22), 2169-2172.

BALDWIN, M.P., CHENG, X., DUNKERTON, T.J., 1994: Observed correlations between winter mean tropospheric and stratospheric circulation anomalies. *Geophys. Res. Lett.* **21**, 1141-1144.

BALDWIN, M.P., DUNKERTON, T. J., 1999: Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere . *J. Geophys. Res.* **104**, 30937–30946.

BALDWIN, M.P., DUNKERTON, T. J., 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science* **244**, 581-584.

BALDWIN, M.P ., STEVENSON , D . B ., THOMPSON, D .W.J., DUNKERTON, T. J., CHARLTON, A.J., O'NEILL, A., 2003: Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts. *Science* **301**, 636– 640.

BARNSTON, A.G., LIVEZEY, R.E., 1987: Classification, seasonality and persistence of low frequenc y atmospheric circulation patterns. *Mon. Wea. Rev.* **115**, 1083-1126.

BARSUGLI, J. J., BATTISTI, D. S., 1998: The basic effects of atmosphere-ocean thermal coupling on middle-latitude variability. *Journal of the Atmospheric Sciences* **55,** 477-493.

BEAUGRAND, G., REID, P. C., IB ANEZ, F., LINDLEY, J. A., EDWARDS, M., 2002: Reorganization of North Atlantic Marine Copepod Biodiversity and Climate. *Science* **296**, 1692-1694.

BENEDICT, J. J., LEE, S., FELDSTEIN, S. B., 2004: A synoptic view of the North Atlantic Oscillation. *J. Atmos. Sci.* **61**, 121-144.

BERGANT, K.L., KAJFEZ-BOGA, Z., CREPINSEK, 2002: The Use of EOF Analysis for Preparing the Phenological and Climatological Data for Statistical Downscaling-Case Study: The Beginning of Flowering of the Dandelion in Slovenia, in: Developments in Statistics Andrej Mrvar and Anuska F erligoj (Editors). *Metodoloakizvezki*, **17**, Ljubljana.

BJERKNES, J., 1964: Atlantic air-sea interaction. Adv. *Geophys.* **10**, 1-82.

BLESSING, S ., FRAEDRICH, K., JUNGE, M., KUNZ, T., LUNKEIT, F., 2005: DailyNorth-Atlantic Oscillation (NAO) index: Statistics and its stratospheric polar vortex dependence . *Meteorol. Zeitschrift* **14**, 763-769.

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

BOVILE, B.A., 1984: The influence of the polar night jet on the tropospheric circulation in a GCM. *J. Atmos. Sci.* **41**, 1132-1142.

BRADLEY, R.S., 1988: The Explosive Volcanic-Eruption Signal in Northern Hemisphere Continental Temperature Records , *Climatic Change* **12** (3), 221-243.

BRAESICKE, P., BRÜHL, C ., D AMERIS, M., DECKERT, R., EYRING, V., GIORGETTA, M. A., MANCINI, E., MANZINI, E., PIT ARI, G., PYLE, J.A., STEIL, B., 2008: A model intercomparison analysing the link between column ozone and geopotential height anomalies in January, *Atmos. Chem. Phys.* **7**, 2519-2535.

BRAZDIL, R., PFISTER, C ., WANNER, H., VON ST ORCH, H., LUTERB ACHER, J ., 2005: Historical climatology in Europe – the state of the art. *Clim. Change* 70, 363-430.

BRETHERTON, C. S. , BATTISTI, D. S., 2000. An interpretation of the results from atmospheric general circulation models forced by the time history of the observed sea surface temperature distribution. *Geophys. Res. Lett.*,**27**, 767-770.

BRÖNNIMANN, S., 2007. Impact of El Niño-Southern Oscillation on European climate . *Rev. Geophys* .**45**, RG3003, doi:10.1029/ 2006RG000199.

BRÖNNIMANN, S., HOOD, L. L., 2003: Frequency of low-ozone events over north-western Europe in 1952–1963 and 1990–2000. *Geophys. Res. Lett.* **30**, 2118.

BRÖNNIMANN, S., FREI, F., 2008: Defant's work on North Atlantic climate variability revisited. *Meteorol. Z.* **17**, 93-102.

BRÖNNIMANN, S ., LUTERB ACHER, J ., SCHMUTZ, C ., WANNER, H., STAEHELIN, J., 2000: Variability of total ozone at Arosa, Switzerland, since 1931 related to atmospheric circulation indices. *Geophys. Res. Lett.* **27**, 2213-2216.

BÜNTGEN, U ., ESPER, J ., FRANK, D .C., NICOLUSSI, K., SCHMIDHALTER, M., 2005: A 1052-year tree-ring proxy for Alpine summer temperatures. *Clim. Dyn.* **25**, 141-153.

CASSOU, C., TERRAY, L., HURRELL, J.W., DESER, C., 2004: North Atlantic winter climate regimes: Spatial asymmetry, stationarity with time, and oceaning forcing. *Journal of Climate* **17**, 1055-1068.

CASSOU, C., DESER, C ., ALEXANDER, M.A., 2007: Investigating the Impact of reemerging Sea Surface Temperature Anomalies on the Winter Atmospheric Circulation over the North Atlantic. *Journal of Climate* **20**, 3510-3526´.

CASTY, C., HANDORF, D., SEMPF, M., 2005: Combined winter climate regimes over the North Atlantic/European sector 1766-2000. *Geophys. Res. Lett.* **32**, L13801, DOI:10.1029/2005GL022 431.

CASTY, C ., RAIBLE, C .C., ST OCKER, T.F., WANNER, H., LUTERBACHER, J ., 2007: A European pattern climatology 1766-2000. *Clim. Dyn.* **29**, 791-805.

CAYAN, D .R., 1992a: Latent and sensible heat flux anomalies over the Northern Oceans: Driving the sea surface temperature. *J. Phys. Ocean.* **22**, 859–881.

CAYAN, D .R., 1992b: Latent and sensible heat flux anomalies over the Northern Oceans: The connection to monthly atmospheric circulation. *J. Climate* **5**, 354–369.

CHARNEY, J.G., DRAZIN, P.G., 1961: Propagation of planetary-scale disturbances from the low into the upper atmosphere . *J. Geophys.Res.* **66**, 83-109.

CHRISTIANSEN, B., 2000: A model study of the dynamical connection between the Arctic Oscillation and stratospheric vacillations. *J. Geophys.Res.* **105**, 29461 – 29474.

CHRISTIANSEN, B., 2005: Downward propagation and statistical forecast of the near -surface weather . *J. Geophys .Res.* **10**, D14104, doi:10.1029/2004JD005431.

CHRISTOPH, M., ULBRICH, U., OBERHUBER, J.M., ROECKNER, E., 2000: The Role of Ocean Dynamics for Low-Frequency Fluctuations of the NAO in a Coupled Ocean-Atmosphere GCM. *Journal of Climate* **13**, 2536-2549.

COLLINS, M., BO TZET, M., C ARRIL, A. F ., DRANGE, H., JOUZEAU, A., LA TIF, M., MASIN A, S ., O TTEERA, O ., POHLMANN, H., SORTEBERG, A., SUTTON, R., TERRAY, L., 2006: Interannual to decadal climate predictability in the North Atlantic: *A multimodel-ensemble study.* **19**, 1195-1203.

CONIL, S ., LI, L.Z.-X., 2005: Linearity of the atmospheric response to North Atlantic SST and sea ice anomalies. *Journal of Climate* **18**, 1986-2003.

COOK, E.R., D'ARRIGO, R.D., BRIFFA, K.R., 1998: The North Atlantic Oscillation and its expression in circum-Atlantic tree-ring chronologies from North America and Europe. *Holocene* **8**, 9–17.

COOK, E.R., D'ARRIGO, R.D., MANN, M.E., 2002: A well-verified, multiproxy reconstruction of the winter north atlantic oscillation index since A.D. 1400. *J. Climate* **15**, 1754-1764.

COOK, B.I., SMITH, T.M., MANN, M.E., (2005): The North Atlantic Oscillation and regional phenology prediction over Europe. *Global Change Biology* **11**, 919-926.

COPPOLA, E., KUCHARSKI, F., GIORGI, F., MOLTENI, F., 2005: Bimodality of the North Atlantic Oscillation in simulations with greenhouse gas forcing . *Geophys. Res.Lett.* **32**, DOI 10.129/2005GL024080.

COPSEY, D., SUTTON, R., KNIGHT, J. R., 2007. Recent trends in sea level pressure in the Indian Ocean region. *Geophys. Res. Lett.* **33**, L19712, doi:10.1029/2006GL027175.

CRANTZ, D., 1765: The History of Greenland; including an Account of the Mission Carried on by the United Brethren in that Country'. London, Longman, Hurst, Rees, Orme and Brown, 1820, 2 volumes, xi, 359; vi, 323 Seiten.

CROCI-MASPOLI, M., SCHWIERZ, C ., und D AVIES, H. C., 2007: Atmospheric blocking: Space-time links to the N AO and PNA. *Clim. Dynam.* **29**, 713-725.

CUBASCH, U., BÜRGER, G., FAST, I., SPANGEHL, T., Wagner, S., 2005: The direct solar influence on climate: modeling the lower atmosphere. *Mem. Soc. Astron. It.* **76**, 810- 818.

CULLEN, H.M., D'ARRIGO , R., COOK, E.R., MANN, M.E., 2000: Multiproxy reconstructions of the North Atlantic Oscillation, *Paleooceonography* **16**, 27–39.

CURRY, R.G., MC C ARTNEY, M.S., 2001: Ocean gyre circulation changes associated with the North Atlantic Circulation. *J. Phys. Oceanogr.* **31** (12), 3374-3400.

CZAJA, A., FRANKIGNOUL, C., 2002: Observed impact of Atlantic SST on the North Atlantic Oscillation. *J. Clim.* **15**, 606-623.

CZAJA, A., MARSHALL, J ., 2000: On the interpretation of AGCMs responses to prescribed time-varying SST anomalies . *Geophysical Research Letters* **27**, 1927-1930.

CZAJA, A., ROBERTSON, A. W., HUCK, T., 2003: The role of Atlantic ocean-atmosphere coupling in affecting the North Atlantic Oscillation. In The North Atlantic Oscillation: Climatic significance and environmental impact. *Geophys. Monogr.* **134**, 147-172.

DANNMEYER, F ., 1948: Zur F rage der Gegensätzlichkeit der kalten Winter in Grönland zu den warmen Wintern in Deutschland. *Polarforschung* **2**, 29.

DEFANT, A., 1924: Die Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation über dem Nordatlantischen Ozean im 25-jährigen Zeitraum 1881-1905. *Geogr. Ann.* **6**, 13-41.

DELWORTH, T.L., MANABE, S., STOUFFER, R.J., 1993: Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Climate* **6**, 1993–2011.

DEMARÉE, G .R., und OGIL VIE, A.E.J., 2008: The Moravian missionaries at the Labrador coast and their centuries-long contribution to instrumental meteorological observations . *Clim. Change* **91**, 423-450.

DESER, C., BLACKMON, M.L., 1993: Surface climate variations over the North Atlantic ocean during winter: 1900-1989. J. *Climate* **6,** 1743-1753.

DESER, C ., 2000: On the teleconnectivity of the Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.* **27**, 779-782.

DESER, C., WALSH, J.E., TIMLIN, M.S., 2000: Arctic sea ice variability in the context of recent atmospheric circulation trends . *Journal of Climate*, **13**, 617-633.

DESER, C ., MA GNUSDOTTIR, G ., SARA VANAN, R., PHILLIPS, A., 2004: The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part II: Direct and indirect components of the response . *Journal of Climate* **17**, 877-889.

DESER, C., TOMAS, R.A., PENG, S., 2007: The transient atmospheric circulation response to North Atlantic SST and sea ice anomalies. *Journal of Climate* **20**, 4751-4767.

DOBLAS-REYES, F.J., PAVAN, V., STEPHENSON, D.B., 2003: Multi-model seasonal hindcasts of the NAO. *Climate Dynamics* **21**, 501-514.

DOBSON, G .M.B., HARRISON, D .N., 1926: Observations of the amount of ozone in the Earth's atmosphere and its relation to other geophysical conditions, *Proc. Roy. Soc. Ser. A* **110**, 660–693.

DOKULIL, M.T., JAGSCH, A., GEORGE, G.D., ANNEVILLE, O., JANKOWSKI, T., WAHL, B., LENHART, B., BLENCKNER, T., TEUBNER, K., 2006: Twenty years of spatially coherent deepwater warming in lakes across Europe related to the North Atlantic Oscillation, *Limnol.Oceanogr.* **51**, 2006, 2787-2793.

DORN, W., DETHLOFF, K., RINKE, A., ROECKNER, E., 2003: Competition of N AO regime changes and increasing greenhouse gases and aerosols with respect to Arctic climate projections. *Climate Dynamics* **21**, 447-458.

DOVE, H.W., 1839: Über die geographische Verbreitung gleichartiger Witterungserscheinungen. Erste Abhandlung: Über die nicht periodischen Änderungen der Temperaturvertheilung auf der Oberfläche der Erde . *Abhandlungen der Königlic hen Akademie der Wissenschaften in Berlin*, 287-415.

DOVE, H.W., 1841: Über die nicht periodischen Änderungen der Temperaturvertheilung auf der Oberfläche der Erde. *Abhand-*

lungen der Königlichen Akademie der Wissenschaften in Berlin, 305-440.

DRIJFHOUT, S.S., HAZELEGER, W., 2007: Detecting Atlantic MOC changes in an ensemble of climate change simulations . *J.Climate* **20**, 1571-1582.

DRINKWATER, K.F ., BELGRANO , A., BORJ A, A., CONVERSI, A., EDWARDS, M., GREENE, C.H., OTTERSEN, G., PERSHING, A.J., WALKER, H., 2003: The Response of Marine Ecosystems to Climate Variability Associated With the North Atlantic Oscillation, in The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact Geophysical Monograph, American Geophysical Union.

DURANCE, I., ORMEROD, S.J., 2007: Climate change effects on upland stream macroinvertebrates over a 25-year period, *Global Change Biology* **13**, 942-957.

EDEN, C., GREATBATCH, R.J., 2003: A Damped Decadal Oscillation in the North Atlantic Climate System. Journal of Climate 16, 4043-4060.

EDEN, C., WILLEBRAND, J., 2001: Mechanisms of interannual to decadal variability of the North Atlantic Circulation. *Journal of Climate* **14**, 2266-2280.

EDEN, C., JUNG, T., 2001: North Atlantic Interdecadal Variability: Oceanic Response to the North Atlantic Oscillation (1865-1997). *Journal of Climate* **14**, 676-691.

EGEDE, H., 1745: History of Greenland - A description of Greenland: shewing the natural history , situation, boundaries, and face of the country; the nature of the soil; the rise and progress of the old Norwegian colonies;the ancient and modern inhabitants; their genius and way of life, and produce of the soil; their plants, beasts, fishes, &c.' (translated from the Danish), *Pickering Bookseller, Picadilly, London*, 220 Seiten.

EXNER, F.M., 1913: Übermonatliche Witterungsanomalien auf der nördlichen Erdhälfte im Winter. *Sitzungsberichte d. Kaiserl. Akad. der Wissenschaften* **122**, 1165-1241.

EXNER, F.M., 1924: Monatliche Luftdruck- und Temperaturanomalien auf der Erde . S*itzungsberichte d. Kaiserl. Akad. der Wissenschaften* **133**, 307-408.

FANG, Z., WALLACE, J.M., 1994: Arctic sea ice variability on a timescale from weeks and its relation to atmospheric forcing . *Journal of Climate* **7**, 1897-1913.

FELDSTEIN, S. B., 2000: The timescale, power spectra, and climate noise properties of teleconnection patterns . *J. Climate* **13**, 4430–4440.

FELDSTEIN, S. B., 2003: The dynamics of N AO teleconnection pattern growth and decay. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **129** 901-924.

FELDSTEIN, S.B., FRANZKE, C., 2006: Are the North Atlantic Oscillation and the Northern Annular Mode distinguishable? *J. Atmos. Sci.* **63**, 2915-2930.

FISCHER, E.M., LUTERB ACHER, J ., ZORIT A, E., TETT, S.F.B., CASTY, C., WANNER, H., 2007: European climate response to tropical volcanic eruptions over the last half millennium, *Geophys. Res. Lett.* **34**, L05707, doi:10.1029/2006GL027992.

FLETCHER, C.G., Saunders, M.A., 2006: Winter North Atlantic Oscillation hindcast skill: 1900-2001. *J. Clim.* **19**, 5762-5776.

FRAEDRICH, K., 1994. ENSO impact on Europe? *Tellus*, **46A**, 541-552.

FRAEDRICH, K., 1996: Das Lorenz-Modell: Ein Paradigma für Wetter- und Vorhersagbarkeit. *Promet* **25**, 62-79.

FRAEDRICH, K., KIRK, E., LUKSCH, U., LUNKEIT, F., 2003: Ein Zirkulationsmodell für F orschung und Lehre . *Promet* **29**, 34-48.

FRANZKE, C., FRAEDRICH, K., LUNKEIT, F., 2000: Low frequency variability in a simplified atmospheric global circulation model: Storm track induced 'spatial resonance'. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **126**, 2691-2708.

FRANZKE, C., FRAEDRICH, K., LUNKEIT, F., 2001: Teleconnections and low frequency variability in idealised experiments with two storm tracks . *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc*. **127**, 1321-1339.

FRANZKE, C., LEE, S., FELDSTEIN, S.B., 2004: Is the North Atlantic Oscillation a breaking wave? *J. Atmos. Sci.* **61**, 145-160.

FRANZKE, C., FELDSTEIN, S.B., 2005: The continuum and dynamics of Northern Hemisphere teleconnection patterns . *J. Atmos. Sci.* **62**, 3250-3267.

FRISIUS, T., LUNKEIT , F ., FRAEDRICH, K., J AMES, I.A., 1998: Storm-track organization and variability in a simplified atmospheric global circulation model (SGCM). *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **124**, 1019-1043.

FYFE, J .C., BOER, G .J., FLA TO, G .M., 1999: The Arctic and Antarctic oscillations and their projected changes under global warming. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 1601-1604.

GALTON, F., 1888: Co-relations and their Measurement, chiefly from Anthropometric Data. *Proceedings of the Royal Society of London* **45,** 135-145.

GERTEN, D., ADRIAN, R., 2000: Climate-driven changes in spring plankton dynamics and the sensitivity of shallow polymictic lakes to the North Atlantic Oscillation, *Limnol. Oceanogr.* **45**, 1058-1066

GILBERT, L.W., 1819: Physikalisch Geographische Nachrichten aus dem nördlichen Polarmeer. Als Anhang zu den Aufsätzen im vorigen Hefte. Gilbert's Annalen (*Annalen der Physik*) **62**, 137-166.

GILLETT, N .P., 2005: Northern Hemisphere circulation. *Nature* **437,** 496.

GILLETT, N.P., ALLEN, M.R., MC DON ALD, R.E., SENIOR, C.A., SHINDELL, D.T., SCHMIDT, G.A., 2002: How linear is the Arctic Oscillation response to greenhouse gases. *J.Geophys. Res* **107**, No. D3, 4022, doi:10.1029/2001JD000589.

GILLETT, N.P., THOMPSON, D.W.J., 2003: Simulation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science* **302**, 273-275.

GILLETT, N.P., ALLEN, M.R., WILLIAMS, K.D., 2002: The role of stratospheric resolution in simulating the Arctic Oscillation response to greenhouse gases . *Geophys. Res. Lett.* **29**, N o. 1 0, 1500, doi:10.1029/2001GL014444.

GLOWIENKA-HENSE, R., 1990: The North Atlantic Oscillation in the Atlantic-European SLP. *Tellus* **42A,** 497-507.

GLOWIENKA, R., (1985): Studies on the variability of Icelandic Low and Azores High between 1881 and 1983. *Beitr.Phys.Atmosph.* **58**, 160 -170.

GLUECK, M.F., STOCKTON, C.W., 2001: Reconstruction of the North Atlantic Oscillation. *Int. J. Climatol.* **21**, 1453–1465.

GONZÁLES-ROUCO, F .F., BEL TRAMI, H., ZORIT A, E., VON STORCH, H., 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.

GORMSEN, A.K., HENSE, A., T OLDAM-ANDERSEN, T.B., BRAUN, P., 2005: Large scale climate variability and its effects on mean temperature and flowering time of Prunus and Betulain Denmark, *Theor. Appl. Climatol.* **82**, 41-50.

GRAF, H.F, 1992: Arctic radiation deficit and climate variability . Climate Dyn. 7, 19-28.

GRAF, H.F., KIRCHNER, I., ROBOCK, A., SCHULT, I., 1993: Pinatubo eruption winter climate effects: model versus observations. *Clim. Dyn.* **9**, 81-93.

GRAF, H., WALTER, K., 2005. Polar vortex controls coupling of North Atlantic ocean and atmosphere . *Geophys. Res. Lett.* **32**, L01704, doi:10.1029/2004GL020664.

GREATBATCH, R.J ., JUNG , T., 2007: Local versus Tropical Heating and Winter North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate* **20**, 2058-2075.

GROISMAN, P .Y., 1992: P ossible Regional Climate Consequences of the Pinatubo Eruption - an Empirical-Approach, *Geophys. Res. Lett.* **19** (15), 1603-1606.

GRONAU, K.L., 1811: Das Klima der Polarländer, in H.F. Flörke. Repertorium des Neuesten und Wissenwürdigsten aus der gesamten Naturkunde. Berlin.

HADJINICOLAOU, P., JRRAR, A., PYLE, J.A., BISHOP, L., 2002: The dynamically driven longterm trend in stratospheric ozone over northern middle latitudes , *Q. J. Royal Met. Soc*. **128**, 1393-1412.

HAIGH, J. D., 1999: A GCM study of climate change in response to the 11-year solar cycle, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **125**, 871-892.

HAINE, T., 2008: What did the Viking discoverers of America know of the North Atlantic Environment? *Weather* **63,** 60-65.

HANN, J., 1890: Zur Witterungsgeschichte von Nord-Grönland, Westküste. *Meteor. Zeitschrift* **7**, 109-115.

HASTENRATH, S., 2006: Tropische Klimavorhersage. *Promet* **32**, 154-160.

HELLAND-HANSEN, B., NANSEN, F., 1920: Temperature variations in the North Atlantic ocean and in the atmosphere . *Smithsonian Misc. Collections* **70**, 406.

HILDEBRANDSSON, H.H., 1897: Quelques recherches sur les centres d'action de l'atmosphère . Kongl. *Svenska Vetenskaps-akad. Handl.* **29,** Fasc. 3 .

HILMER, M., 2001: A Model Study of Arctic Sea Ice Variability. Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der *Christian-Albrechts-Universität Kiel* Nr. **320**, 157 Seiten.

HILMER, M., JUNG, T., 2000: Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export. *Geophysical Research Letters* **27** (15), 989-992

HOERLING, M.P., HURRELL, J.W., XU, T., 2001: Tropical origins for recent North Atlantic climatic change. *Science* **292**, 90-92.

HOERLING, M.P ., HURRELL, J .W., XU , T., B ATES, G .T., PHILLIPS, A.S., 2004: Twentieth century North Atlantic climate change. Part II: Understanding the effect of Indian Ocean warming. *Clim. Dyn.* **23**, 391–405.

HOOD, L., R OSSI, S ., BEULEN , M., 1999: Trends in lower stratospheric zonal winds, Rossby wave breaking behavior , and column ozone at northern midlatitudes . *J. Geophys. Res*. **104** (D20), 24321– 24340.

HU, Z. Z., WU, Z. H., 2004: The intensification and shift of the annual North Atlantic Oscillation in a global warming scenario simulation. *Tellus A* **56**, 112-124.

HUEBENER, H., CUB ASCH, U ., LANGEMA TZ, U ., SPANGEHL, T., NIEHÖRSTER, F., FAST, I., KUNZE, M., 2007: Ensemble climate simulations using a fully coupled ocean-troposphere-stratosphere general circulation model. *Phil. Trans. R. Soc. A* **365**, 2089-2101.

HÜPPOP, O ., HÜPPOP, K., 2003: North Atlantic Oscillation and timing of spring migration in birds, *Proc. R. Soc. Lond. B* **270**, 233-240.

HURRELL, J .W., KUSHNIR, Y., VISBECK, M., O TTERSEN, G., 2003: An Overview of the North Atlantic Oscillation. - In Hurrell J., Y. Kushnir, G. Ottersen, M. Visbeck (Eds.), The North Atlantic Oscillation. Climatic Significance and Environmental Impact. *Geophysical Monograph Series* **134**, 1-35.

HURRELL, J.W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* **269**, 676-679.

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

HURRELL, J .W., HOERLING , M.P., PHILLIPS , A.S., XU , T., 2004: Twentieth century north Atlantic climate change . Part I: assessing determinism. *Climate Dynamics*, **23** (3-4), 371-389.

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 and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA.

JAMES, I.N., JAMES, P.M., 1989: Ultra-low-frequency variability in a simple atmospheric circulation model. *Nature* **342**, 53–55.

JONES, P.D., JONSSON, T., WHELLER, D., 1997: Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *Int. J. Climatol.* **17**, 1433–1450.

JONES, P.D., OSBORN, T.J., BRIFFA, K.R., 2003: Pressure-based measures of the North Atlantic Oscillation (NAO): A comparison and an assessment of changes in the strength of the N AO and in its influence on surface climate parameters In: The North Atlantic Oscillation. Climatic Significance and Environmental Impact (Eds. Hurrell ,W . J., Kushnir, Y., Ottersen, G., and M., Visbeck). *Geophysical Monograph* **134**, 51-62.

JONES, P. D., MANN, M. E., 2004: Climate over past millennia. *Rev. Geophys.* **42**, RG2002, doi: 10.1029/2003RG000143.

JUNG, T., HILMER, M., 2001: The link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export through Fram Strait. *Journal of Climate* **14**, 3932-3943.

JUNG, T., HILMER, M., R UPRECHT, E., KLEPPEK, S ., GULEV, S.K., ZOLINA, O., 2003: Characteristics of the recent eastward shift of interannual N AO variability. *Journal of Climate* **15**, 3371-3382.

KAPALA, A., MÄCHEL, H., 2001: Ein möglicher Einflussmechanismus auf die interannuelle Variabilität Nordatlantik Oszillation im Winter. In: *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik* **27** (Publ. Nr. 339; DACH 2001).

KEENLYSIDE, N., LATIF, M., JUNGCLAUS, J., KORNBLUEH, L., R OECKNER, E., 2008: Advancing Decadal-Scale Climate Prediction in the North Atlantic Sector. *Nature* **453**, 84-88.

KELLY, P.M., JONES, P.D., JIA, P.Q., 1996: The spatial response of the climate system to explosive volcanic eruptions, *Int. J. Climatol.* **16** (5), 537-550.

KETTLEWELL, P .S., SO THERN, R., B AND, K OUKKARI, W.L., 1999: UK wheat quality and economic value are dependent on the North Atlantic Oscillation. *Journal of Cereal Science* **29**, 205-209.

KETTLEWELL, P .S., STEPHENSON , D .B., ATKINSON, DAND, M., HOLLINS, P.D., 2003: Summer rainfall and wheat grain quality: relationships with the North Atlantic Oscillation. *Weather* **58,** 155-163.

KIEHL, J.T., GENT, P.R., 2004: The Community Climate System Model, version 2. J. *Climate* **17**, 3666 – 3682.

KINDEM, I.T ., CHRISTIANSEN , B ., 2001: Tropospheric response to stratospheric ozone loss . *Geophys. Res . Lett.* **28**, 1547–1550.

KING, M.P., KUCHARSKI, F., 2006: Observed low-frequency covariabilities between the tropical oceans and the North Atlantic Oscillation in the twentieth century. *Journal of Climate* **19**, 1032-1041.

KIRCHNER, I., STENCHIKOV, G.L., GRAF, H.F., ROBOCK, A., ANTUNA, J.C., 1999: Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption, *J Geophys. Res.* **104** (D16), 19039-19055.

KITOH, A., KOIDE, H., KODERA, K., YUKIMOTO, S., NODA, A., 1996: Interannual variability in the stratospheric-tropospheric circulation in a coupled ocean-atmosphere GCM. *Geophys. Res. Lett.* **23**, 543-546.

KLEIN, P., 1915: Meteorologia ogolna. Skad Glowny w Ksiegarni Gebethnera I Wolffa, translated by R. Merecki, Warszawa, 437 + 7 Seiten.

KOCH, G., WERNLI, H., SCHWIERZ, C., STAEHELIN, J., PETER, T., 2005: A composite study on the structure and formation of ozone miniholes and minihighs over central Europe , *Geophys. Res. Lett.* **32**, No. 12, L12810 10.1029/2004GL022062

KODERA, K., 1994: Influence of volcanic eruptions on the troposphere through stratospheric dynamical processes in the northern hemisphere winter. *J. Geophys. Res.* **99**, 1273-1282.

KODERA, K., 2002: Solar cycle modulation of the North Atlantic Oscillation: Implication in the spatial structure of the N AO. *Geophys. Res. Lett.* **29**, 1218, doi:10.1029/2001GL014557.

KODERA, K., CHIBA, M., KOIDE, H., KITOH, A., NIKAIDOU, Y., 1996: Interannual variability of the winter stratosphere and troposphere in the Northern Hemisphere . *J. Meteor. Soc. Japan* **74**, 365 – 382.

KODERA, K., KOIDE, H., YOSHIMURA, H., 1999. Northern Hemisphere winter circulation associated with the North Atlantic Oscillation and stratospheric polar -night jet. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 443-446.

KODERA, K., KURODA, Y., 2002: Dynamical response to the solar c ycle. *J. Geophys . Res .* **107** (D24), 4749, doi:10.1029/2002JD002224.

KODERA, K., KURODA, Y., 2004: Two teleconnection patterns involved in the North Atlantic/Arctic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.* **31**, L20201, doi:10.1029/2004GL020933.

KRAHMANN, G., VISBECK, M., 2003: Arctic Ocean sea ice response to Northern Annular Mode-like wind forcing. *Geophys. Res. Lett.* **30** (15), 1793, doi:10.1029/2003GL017354

KRAHMANN, G., VISBECK, M., REVERDIN, G., 2001: Formation and propagation of temperature anomalies along the North Atlantic Current. *Journal of Physical Oceanography* **31**, 1287-1303.

KUCHARSKI, F., MOLTENI, F., 2003: On linearities in a forced North Atlantic Oscillation. *Climate Dynamics* **21**, 677-687.

KUCHARSKI, F., MOLTENI, F., BRACCO, A., 2006: Decadal interactions between the western tropical Pacific and the North Atlantic Oscillation. *Climate Dynamics* **26**, 79-91.

KURODA, Y., KODERA, K., 2005: Solar cycle modulation of the Southern Annular Mode. *Geophys. Res . Lett.* **32**, L13802, doi:10.1029/2005GL022516.

KUSHNIR, Y., 1994. Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions . *Journal of Climate* **7**, 141-157.

KUSHNIR, Y., ROBINSON, W.A., BLADE, I., HALL, N. M., PENG, S., SUTTON, R., 2002: Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: Synthesis and Evaluation. *J. Clim.* **15**, 2233 - 2256.

KUSHNIR, Y., WALLACE, J.M., 1989: Low-frequency variability in the Northern Hemisphere winter. *J. Atmos. Sci.* **46** 3122 – 3142.

KÜTTEL,, M., XOPLAKI, E., GALLEGO, D., LUTERBACHER, J., GARCIA-HERRERA, R., ALLAN, R., B ARRIENDOS, M., JONES, P.D., WHEELER, D., WANNER, H., 2008: The importance of ship log data: reconstructing North Atlantic, European and Mediterranean sea level pressure fields back to 1750. *Clim. Dynam.* in Begutachtung

KUTZBACH, J.E., 1970: Large-Scale Features of Monthly Mean Northern Hemisphere Anomaly Maps of Sea-Level Pressure . *Mon. Wea. Rev.* **98**, 708-716.

KWOK, R., ROTHROCK, D.A., 1999: Variability of Fram Strait ice flux and the North Atlantic Oscillation. *Journal of Geophysical Research* **104**, 5177-5189.

LABITZKE, K., 1965: On the mutual relation between stratosphere and troposphere during periods of stratospheric warmings in winter. *J. Appl. Meteor.* **4**, 91-99.

LAMB, P.J., PEPPLER, R.A., 1987: North Atlantic Oscillation: Concept and application. Bull. *Amer. Meteor. Soc.* **68,** 1217-1225.

LANGEMATZ, U., CLAUSSNITZER, A., MATTHES, K., KUNZE, M., 2005: the climate during the maunder minimum: a simulation with the F reie Universität Berlin climate middle atmosphere 34 model (FUB-CMAM). *J. Atmos . Sol. Terr. Phys.* **67,** 55–69.

LATIF, M., 2001: Tropical Pacific/Atlantic Interactions at multidecadal timescales. *Geophy. Res. Let.* **28**, 539-542.

LATIF, M., 2006: Das El Nino/Southern Oscillation Phänomen. *Promet* **32**, 123-129.

LATIF, M., COLLIN, M., POHLMANN, H., KEENLYSIDE, N., 2006: A review of predictability studies of Atlantic sector climate on decadal time scales. *J. Clim.* **19**, 5971-5987.

LEAN, J.L., WANK, Y.M., SHEELEY JR., N.R., 2002: The effect of increasing solar activity on the Sun's total and open magnetic flux during multiple c ycles: Implications for solar forcing of climate. *Geophys. Res. Lett,* **29,** L2224, doi:10.1029/2002GL015880.

LECKEBUSCH, G.C., ULBRICH, U., 2004: On the relationship between cyclones and extreme windstorm events over Europe under climate change . *Global and Planetary Change* **44**, 181–193.

LECKEBUSCH, G.C., ULBRICH, U., FRÖHLICH, L., PINTO, J. G., 2007: Property loss potentials for European midlatitude storms in a changing climate . *Geophys. Res . Lett.* **34**, L05703, doi:10.1029/2006GL027663.

LEGUTKE, S ., VOSS, 1999: The Hamburg atmosphere-ocean coupled circulation model ECHO-G . *Technical report* No. **18**, German Climate Computer Centre (DKRZ), Hamburg, Germany, 62 pp.

LOEWE, F., 1937: A period of warm winters in Western Greenland and the temperature see-saw between Western Greenland and Central Europe. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* **63**, 365-371.

LORENZ, E., 1963: Deterministic non-periodic flow . *J. Atm. Sc.*, **20,** 130-141.

LORENZ, E.N ., 1951: Seasonal and irregular variations of the Northern Hemisphere sea-level pressure profile . *J. Meteorol.* **8**, 52-59.

LORENZ, E.N., 1967: The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere. World Meteorological Organization (WMO), Geneva.

LUO, D., GONG, T., 2006: A possible mechanism for the eastward shift of the interannual NAO action centers in last three decades. *Geophys. Res. Lett.* **33**, DOI:10.1029/2006GL027860.

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

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

LUTERBACHER, J., DIETRICH, D., XOPLAKI, E., GROSJEAN, M., und WANNER, 2004: European seasonal and annual temperature variability, trends and extremes since 1500. *Science* **303**, 1499-1503.

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

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

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

MAAK, K., VON STORCH, H., 1997: Statistical downscaling of monthly mean air-temperature to the beginning of owering of Galanthus nivalis L. in Northern Germany, I*ntern. J. Biometeorology* **45**, 5-12.

MÄCHEL, H., KAPALA, A., FLOHN, H., 1998: Behaviour of the centres of action above the Atlantic since 1881. Part I: Characteristics of seasonal and interannual variability, *Int. J. Climatol* **18**, 1-22.

MAGNUSDOTTIR, G., DESER, C., SARAVANAN, R., 2004: The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part I: Main features and storm track characteristics of the response. *Journal of Climate* **17**, 857-876.

MANGANELLO, J.V., 2007: The influence of sea surface temperature anomalies on low frequenc y variability of the North Atlantic Oscillation. *Climate Dynamics* **30**, 621-641.

MAO, J., ROBOCK, A., 1998: Surface air temperature simulations y AMIP general circulation models: Volcanic and ENSO signals and systematic errors. J. Climate. 11, 1538-1552.

MARSHALL, J., JOHNSON, H., GOODMAN, J., 2001a: A Study of the Interaction of the North Atlantic Oscillation with Ocean Circulation. *Journal of Climate* **14**, 1399-1421.

MARSHALL, J., Co-authors, 2001b: North Atlantic climate variability: Phenomena, impacts and mechanisms. *Int. J. Climatol.* **21,** 1863–1898.

MASS, C.F., PORTMAN, D.A., 1989: Major volcanic eruptions and climate: A critical evaluation. *J. Climate* **2**, 566–593.

MATSUNO, T., 1971: A Dynamical model of the stratospheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.* **28**, 1479–1494.

MATTHES, K., KURODA, Y., KODERA, K., LANGEMATZ, U., 2006: Transfer of the Solar Signal from the Stratosphere to the Troposphere: Northern Winter. *J. Geophys. Res.* **111**, D06108, doi:10.1029/2005JD006283.

MCHUGH, M.J., ROGERS, J.C., 2005: Multi-model representation of the North Atlantic Oscillation in the 20th and 21st centuries. *Geophys. Res. Lett.* **32**, DOI10.1029/2005GL023679.

MEEHL, G.A., T.F. STOCKER, W.D. COLLINS, P. FRIEDLINGSTEIN, A.T. GAYE, J.M. GREGORY, A. KITOH, R. KNUTTI, J.M. MURPHY, A. NODA, S.C.B. RAPER, I.G. WATTERSON, A.J. WEAVER and Z.-C. ZHAO, 2007: Global Climate Projections. In: *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 and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA*.

MEEHL, G.A., VAN LOON, H., 1979: The seesaw in winter temperatures between Greenland and Northern Europe. Part III: Teleconnections with lower latitudes. *Mon. Wea. Rev.* **107**, 1095–1106.

MEINARDUS, W., 1898: Der Zusammenhang des Winterklimas in Mittel- und Nordwest-Europa mit dem Golfstrom. *Z. d. Ges. f. Erdkunde in Berlin* **23**, 183-200.

MENZEL, A., SPARKS, T.H., ESTRELLA, N., ECKARDT, S., 2005: "SSW-NNE" North Atlantic Oscillation affects progress of seasons across Europe, *Global Change Biology* **11**, 909-918.

MERECKI, R., 1914: Klimatologia Ziem Polskich. – Drukarnia Litografia Jana Cotty, *Kapucynska* **7**, Warszawa, 313 Seiten.

MEHTA, V.M., SUAREZ, M.J., MANGANELLO, J.V., DELWORTH, T.L., 2000: Oceanic influence on the North Atlantic Oscillation and associated Northern Hemispheric climate variations: 1959-1993. *Geophysical Research Letters* **27**, 121-124.

MILLER, R.L., SCHMIDT, G.A., SHINDELL, D.T., 2006: Forced annular variations in the 20th century Intergovernmental Panel of Climate Change Fourth Assessment Report models. *J. Geophys. Res.***111**, D18101, doi:10.1029/2005JD006323.

MIN, S.K., LEGUTKE, S., HENSE, A., KWON, W.T., 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* **57A**, 622-640.

MITCHELL, T.D., JONES, 2005: An improved method of constructing a data base of monthly climate observations and associated high resolution grids, *International Journal of Climatology* **25**, 693-712.

MÜLLER, W., BLENDER, R., FRAEDRICH, K., 2002: Low frequency variability in idealised GCM experiments with circumpolar and localised storm tracks. *Nonlinear Processes in Geophysics* **9**, 37-49.

MÜLLER, W.A., APPENZELLER, C., SCHÄR, C., 2005: Probabilistic seasonal prediction of the winter North Atlantic Oscillation and its impact on near surface temperature. *Clim. Dyn.* **24**, 213-226.

MÜLLER, W.A., ROECKNER, E., 2006: ENSO impact on midlatitude circulation patterns in future climate change projections *Geophys. Res. Let.* **33**, L05711, doi:10.1029/2005GL025032.

NAMIAS, J., 1950: The index cycle and its role in the general circulation. *J. Meteorol.* **7**, 130-139.

NAMIAS, J., BORN, R. M., 1970. Temporal coherence in North Pacific sea-surface temperature patterns . *J. Geophys. Res.* **75**, 5952-5955.

NEW, M., HULME, M., JONES, Ph., 2000: Representing Twentieth-Century Space-Time Climate Variability. Part II: Development of 1901-96 Monthly Grids of Terrestrial Surface Climate. *Journal of Climate* **13**, 2217-2238.

NEWHALL, CH. G., SELF, S., 1982: The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive 6 magnitude for historical volcanism. *J. Geophys. Res.* **87** NO C2, 1231-1238.

NORTON, W.A., 2003: Sensitivity of northern hemisphere surface climate to simulation of the stratospheric polar vortex. *Geophys. Res. Lett.* **30**, 1627.

NOWOSAD, M., 2006: More examples of early 20th-century descriptions of teleconnection. *Meteorol. Zeitschrift* **15**, 327-330.

OGI, M., YAMAZAKI, K., TACHIBANA, Y., 2004: The summertime annular mode in the Northern Hemisphere and its linkage to the winter mode . *J. Geophys. Res.* **109**, D20114, doi: 10.1029/2004JD004514.

OSBORN, T.J., 2004: Simulating the winter North Atlantic Oscillation: the roles of internal variability and greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics* **22**, 605-623.

OTTERSEN, G., PLANQUE, B., BELGRANO, A., POST, E., REID, P.C., STENSETH, N.C., 2001: Ecological effects of the North Atlantic Oscillation, *Oecologia* **128**, 1-14.

PAETH, H., RAUTHE, M., MIN, S.K., 2008: Multi-model Bayesian assessment of climate change in the northern annular mode. *Global and Planetary Change* **60**, 193-206.

PAETH, H., HENSE, A., GLOWIENKA-HENSE, R., VOSS, R., CUBASCH, U., 1999: The North Atlantic Oscillation as an indicator for greenhousegas induced climate change . *Climate Dynamics* **15**, 953-960.

PALMER, T. N., 1999: A nonlinear perspective on climate prediction. *J. Clim.* **12**, 575-591.

PALMER, T., CO-AUTHORS. 2004: Development of a European multi-model ensemble system for seasonal-to-interannual prediction (DEMETER). Bull. *Am. Meteorol. Soc.* **85**, 853–872.

PENG, S., ROBINSON, W.A., LI, S., 2003: Mechanisms for the NAO Responses to the North Atlantic SST Tripole. *Journal of Climate* **16**, 1987-2004.

PERLWITZ, J., GRAF, H.-F., 1995: The statistical connection between tropospheric and stratospheric circulation of the Northern hemisphere in winter. *J. Climate* **8**, 2281-2295.

PETTERSSON, O., 1896: Über die Beziehungen zwischen hydrographischen und meteorologischen Phänomenen., *Meteorol. Z.* **13**, 285-321.

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

PINTO, J.G., ULBRICH, U., LECKEBUSCH, G.C., SPANGEHL, T., REYERS, M., ZACHARIAS, S., 2007: Changes in storm track and cyclone activity in three SRES ensemble experiments with the ECHAM5/MPI-OM1 GCM. *Climate Dynamics* **29**, 195-210.

PINTO, J.G., ZACHARIAS, S., FINK, A.H., LECKEBUSCH, G.C., ULBRICH, U., 2008: Factors contributing to the development of extreme North Atlantic cyclones and their relationship with the NAO. Climate Dynamics, in press, doi: 10.1007/s00382-008-0396-4.

POHLMANN, H., SIENZ, F., LATIF, M., 2006: Influence of the multidecadal Atlantic meridional overturning circulation variability on European climate. *J. Clim.* **19**, 6062-6067.

POLVANI, L.M., KUSHNER, P.J., 2002: Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model. *Geophys. Res. Lett.* **29**, doi:10.1029/2001GL014284.

PORTIS, D.H., WALSH, J.E., EL HAMLY, M., LAMB, P.J., 2001: Seasonality of the North Atlantic Oscillation. J. Climate 14, 2069–2078.

QIAN, B.D., SAUNDERS, M.A., 2003: Summer UKtemperature and its link stop receding Eurasian snow cover , Northatlantic SSTs and the NAO. *J.Clim.* **16**, 4108-4120.

QUIROZ, R.S., 1977: The tropospheric-stratospheric polar vortex breakdown of January 1977. *Geophys. Res. Lett.* **4**, 151-154.

QUIROZ, R.S., 1980: Variations in zonal mean and planetary wave properties of the stratosphere and links with the troposphere. *Pageoph.* **118**, 416-427.

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

RAIBLE, C.C., STOCKER, T.F., YOSHIMORI, M., RENOLD, M., BEYERLE, U., CASTY, C., LUTERBACHER, J., 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., LUKSCH, U., FRAEDRICH, K., VOSS, R., 2001: North Atlantic decadal regimes in a coupled GCM simulation. *Clim. Dyn.* **18**, 321-330.

RAIBLE, C.C., YOSHIMORI, M., STOCKER, T.F., CASTY, C., 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.

RAMACHANDRAN, S., RAMASWAMY, V., STENCHIKOV, G.L., ROBOCK, A., 2000: Radiative impact of the Pinatubo volcanic eruption: Lower stratospheric response , *J. Geophys. Res.* **105**, 24409- 24429.

RAUTHE, M., PAETH, H., 2004: Relative importance of northern hemisphere circulation modes in predicting regional climate change. *J. Climate* **17**, 4180-4189.

RAUTHE, M., HENSE, A., PAETH, H., 2004: A model intercomparison study of climate change signals in extratropical circulation. Int. *J. Climatology* **24**, 643-662.

RAYNER, N.A., PARKER, D.E., HORTON, E.B., FOLLAND, C.K., ALEXANDER, L.V., ROWELL, D.P., KENT, E.C., KAPLAN, A., 2003: Global analyses of sea-surface temperature , sea-ice , and night-marine air -temperature since the late nineteenth century *J.Geophys.Res.* Vol., **108**, No.D14,4407DOI10.1029/2002JD002670.

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

ROBOCK, A., MAO, J., 1992: Winter warming from large volcanic eruption. *Geophys. Res. Lett.* **19**, 2405-2408.

ROBOCK. A., 2000: Volcanic eruptions and climate , *Rev. Geophys.* **38**, 191-218.

RODRIGO, F.S., et al., 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.

RODWELL, M.J., FOLLAND, C.K., 2002: Atlantic air-sea interaction and seasonal predictability. *Quart. Jour. R. Met. Soc.* **128**, 1413-1443.

RODWELL, M.J ., R OWELL, D .P., FOLLAND , C .K., 1999: Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature* **398**, 320-323

ROECKNER, E., BROKOPF, R., ESCH, M., GIORGETTA, M., HAGEMANN, S ., K ORNBLUEH, L., MANZINI, E., SCHLESE, U., SCHUZWAIDA, U., 2006: Sensitivity of simulated climate to horizontal and vertical resolution in the ECHAM5 atmosphere model. *J. Climate* **19**, 3771-3791.

ROGERS, J.C., VAN LOON, H., 1979: The sea-saw in winter temperature between Greenland and Northern Europe . Part II: Some oceanic and atmospheric effects in-middle and high latitudes. *Mon. Wea. Rev.* **107**, 509-519.

ROGERS, J.C., 1984: The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.* **112**, 1999-2015.

ROSSBY, C.-G., MITARBEITER, 1939: Relations between variations in the intensity of the zonal circulation of the atmosphere and the displacements of the semi-permanent centers of action. *J. Mar. Res.* **3**, 38-55.

ROSSBY, C.G., WILLETT, H.C., 1948: The circulation of the upper troposphere and lower stratosphere. *Science* **108**, 643-652.

SANTER, B ., GRAF , H.F ., 2006: Climate impacts of volcanic eruptions in the IPCC AR4 climate models . *J. Geophys. Res.* **111**, D07107, doi:10.1029/2005JD006286.

SANTOS, J.A., CORTE-REAL, J., ULBRICH, U., PALUTIKOF, J., 2007: European winter precipitation extremes and large-scale circulation: A coupled model and its scenarios . *Theoretical and Applied Climatology* **87**, 85-102.

SCAIFE, A.A., FOLLAND , C .K., ALEXANDER, L.V ., MOBERG, A., KNIGHT , J .R., 2008: European Climate Extremes and the North Atlantic Oscillation. *J. Climate* **21**, 72-83.

SCAIFE, A.A., KNIGHT, J.R., VALLIS, G.K., FOLLAND, C.K., 2005: A stratospheric influence on the winter N AO and North Atlantic surface climate . *Geophys. Res . Let.* **32**, L18715, DOI:10.1029/2005GL023226.

SCHNADT, C ., D AMERIS, M., PON ATER, M., HEIN , R., GREWE, V., STEIL, B., 2002: Interaction of atmospheric chemistry and climate and its impact on stratospheric ozone. *Climate Dynamics* **18**, 501-517.

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

SCHNEIDEREIT, A., BLENDER, R., FRAEDRICH, K., LUNKEIT, F ., 2007: Iceland climate and North Atlantic c yclones in ERA40 reanalyses. *Meteorol. Zeitschrift* **16,** 17-23.

SCHWIERZ, C ., APPENZELLER, CH., D AVIES, H.C ., LINIGER, M.A., MÜLLER, W.A., STOCKER, T.F., YOSHIMORI, M., 2006: Challenges posed and approaches to the study of seasonal-to-decadal climate variability. *Clim. Change* **79**, 31-63.

SHINDELL, D.T., RIND, D., BALACHANDRAN, N.K., LEAN, J., LONERGAN, P., 1999: Solar variability , ozone and climate . *Science* **284**, 305-308.

SHINDELL, D .T., SCHMIDT , G .A., MILLER, L., RIND , D ., 2001: Northern Hemisphere winter climate response to greenhouse gas , ozone , solar , and volcanic forcing . *J. Geophys. Res.* **106**, 7193-7210.

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

SIENZ, F., BORDI, I., FRAEDRICH, K., SCHNEIDEREIT, A., 2007: Extreme dry and wet events in Iceland: observations, simulations and scenarios. *Meteorol. Zeitschrift* 16, 9-16.

SONG, H., ZHANG , M., 2007: Changes in the boreal winter Hadley Circulation in the NCEP-NC AR and ECMWF Reanalyses: A comparative study. *J. Climate* **20**, 5191-5200.

SOURIAU, A., und YIOU, P ., 2001: Grape harvest dates for checking N AO paleoreconstructions . *Geophys. Res . Lett.* **28**, 3895-3898.

STEINBRECHT, W., CLA UDE, H., KÖHLER, U ., HOINKA, K.P., 1998: Correlations between tropopause height and total ozone: implications for long-term changes. *J. Geophys. Res.* **103**, 19183– 19192.

STENCHIKOV, G ., HAMIL TON, K., ST OUFFER, R.J ., ROBOCK, A., RAMASWAMY, V., SUTT ON, R., HODSON, D., 2003: Influence of the ocean on North Atlantic climate variability 1871-1999. *J.Clim.* **16**, 3296-3313.

STENCHIKOV, G ., HAMIL TON, K., ST OUFFER, R.J ., ROBOCK, A., RAMASWAMY, V., SANTER, B., GRAF, H.-F., 2006: Climate impacts of volcanic eruptions in the IPCC AR4 climate 40 models . *J. Geophys . Res .* **111**, D07107, doi: 10.1029/2005JD006286.

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

STEPHENSON, D ., WANNER, H., BRÖNNIMANN , S ., LUTERBACHER, J., 2003: The history of scientific research on the North Atlantic Oscillation. - In Hurrell J., Y. Kushnir, G. Ottersen, M. Visbeck (Eds.), The North Atlantic Oscillation. Climatic Significance and Environmental Impact. *Geophysical Monograph Series* **134**, 37-50.

STEPHENSON, D.B., PAVAN, V., 2003. The North Atlantic Oscillation in coupled climate models: a CMIP1 evaluation. *Climate Dynamics* **20**, 381-399

STEPHENSON, D.B., PAVAN, V., COLLINS, M., JUNGE, M.M., QUADRELLI, R., 2006: North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European climate: a CMIP2 multi-model assessment. *Climate Dynamics* **27**, 401-420.

STERL, A., VAN OLDENBORGH, G. J., HAZELEGER, W., BURGERS, G., 2007. On the robustness of ENSO teleconnections. *Clim. Dyn,* **29**, 469-485.

SUTTON, R. , HODSON , D . 2003: Influence of the ocean on North Atlantic climate variability 1871-1999. *J.Clim.* **16,** 3296-3313.

SUTTON, R.T., NORTON, W.A., JEWSON, S.P., 2001. The North Atlantic Oscillation - What Role for the Ocean? *Atmospheric Science Letters,* doi:10.1006/asle.2000.0018.

TEISSERENC DE BORT, L.P., 1883: Etude sur l'hiver de 1879-80 et recherches sur l'influence de la position des grands centres d'action de l'atmosphère dans les hivers anormaux. *Ann. de la Soc. Météor. de France* **31**, 70-79.

TETT, S .F.B., BETTS , R., CR OWLEY, T.J., GREGOR Y, J ., JOHNS, T.C., JONES , A., OSBORN , T.J., ÖSTRÖM, E., ROBERTS, D.L., WOODAGE, M.J., 2007: The impact of natural and anthropogenic forcings on climate and hydrology since 1550. *Clim.Dyn.* **28**, 3-34.

THOMPSON, D.W.J., B ALDWIN, M.P., WALLACE, J.M., 2002: Stratospheric connection to northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction. *J. Clim.* **15**, 1421-1428.

THOMPSON, D.W.J., LEE, S., B ALDWIN, M.P., 2003: Atmospheric Processes Governing the Northern Hemisphere Annular Mode/North Atlantic Oscillation. in "The North Atlantic Oscillation" edited by J. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen and M. Visbeck, *American Geophysical Union monograph* **134**, American Geophysical Union, Washington,

THOMPSON, D.W. J., SOLOMON, S., 2002: Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. *Science* **296**, 895– 899.

THOMPSON, D.W.J., WALLACE, J.M., 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate* **13**, 1000-1016.

THOMPSON, D.W.J., WALLACE, J.M., 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophs. Res. Lett.* **25**, 1297-1300.

THORNCROFT, C. D., HOSKINS, B.J., MCINTYRE, M.E., 1993: Two paradigms of baroclinic wave life-c ycle behavior. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **119**, 17-55.

TIMMERMANN, A., LA TIF, M., VOSS, R., GR OTZNER, A., 1998: Northern Hemispheric Interdecadal Variability: a coupled air-sea mode. *Journal of Climate* **11**, 1906-1931.

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

TRENBERTH, K.E., P AOLINO, D .A., 1980: The Northern Hemisphere sea level pressure data set: Trends, errors and discontinuities. *Mon. Wea. Rev.* **108**, 855-872.

ULBRICH, U., CHRISTOPH, M., 1999: A shift of the N AO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics* **15**, 551-559.

ULBRICH, U ., PINT O, J .G., KUPFER, H., LECKEB USCH, G.C., SPANGHEL, T., REYERS, M., 2008: Changing Northern Hemisphere Storm Tracks in an Ensemble of IPCC Climate Change Simulations. *J. Climate* **21**, 1669–1679.

VÄHÄTALO, A.V., RAINIO , K., LEHIK OINEN, A., LEHIKOINEN, E., (2004): Spring arrival of birds depends on the North Atlantic Oscillation, *J. of Avian Biology* **35**, 210-216.

VAN LOON, H., ROGERS, J.C., 1978: The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe . Part I: General descriptions. *Mon. Wea. Rev.* **106**, 296-310.

VINJE, T., NORDLUND, N., KVAMBEK, A., 1998: Monitoring ice thickness in F ram Strait. *Journal of Geophysical Researc h* **1003**, 10437-10449.

VINTHER, B .M., ANDERSEN, K.K., HANSEN , A.W., SCHMITH, T., JONES , P .D., 2003: Improving the Gibraltar/Reyjavik NAO Index. *Geophys. Res. Lett.* **30**, 2222.

VINTHER, B.M., ANDERSEN, K.K., JONES, P.D., BRIFFA, K. R., C APPELEN, J ., 2006: Extending Greenland temperature records into the late eighteenth century . *J. Geophys. Res.* **111**, D11105, doi:10.1029/2005JD006810.

VISBECK, M., 2002: The Ocean's Role in Atlantic Climate Variability. *Science* **297**, 2223-2224.

VISBECK, M., CHASSIGNET , E.P ., CURR Y, R.G ., DELWORTH, T.L., DICKSON, R.R., KRAHMANN, G., 2003: The Ocean´s Response to North Atlantic Oscillation Variability.in The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact. *Geophysical Monograph* **134**, AGU.

VISBECK, M., CULLEN, H., KRAHMANN, G., NAIK, N., 1998: An ocean model's response to North Atlantic Oscillation like wind forcing. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 4521-4524.

VOLODIN, E.M., GALIN , V.Y., 1999: Interpretation of winter warming on Northern Hemisphere continents in 1977–94. *J. Climate* **12**, 2947–2955.

WALKER, G .T., 1909: Correlation in seasonal variation of climate. Mem. *Ind. Met. Dept.* **20**, 122.

WALKER, G.T., 1923: Correlation in seasonal variation of weather, VIII, a preliminary study of world weather . Mem. *Ind. Met. Dept.* **24**, 75-131.

WALKER, G.T., 1924: Correlation in seasonal variation of weather, IX. Mem. *Ind. Met. Dept.* **25**, 275-332.

WALKER, G.T., BLISS, E.W., 1932: World Weather V. Mem. Roy. Met. Soc. 4, 53-84.

WALLACE, J.M., and GUTZLER, D. S., 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.* **109**, 784-812.

WALLACE, J.M., 2000: North Atlantic Oscillation/annular mode: Two paradigms - one phenomenon. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* **126**, 791-805.

WALSH, J.E., JOHNSON, C.M., 1979: An analysis of Arctic sea ice fluctuations, 1953-77. *Journal of Physical Oceanography* **9**, 580-591.

WALTER, K., GRAF, H.F., 2006: Life cycles of the North Atlantic Teleconnections under strong and weak polar vortex conditions. *Q.J.R. Meteorol Soc.* **132**, 467-483.

WANG, X.L.L., ZWIERS , F.W., SW AIL, V.R., 2004: North Atlantic wave climate change Scenarios for the twenty-first century. J. Climate 17, 2368-2383.

WANNER, H., 2001: Extending N AO reconstructions back to 1500. *Atmos. Sci.* **2,** 114-124.

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

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

WATANABE, M., KIMOTO, M., 2000: Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback. *Quart. Jour. R. Met. Soc.* **126**, 3343-3369.

WEYHENMEYER, G .A., BLENCKNER, T., PETTERSSON K., 1999: Changes of the plankton springout burst related to the North Atlantic Oscillation, *Limnol.Oceanogr.* **44**, 1788-1792.

WEYHENMEYER, G ., ADRIAN, A.R., GAEDKE, U ., LIVINGSTONE, D.M., MABERLY, S.C., 2002: Response of phytoplankton in European lakes to a change in the North Atlantic Oscillation, *Verh. Internat. Verein.Limnol.* **28**, 1436-1439.

WHITE, J.W.C., GOR ODETZKY, D., COOK, E.R., B ARLOW, L.K., 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.* 193–213.

WILKS, D . S ., 2004: Statistical methods in the atmospheric sciences. Academic Press, *International Geophysics Series* , Vol 91, pp627.

WOODRUFF, S .D., SLUTZ, R.J ., JENNE, R.L., STEURER, P.M., 1987: A comprehensive oceanatmosphere datas et. Bull. *Amer. Meteor. Soc.* **68**, 1239-1250.

WOOLLINGS, T.J., HOSKINS , B .J., BLA CKBURN, M., und BERRISFORD, P., 2008: A new Rossby wave-breaking interpretation of the North Atlantic Oscillation. *J. Atmos.Sci.* **65,** 536-553.

WORLD METEORLOGIC AL ORGANISA TION (WMO), 2003: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002, *Global Ozone Research and Monitoring Project, Report* No. **47**, Geneva.

WORLD METEOR OLOGICAL ORGANISA TION (WMO), 2007: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006, *Global Ozone Research and Monitoring Project, Repor*t No., **50**, Geneva.

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

XOPLAKI, E., LUTERB ACHER, J., P AETH, H., DIETRICH, D., STEINER N ., GR OSJEAN, M., und WANNER, H., 2005: European spring and autumn temperature variability and change of extremes over the last half millennium, *Geophys. Res. Lett.* **32**, L15713.

ZORITA, E., VON ST ORCH, H., GONZALES-R OUCO, F ., CUBASCH, U., LUTERBACHER, J., LEGUTKE, S., FISCHER-BRUNS I., SCHLESE, U., 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* **13**, 271-289.

Corrigenda

Im Heft 3/4, Jahrgang 33, 2007 (Biometeorologie des Menschen), wurde auf Seite 161 f. der Vorname von Prof. Dr. E. Raschke falsch geschrieben. Er heißt richtig: Prof. Dr. Ehrhard Raschke.

Im gleichen Heft wurden auf S. 159 falsche Abbildungslegenden gedruckt. Die Abb. 5 zeigt einen Arbeitsraum der Abteilung Hydrologie, die Abb. 8 wiederum das Wettervorhersagezentrum des polnischen Wetterdienstes.

Wir bitten die Fehler zu entschuldigen.

pro*met*, Jahrg. **34**, Nr. 3/4, 153-159 (Dezember 2008)
© Deutscher Wetterdienst 2008

Blick nach draußen

Das „Danmarks Meteorologiske Institut“ (DMI) – der staatliche Wetterdienst in Dänemark

Das „Danmarks Meteorologiske Institut“ (DMI) ist als Wetterdienst nicht nur für Dänemark sondern auch für die Färöer-Inseln und Grönland zuständig. Im DMI vereinen sich die Kenntnisse und Erfahrungen des ehemaligen Meteorologischen Instituts, des Meteorologischen Diensts für Zivile Luftfahrt und des Meteorologischen Dienstes für Verteidigung. Das Meteorologische Institut war im Jahre 1872 im Geschäftsbereich des Ministeriums für Marineangelegenheiten gegründet worden. Der Meteorologische Dienst für Zivile Luftfahrt wurde 1926 eingerichtet und war Teil der Zivilen Luftfahrtverwaltung, während die Gründung des Meteorologischen Dienstes für Verteidigung im Jahre 1953 erfolgte. Das DMI besteht in seiner heutigen Form seit 1990 nach Fusion der drei vorgenannten Institutionen. Das DMI untersteht dem Ministerium für Transport und Energie und verfügt über etwa 370 Mitarbeiter. Darüber hinaus wird das DMI weiterhin durch etwa 450 freiwillige Wetter- und Klimabeobachter unterstützt.

1 Geschichtlicher Hintergrund

Den ältesten historischen Nachweis über ein Wetterereignis in der Geschichte der Dänen findet sich in einer alten, in Latein niedergelegten angelsächsischen Chronik. Sie beschreibt einen heftigen, landwärts gerichteten Sturm, in dessen Folge eine Wikingerflotte in der Swanage-Bucht westlich der Isle of Wight auf Grund lief und unterging. Dies ereignete sich im Jahre 877 v. Chr. gegen Ende des Winters. Die Schiffe waren mit Nachschub für ein dänisches Kriegslager in Exeter (unweit des heutigen Standorts der Zentrale des britischen Wetterdiensts UK Met Office) beladen.

Dieser Sieg brachte König Alfred und seinen Männern unerwartete Ermutigung, eine Begebenheit, die Maler Colin Gill in einem Gemälde verewigte (Abb. 1), das heute im Palace of Westminster in London ausgestellt ist. Einige Jahrhunderte später finden Wetter- und Klimabeobachtungen Erwähnung in der Grönlandsage „Des Königs Spiegel“, die ein Vater Anfang des 13. Jahrhunderts als eine Art „Handbuch“ für seinen kleinen Sohn niedergeschrieben hatte.

Aktuelle, regelmäßige tägliche Wetterbeobachtungen wurden in Dänemark erstmals in den 1580er Jahren durch den dänischen Astronomen Tycho Brahe durchgeführt. Er und seine wenigen Mitarbeiter am astronomischen Observatorium auf der kleinen Insel Ven waren vom dänischen König Frederik II. aufgefordert worden, „praktische Methoden der Kunst des Wetters“ zu untersuchen, nachdem der König wegen Gegenwind über eine Woche darauf hatte warten müssen, von einer der dänischen Inseln zu einer anderen zu gelangen. Das erste astronomische Observatorium der Welt, das Observatorium Uraniborg auf Ven (Abb. 2), war in gewisser Hinsicht also auch das erste „meteorologische Institut“ Dänemarks.

Mit der Gründung der Königlich dänischen Gesellschaft der Wissenschaften im Jahre 1742 erfuhr die meteorologische Forschung in Dä-



Abb. 1: Colin Gill, 1925: König Alfreds Flotte besiegt die Dänen. Palace of Westminster, London.

nemark einen deutlichen Auftrieb und von 1751 bis 1819 wurden auf dem Runden Turm in Kopenhagen regelmäßige meteorologische Beobachtungen durchgeführt. Ab 1786 wurden diese Beobachtungen in der Tageszeitung veröffentlicht.

Der dänische Wissenschaftler H.C. Ørsted, der Entdecker des Elektromagnetismus im Jahre 1820, machte im gleichen Jahr noch den Vorschlag, an verschiedenen Standorten in Dänemark systematische meteorologische Beobachtungen durchzuführen. Im Jahre 1827 veranlasste ein neu eingesetztes Meteorologisches Komitee die Einrichtung eines zentralen Observatoriums in Kopenhagen, in dem derartige Beobachtungen aus den verschiedenen Landesteilen zusammengetragen wurden.

In den nachfolgenden Jahren nahm das Interesse an der Meteorologie in ganz Europa weiter zu. Der berühmte Sturm, dem während des Krimkriegs die britisch-französische Kriegsflotte in Balaklawa nahe des belagerten Sewastopols zum Opfer fiel, gab dann im Jahre 1856 den Anstoß für die Gründung des französischen Meteorologischen Instituts. Es hatte sich nämlich in verschiedenen Untersuchungen herausgestellt, dass der Sturm anhand der am Vortag in den umliegenden Regionen herrschenden Wetterlage aller Wahrscheinlichkeit nach hätte vorhergesagen lassen.

Sechzehn Jahre später, am 1. April 1872, wurde dann unter der Zuständigkeit der Admiralität Dänemarks das Dänische Meteorologische Institut gegründet. Anfangs hatte das Institut nur vier Mitarbeiter und ein Jahresbudget von 7 400 Rigsdalern.

Während der ersten Anfänge des Linienluftverkehrs Mitte der 1920er (die ersten internationalen Flüge vom Kopenhagener Flughafen gingen nach Berlin, Hamburg und Amsterdam) war die Flughafenbehörde für die Zusammenstellung der damals sehr begrenzt verfügbaren Wetterinformationen zuständig. Die einzelnen Flüge wurden zunächst nur mit den verfügbaren Wetterinformationen der spärlichen Stationen entlang der Flugroute versorgt. Nach ein oder zwei Jahren wurde das Meteorologische Institut um Bereitstellung professionellerer Dienste für den Flugbetrieb ersucht. Um die betrieblichen Anforderungen erfüllen zu können, wechselten sich zwei Meteorologen des Instituts ab und radelten mit den aktuellsten Wetterkarten unterm Arm den relativ weiten Weg vom Institut in der Stadt zum Kastruper Flughafen im Süden von Kopenhagen. Dies wurde aber nach einiger Zeit eingestellt und es wurden Maßnahmen für die Einrichtung eines Flugwetterdiensts als Teil des Flugsicherungsnetzes getroffen. Seither untersteht der Flugwetterdienst der Zivilen Luftfahrtverwaltung.



Abb. 2: Uraniborg, Tycho Brahes astronomisch-meteorologisches Observatorium (erbaut etwa 1576-1580 auf der Insel Ven).

Viele Jahre später, Mitte der 50er Jahre, entstand unter dem Verteidigungsministerium ein dritter Wetterdienst, der vorrangig die dänische Luftwaffe zu versorgen hatte. Obwohl es in Dänemark zu diesem Zeitpunkt drei eigenständige Wetterdienste gab, wurden diese nicht in völliger Trennung voneinander betrieben. Vielmehr kam es auf einigen Gebieten, z.B. bei der Personalgewinnung und -förderung und in den Bereichen der Beobachtungs- und Fernmeldenetze, zu praktischer Zusammenarbeit.

1988 startete die dänische Regierung ein umfassendes Programm zur Kosteneffizienz von Management und Dienstleistungen der öffentlichen Hand. Ähnlich wie heute war der öffentliche Dienst damals bereits wirtschaftlichen Einschränkungen unterworfen, so dass im Rahmen des Programms zur Rationalisierung und Haushaltseinsparung die Regierung beschloss, die Zusammenlegung bzw. Eingliederung der besagten Wetterdienste in die Tat umzusetzen. Ungeachtet der früheren Erkenntnisse (denen zufolge eine Zusammenlegung keine Einsparungen mit sich bringen würde) wur-

den der neuen Behörde deutliche Kosteneinsparungen auferlegt.

Die Gründung des neuen Wetterdiensts, des „Danmarks Meteorologiske Institut“ (DMI), durch Zusammenlegung des Flugwetterdiensts der Zivilen Luftfahrtverwaltung, des Meteorologischen Dienstes für Verteidigung (einschließlich des militärischen Wetterbeobachtungsdiensts) und des vorherigen Meteorologischen Instituts wurde beschlossen und im Januar 1990 umgesetzt. Drei Jahre nach der Zusammenlegung wurde der frühere Zentrale Flugwetterdienst Kopenhagen Flughafen (Kastrup) mit dem Wetterdienst für Öffentlichkeit in einem neuen DMI-Wetterberatungszentrum in der Zentrale des DMI, Lyngbyvej 100, im nördlichen Vorstadtbereich von Kopenhagen vereint (Abb. 3).



Abb. 3: Zentrale des DMI in Lyngbyvej 100, Kopenhagen.

2 Im Dienst der Gesellschaft im Königreich Dänemark

Die Gründung des Meteorologischen Instituts im Jahre 1872 erfolgte zu dem Zweck "Beobachtungen anstellen, sie der Öffentlichkeit mitzuteilen und eine wissenschaftliche Meteorologie erarbeiten". Damit sind auch die wichtigsten Aufgaben des DMI heute beschrieben, obwohl Gesellschaft, Kommunikationstechniken und der Bedarf an qualifizierter Wetterberatung inzwischen eine enorme Entwicklung erfahren haben. Das DMI verfügt in allen Bereichen von Wetter und Klima über umfassendes und international anerkanntes Know-how.

Das DMI hat die Aufgabe, die meteorologischen Bedürfnisse der Bevölkerung Dänemarks (das heißt Dänemarks, der Faröer-Inseln und Grönlands) einschließlich der Territorialgewässer und des Luftraums zu erfüllen. Hierfür ist die Überwachung von Wetter, Klima, Zustand der Atmosphäre, sowohl an Land als auch auf See erforderlich. Oberstes Ziel dieser Maßnahmen ist der Schutz von Menschenleben und Eigentum sowie die Bereitstellung von Entscheidungsgrundlagen für Wirtschafts- und Umweltplanung, insbesondere in den Bereichen der Streitkräfte, Luftfahrt, Seefahrt und des Straßenverkehrs.

Die bekanntesten Dienstleistungen des DMI sind die Wettervorhersagen für die Medien. Das Institut unterstützt aber auch Wirtschaft, Behörden und Vertreter der Öffentlichkeit bei der Entscheidungsfindung in wirtschaftlichen sowie umwelt- und sicherheitspolitischen Fragen. Eine breite Palette an Dienstleistungen kommt auch bei der Fischerei und in der Landwirtschaft oder bei Sportveranstaltungen usw. zum Einsatz.

Mit dem Einsatz von Supercomputern, Satelliten, Radar und automatischen Messanlagen stützt sich das Know-how und die Dienstleistungen des DMI im Wesentlichen auf neueste Spitzentechnologien. Fundierte Forschungs- und Entwicklungsarbeit gewährleistet einen wirtschaftlichen und rationellen Betrieb des DMI; die Qualität der Produkte entspricht den Erwartungen der heutigen Zeit.

Gemäß internationalen Vereinbarungen ist das DMI für die Wetterbeobachtungen in Dänemark, Grönland und auf den Faröer-Inseln (einschließlich der Küstengewässer und des Luftraums) zuständig. Alles in allem ist dies ein sehr großes, an manchen Stellen unzugängliches Gebiet.

Allein Grönland umfasst eine Fläche von über 2 Millionen Quadratkilometern und entsprechend der internationalen Regularien der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) obliegen die meteorologischen Aufgaben für dieses weite Gebiet dem DMI. Dementsprechend betreibt das DMI entlang der Küste Grönlands 5 Radiosondenstationen und 26 synoptische Stationen. Einige der Stationen befinden sich in bewohnten, infrastrukturell angeschlossenen Gebieten (Abb. 4). Der größte Teil der Stationen liegt jedoch in der Wildnis in sehr rauen und schwer zugänglichen Gegenden (Abb. 5 und 6). Die entlegenen Stationen, die per Batterie (im Sommer mit Sonnenenergie) betrieben werden und mit Satellitensendern ausgestattet sind, werden in der Regel nur jedes zweite Jahr gewartet.

In Narsarsuaq (Südgrönland) betreibt das DMI einen Eispatrouillendienst zur Beobachtung von Seeeis und Eisbergen entlang der Küste Grönlands. Der Eispatrouillendienst gibt Grafiken und Tabellen mit Eisdaten heraus und erfüllt



Abb. 4: Wetterstation des DMI in Tasilaq, einer Stadt in Ostgrönland.



Abb. 5 Automatische Wetterstation, Westgrönland.

sonstige Aufgaben zur Sicherung der Schifffahrt in den Gewässern von Grönland.

3 Internationale Zusammenarbeit

Im täglichen Routinebetrieb des DMI gewinnt die internationale Zusammenarbeit mit anderen nationalen Wetterdiensten, insbesondere den Wetterdiensten in Europa, ebenso wie Aktivitäten im Bereich von F orschung und Entwicklung auch weiterhin stetig an Bedeutung. Die wichtigsten K ooperationspartner sind hier die Europäische Organisation zur Nutzung von meteorologischen Satelliten EUMETSAT, das **E**uropäische **Z**entrum für **M**ittelfristige **W**ettervorhersage (EZMW) und der Verbund Europäischer W etterdienste EUMETNET. Auch ist im Rahmen von NORDMET ist in den letzten Jahren die Zusammenarbeit skandinavischer Länder deutlich ausgebaut worden. Global erhofft man sich von der Gruppe für Erdbeo bachtung (GEO) die Vorantreibung klassischer meteorologischer Fähigkeiten weit über den traditionellen Rahmen hinaus.

4 Organisationsstruktur

Die Organisation des DMI wurde vor kurzem einer Umstrukturierung unterzogen. Ziel war es , den neuen Anforderungen damit besser entsprechen und den aus Globalisierung, technischer Entwicklung und kontinuierlicher Kürzung der finanziellen Zuweisungen entstandenen neuen Bedingungen Rechnung tragen zu können. Daraus folgte auch die Umgestaltung des DMI-Slogans. Seit kurzem heißt es nicht mehr „Wetter für J edermann“ sondern „DMI schafft Werte für Bürger , Unternehmen und die Gesellschaft“. Der alte Slogan sollte zum Ausdruck bringen, dass das vorhandene meteorologische Wissen in allen Bereichen der Gesellschaft optimale Anwendung findet. Dem DMI wurde inzwischen aber klar , dass dieser Slogan manches Mal dahingehend falsch ausgelegt wurde, die Ak-



Abb. 6: Wetterstation des DMI (3 200 m über dem Meeresspiegel) an der SUMMIT-Station am höchsten Punkt der Eiskappe über Grönland. Die niedrigste hier aufgezeichnete Temperatur beträgt -63,3 °C.

tivitäten des Instituts seien zu wenig zielgerichtet. Dementsprechend soll der neue Slogan nun betonen, dass das DMI den Schwerpunkt auf die wichtigsten Aspekte meteorologischer Dienste setzt, den Schutz von Menschenleben, den Erhalt von Umwelt und Eigentum sowie die Einsparung wertvoller Zeit.

Insbesondere die rapide voranschreitende technische Entwicklung fand bei der strukturellen Rationalisierung des DMI Berücksichtigung. Zum Beispiel führten Automatisierung und zunehmender Einsatz von Satellitentechnologie dazu, dass die früheren Abteilungen „Beobachtungen“ und „Computer“ in einer Abteilung „Technologie und Daten“ zusammengelegt wurden.

Heute ist das DMI in vier Fachabteilungen aufgegliedert: Technologie und Daten, Forschung und Entwicklung, Vorhersagedienste und Dänisches Klimadatenzentrum. Im Verwaltungsbereich verfügt das DMI über eine Abteilung „Verwaltung“ und das „Büro des Generaldirektors“.

Die Abteilung „Technologie und Daten“ ist zuständig für die Planung und Errichtung sowie für den Betrieb der operationellen Messstationen des DMI sowie weiterer technischer Basisinfrastruktur, einschließlich des Supercomputers. Die Aktivitäten in Grönland stellen besonders spezielle Anforderungen, da die Arbeiten dort oft unter expeditionsartigen Bedingungen erledigt werden müssen. Über die Jahre hat das DMI dementsprechend besonderes Fachwissen hinsichtlich Logistik und arktische Bedingungen entwickelt; das Institut verfügt über zahlreiche technische Anlagen für die Entwicklung, Erprobung und Reparatur von Messgeräten.

Im Softwarebereich wurden besondere Fachkenntnisse in Datenkommunikation, Satellitentechnik, digitaler Bildverarbeitung, automatische Messgeräte und Datenpräsentationssysteme für Flughäfen erarbeitet. Darüber hinaus organisiert die Abteilung „Technologie und Daten“ Fortbildungsveranstaltungen für Wetterbeobachter, Flugpersonal usw.

Im täglichen Routinebetrieb bietet das hochauflösende Regionalmodell HIRLAM eine höchst wichtige Grundlage für einen großen Teil der Produkte und Dienstleistungen des DMI. Das HIRLAM-Modell wurde im Rahmen einer internationalen Kooperation entwickelt. Ziel der beteiligten Institute war die Nutzung und Fortführung eines numerischen Kurzfristvorhersagemodells für den operationellen Betrieb. Das Projekt wurde 1985 begonnen und hat in den letzten zwei Jahrzehnten eine Reihe von Projektphasen durchlaufen. Mit Wirkung zum 1. Januar 2006 hat eine neue Phase begonnen: HIRLAM-A. Das HIRLAM-Vorhersagemodell kommt nun bei den Wetterdiensten von Dänemark, Finnland, Irland, Norwegen, Spanien, Schweden u.a. routinemäßig für die Wettervorhersage zum Einsatz. Geleitet wird das HIRLAM-Projekt vom HIRLAM-Rat, der sich aus den Direktoren der beteiligten Dienste zusammensetzt.

Die Abteilung „Vorhersagedienste“ mit rund 200 Mitarbeitern erstellt Wettervorhersagen für nahezu jeden Zweck – Informationen, die über ein breites Spektrum an modernen Kommunikationswegen selbst die letzten Winkel der Gesellschaft erreichen. Jeden Tag präsentiert ein Meteorologe in den Fernsehnachrichten der dänischen Öffentlichkeit das zu erwartende Wetter und liefert eine Erklärung, wenn das Wetter nicht so war, wie am Vortag vorhergesagt.

Dänemark ist ein Land, in dem sich das Wetter oft und rapide ändert, weswegen viele Leute zum Beispiel von der Homepage des DMI unter http://www.dmi.dk die aktuellsten Wetternachrichten abrufen. Ungefähr eine halbe Million Besucher verzeichnet die Website jede Woche (Stand Ende 2006), womit www.dmi.dk die meist besuchte Behördenseite in Skandinavien ist.

Dank der Einführung neuer Beobachtungssysteme und der Entwicklung neuer Vorhersagetechniken erhöht sich die Menge an meteorologischen Daten. So zum Beispiel kommen in numerischen Vorhersagemodellen zunehmend höhere Auflösungen zum Einsatz. Darüber hinaus liefern die neuen geostatio-

nären Wettersatelliten Daten in bis zu zwölf Kanälen in allerhöchster zeitlicher und räumlicher Auflösung. Um das Verständnis von Wetterphänomenen zu verbessern, müssen diese Daten über neu entwickelte Algorithmen miteinander verknüpft werden. Die derzeitigen Anwendungen stammen aus den frühen 1990ern und können nur schwer aufrechterhalten und ausgebaut werden. Darüber hinaus kooperieren sie nicht miteinander.

Aus diesen Gründen und im Hinblick auf die beginnende meteorologische Entwicklung wurde Anfang des Jahres 2000 das NinJo-Projekt ins Leben gerufen. Bei NinJo handelt es sich um ein internationales Gemeinschaftsprojekt des **D**eutschen **W**etter**d**iensts (DWD), des **Geoinfo**rmations**d**iensts der **B**undes**w**ehr (GeoInfoDBw) und der nationalen Wetterdienste der Schweiz (MeteoSwiss), Dänemarks (DMI) und Kanadas (MSC). Ziel ist die Entwicklung einer vielseitigen, hardwareunabhängigen und leistungsstarken Anwendung zur Visualisierung aller verfügbaren meteorologischen Daten in einer gemeinsamen und einheitlichen Oberfläche für Wettervorhersage und Wetterwarnungen. Zusätzlich wird NinJo eine Reihe von Produkten im Batch-Modus erstellen. Damit lässt sich eine Vielzahl von Graphikprogrammen ersetzen, die zurzeit noch getrennt von einander arbeiten.

Voraussetzungen für eine rationelle Arbeit als Nationaler Wetterdienst Dänemarks und die Erfüllung der Pflichten gegenüber dem dänischen Volk sind die Durchführung von angewandter Forschung und Entwicklung sowie die Auswertung neuer Erkenntnisse im Tätigkeitsbereich des DMI. Dieser Aufgabenbereich wird im DMI vorrangig von der Abteilung „Forschung und Entwicklung“ wahrgenommen und ist voll in den operationellen Betrieb eingegliedert. Hier liegt der Schwerpunkt derzeit auf Wetter- und Klimamodellen bzw. ozeanographischen Modellen als Grundlage für die täglichen Vorhersagen der Abteilung „Vorhersagedienste“. Die Forschungs- und Entwicklungstätigkeiten des DMI sind international anerkannt und das DMI erhält aus dem Ausland, insbesondere seitens der EU, umfangreiche finanzielle Unterstützung. Das DMI war an zahlreichen Projekten beteiligt, die im Rahmen der früheren EU-finanzierten Programme zu Forschung und Entwicklung durchgeführt wurden. Die Hälfte der Mittel für Forschung und Entwicklung gewinnt das DMI aus externen Quellen. Die Zusammenarbeit auf internationaler Ebene ist für das DMI von großer Bedeutung, da so das vorhandene Know-how gepflegt und ausgebaut werden kann und die Ergebnisse dänischer sowie ausländischer Forschung zum Einsatz kommen. Selbstverständlich plant das DMI, sich auch an dem 7. Rahmenprogramm der EU zu Forschung und Entwicklung aktiv zu beteiligen.

5 GRAS-Meteorologie

Ein Thema, in dem die Forschungs- und Entwicklungsabteilung des DMI über herausragendes Expertenwissen verfügt, ist die GPS-Sondierung der Atmosphäre. Anhand der Radiowellen der GPS-Satellitenkonstellation, die eigentlich für Positionierungs- und Steuerungszwecke genutzt werden, können atmosphärische Temperatur- und Feuchtigkeitsprofile ermittelt werden (Abb. 7). Ein in niedriger Umlaufbahn fliegender Satellit kann diese Radiosignale empfangen. Normalerweise laufen die Radiosignale in geraden Bahnen; auf ihrem Weg durch die Atmosphäre werden sie allerdings leicht abgelenkt (um Bruchteile eines Grades). Diese Ablenkungswinkel lassen sich indirekt über die genaue Position und Geschwindigkeit der sendenden und empfangenden Satelliten sowie durch Messung der Phase des empfangenen Radiosignals ermitteln. Aus dem Ablenkungswinkel lässt sich wiederum der Brechungsindex ableiten und damit die Temperatur und Feuchtigkeit im erdnahesten Punkt der Signalbahn. Da sich die beiden Satelliten im Verhältnis zu einander bewegen, wird die Atmosphäre von horizontnahen Strahlenbahnen abgetastet und es entsteht so ein Vertikalprofil der Atmosphäre.

Damit ist eine homogene Erfassung der Erdoberfläche und eine für die numerische Wettervorhersage äußert wertvolle Datenquelle gegeben. Solche GPS-Radiookkultationsmessungen werden mit Instrumenten auf den Satelliten ØRSTED (Dänemark), CHAMP (Deutschland) und, hier ganz besonders, MetOp (EUMETSAT) durchgeführt.

Das Satellitenauswertezentrum für Atmosphärensondierungen mit Hilfe der Empfänger des Globalen Satellitennavigationssystems (SAF für GRAS-Meteorologie) wird von EUMETSAT finanziert und ist mit der Entwicklung eines operationellen Radiookkultationsystems zur Echtzeitbereitstellung von Temperatur-, Luftdruck- und Feuchtigkeitsprofilen, der Erstellung von Softwareprodukten für numerische Wettervorhersagemodelle sowie mit der damit zusammenhängenden Forschung betraut. Das SAF für GRAS-Meteorologie steht unter der Federführung des Dänischen Meteorologischen Instituts und hat den britischen Wetterdienst UK Met Office sowie das Katalonische Institut für Weltraumstudien (IEEC) als weitere Kooperationspartner. Vollständig validierte MetOp/GRAS-RO-Daten stehen inzwischen - nach Vollendung der Inbetriebnahme von MetOp – bereit.

6 Das Dänische Klimadatenzentrum

Das Dänische Klimadatenzentrum wurde im Jahre 1998 als eigene Abteilung des DMI mit dem Ziel der Förderung der Klimaforschung in Dänemark eingerichtet. Das Zentrum stellt Untersuchungen zu Klimawandel und Klimavariabilität an. Hauptaufgabenbereich ist die Abschätzung der bisher und zukünftig vom Menschen verursachten Klimaänderungen. Der Schwerpunkt liegt dabei auf den Klimaänderungen in Nordeuropa. Des Weiteren sollen

die Unsicherheiten in solchen Prognosen bewertet werden. Zur Erfüllung dieser komplexen Aufgaben werden globale und regionale Klimamodelle im Zusammenspiel mit Beobachtungsdaten eingesetzt. Wichtige Elemente für eine Relativierung anthropogener Klimaänderungen sind die Ausmaße und Ursachen natürlicher Klimavariabilität einschließlich Sonnenvariabilität. Mit der Entsendung von Autoren und Gutachtern und der Bereitstellung von Modellergebnissen ist das Klimadatenzentrum aktiv in die Arbeit der Zwischenstaatlichen Sachverständigengruppe für Klimawandel (IPCC) eingebunden.

Das Klimadatenzentrum arbeitet mit Forschungseinrichtungen in Dänemark und anderen europäischen Ländern zusammen. Unterstützt wird diese Arbeit z.B. durch das EU-Rahmenprogramm zu F orschung und Technologie. In einem Gemeinschaftsprojekt mit dem Max-Planck-Institut in Hamburg entwickelte das DMI unter der Bezeichnung HIRHAM ein regionales Klimamodell. Dieses Modell wird zur Simulation regionaler Klimavariabilität und –veränderungen (vorwiegend in Europa) eingesetzt.

Das Dänische Klimadatenzentrum ist mit folgenden F orschungsaktivitäten befasst:

- Einfluss des Menschen auf das Klima
- Auswirkung der Sonnenvariabilität auf das Klima
- globale Modellierung
- Klimaüberwachung und Datenanalyse
- längerfristige Wettervorhersagen

Das Dänische Klimadatenzentrum ist für die J ahreszeitenvorhersagen des DMI zuständig . Das J ahreszeitenvorhersage-System verwendet empirische Methoden und basiert auf früheren Beobachtungen der globalen Meeresoberflächenbedingungen and einer großen Anzahl von Variablen der Atmosphäre. Es bestehen Überlegungen zur Überarbeitung des Systems und zur Integration von J ahreszeitenvorhersagen, die auf Ensembles von Klimamodellsimulationen mit Laufzeiten von bis zu einem Jahr beruhen.

Ansprechpartner:
Dr. Flemming Jensen
Leiter Internationale Angelegenheiten
DMI
Lyngbyvej 100
DK-2100 Copenhagen
E-Mail: fj@dmi.dk
http: dmi.dk

© Deutscher Wetterdienst 2008

T. RUPPERT

Industrieschnee im Ruhrgebiet

Zusammenfassung
Industrieschnee ist ein konvektives Phänomen, welches in der Nachbarschaft industrieller Wärme- und Feuchtigkeitsquellen bei Anwesenheit lang andauernder Stratusbewölkung und negativen Temperaturen in der Grundschicht auftreten kann. Notwendige Bedingungen sind Strahlungsabkühlung der oberen Wolkenschichten und geringe Wolkenuntergrenzen. Industrieschneeprognosen sind in praxi allerdings schwierig bis unmöglich.

Abstract
Industrial snow is a convective phenomenon, occurring under freezing conditions with stagnant low stratus clouds in the vicinity of heat and moisture exhausting sources. Furthermore, radiative cooling of the stratus from above under clear sky and a ceiling of the stratus close to the ground are necessary. Forecasting of industrial snow may be difficult or impossible in practice.

1 Was ist Industrieschnee?

Während die anthropogene, also vom Menschen vor allem durch seine CO_2-Emissionen verursachte Klimaänderung derzeit in aller Munde ist, sind Beeinflussungen des aktuellen Wetters durch Menschenhand weniger en vogue. Ohne so genannte Kondensationskerne, also eine Vielzahl fester, flüssiger oder gasförmiger Luftbeimengungen, kommt die Bildung von Wolken- und Niederschlagspartikeln unter den in der Atmosphäre herrschenden Bedingungen auf natürliche Weise nicht zustande. An Kondensationskernen bilden sich zunächst Wassertröpfchen, welche unterhalb von 0 °C zu kleinen Eiskernen gefrieren. Auf ihnen schlägt sich dann der Wasserdampf unter Umgehung der flüssigen Phase direkt als Eis nieder, d.h. er sublimiert. Weitere, meist komplizierte Vorgänge bewirken ein Wachstum der Wolkenelemente und bei genügender Größe fallen die Teilchen als Niederschlag aus.

Mit wechselndem Erfolg wird mancherorts versucht, durch steuerndes Eingreifen in die wolkenphysikalischen Prozesse Niederschläge zu erzeugen oder im Falle der Hagelbekämpfung wenigstens zu beeinflussen. Dies geschieht durch das Einbringen künstlicher Kondensationskerne. Bei der erwünschten Auslösung der Niederschlagsbildung verwendet man u. a. Silberjodidkristalle, mit denen die Wolken vom Flugzeug aus „geimpft“ werden (LILJEQUIST und CEHAK 1984, HAGELABWEHR 2000).

Im hier betrachteten Falle einer anthropogenen, aber nicht zielgerichteten Niederschlagsentstehung im Ruhrgebiet handelt es sich um so genannten Industrieschnee (Abb. 1). Darunter versteht man Schnee, der durch Emissionen (vor allem von Wasserdampf und Russpartikeln bzw. Feinstaub) aus Industrieanlagen, insbesondere Kraftwerken, hervorgerufen wird.

Industrieschneefälle treten in urbanisierten Ballungsgebieten stets im selben Areal und nicht gerade häufig auf. Man beobachtet sie meist in der zweiten Nachthälfte, sie sind lokal begrenzt, können Flächen von mehreren Quadratkilometern bedecken, mehrere Stunden andauern und zu Schneehöhen von mehreren Zentimetern führen (HARLFINGER 2000, LIECHTI 2004). In den vier Wintern zwischen 1999 und 2003 waren sie in Winterthur und Zürich (Flughafen) mit Häufigkeiten von 4 bis 5 Tagen pro Jahr anzutreffen. Als extremste Schneehöhe fand man 15 cm entlang einer Strecke von etwa einem Kilometer auf einer Autobahn nahe Kriegstetten (LIECHTI 2004). Industrieschnee ist feinkörniger als gewöhnlicher Schnee, da er aus geringeren Höhen stammt, und somit die Fallzeit zu gering ist, um größere Schneekristalle wachsen zu lassen. Gegebenenfalls ist er stark mit Schadstoffen belastet (WIKIPEDIA 2008, HARLFINGER 2000, HAGER 2000).

Die zur Entstehung von Industrieschnee führenden Prozesse werden in den Wettervorhersagemodellen



Abb. 1: Industrieschnee in Herne. © Frank Wettert.

nicht abgebildet, somit sind Industrieschneefälle nicht deterministisch prognostizierbar. Auch das auf der Erfassung mit Niederschlagsradargeräten basierende, sogenannte Nowcasting gestaltet sich im Falle von Industrieschneefällen aufgrund ihrer geringen Entstehungshöhen schwierig bzw. ist unmöglich. Daher bietet Industrieschnee dem in der praktischen Wettervorhersage tätigen Meteorologen immer wieder Überraschungen, so auch im Winter 2007/2008.

2 Entstehungsbedingungen: Stabiles Hochdruckgebiet und Inversionswetterlage

Notwendige Bedingungen für die Entstehung von Industrieschnee sind neben genügend ergiebigen Emissionsquellen das Vorhandensein lang andauernder Inversionswetterlagen mit schwachem Wind oder Windstille bei tief liegender Stratus-Bewölkung bzw. Nebel. Das bedeutet relativ hohe Luftfeuchten bzw. feuchtadiabatische vertikale Temperaturgradienten unterhalb der Inversion; über der Wolkenobergrenze, also innerhalb der Inversionsschicht herrschen dagegen leichter bis mäßiger Wind, weitgehend klarer Himmel und demzufolge eine trockenadiabatische vertikale Temperaturabnahme (LIECHTI 2004, HA GER 2000). Derartige Bedingungen findet man in winterlichen Hochdruckwetterlagen, wie sie in Mitteleuropa von November bis F ebruar relativ häufig anzutreffen sind.

Zur quantitativen Beschreibung dienen folgende Zahlenwerte: In der das nördliche Mittelland repräsentierenden Schweizer Studie (LIECHTI 2004) werden eine Wolkenbasis zwischen 0 und etwa 150 m über Grund, eine Mächtigkeit des Stratus von etwa 200 m, eine Inversionsobergrenze um 400 m, Temperaturen zwischen etwa -5 °C und -7 °C in der Schicht zwischen dem Erdboden und der Wolkenobergrenze sowie eine Temperaturdifferenz zwischen Boden und Inversionsobergrenze von 5 K genannt. HARLFINGER et al. (2000) bieten eine vergleichende Betrachtung in Mitteleuropa beobachteter Industrieschneefälle. Dabei nennen sie Inversionsobergrenzen zwischen etwa 500 bis 700 m über Grund, eine Temperaturdifferenz zwischen Boden und Inversionsobergrenze von mindestens 10 K, relative Luftfeuchten von mindestens 80 % sowie Windgeschwindigkeiten von weniger als 2,5 ms^{-1} als notwendige Entstehungsbedingungen.

Die von Schloten und Schornsteinen emittierte warme, feuchte und mit Aerosolpartikeln angereicherte Luft durchbricht beim Aufsteigen die Stratusdecke und gelangt wenige Meter oder Dekameter in die Inversionsschicht. Sie kann diese jedoch nicht vertikal durchdringen, sondern wird vielmehr vom Wind in der Inversionsschicht verdriftet und breitet sich unterhalb der Temperaturinversion aus. Dort erfolgen dann Anreicherung von F euchtigkeit, Abkühlung, Kondensation, Eiskern- und Niederschlagsbildung. Schließlich fällt der entstandene Industrieschnee in der näheren Umgebung, ggf. im Lee der Emissionsquelle aus.

3 Wetterlage vor Weihnachten 2007

Zu Beginn der dritten Dezemberdekade 2007 dominierte eine ausgedehnte Hochdruckzone das Wetter in Mitteleuropa (Abb. 2, 3). Damit einher ging eine mar-

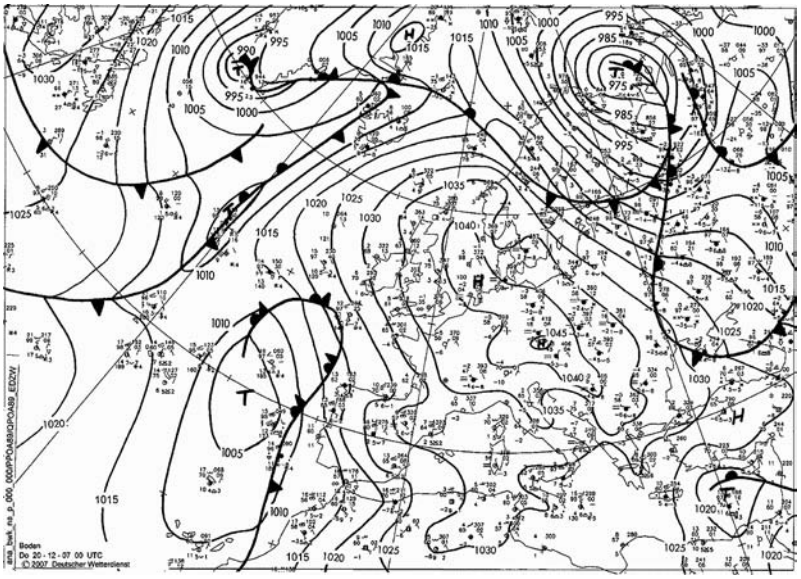


Abb. 2: Bodenwetterkarte des DWD vom 20.12.2007, 12 UTC.

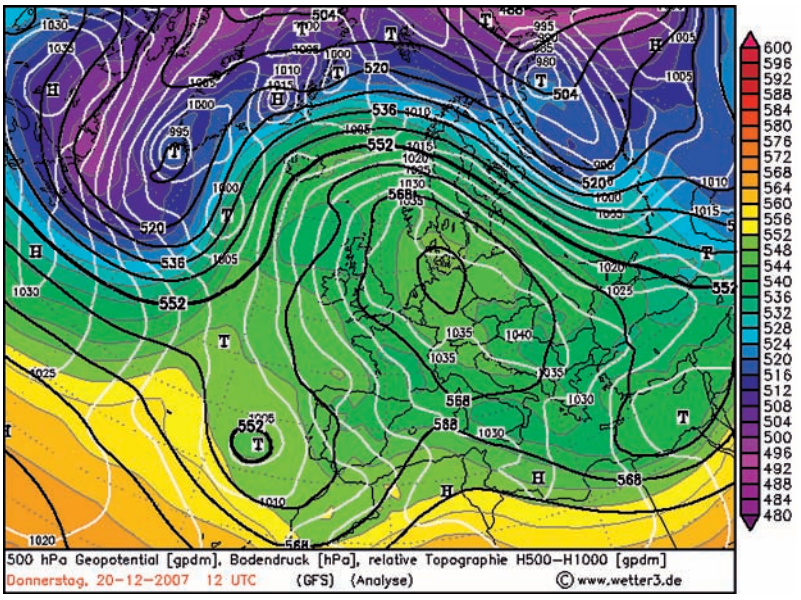


Abb. 3: Geopotenzial 500 hPa, Bodendruck und relative Topografie 500/1000 hPa am 20.12.2007, 12 UTC, Großwetterlage „Hoch Mitteleuropa“.

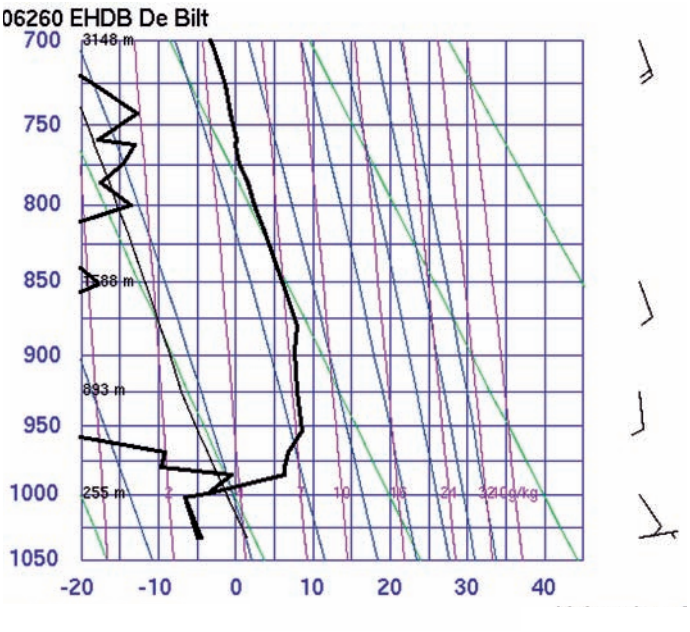


Abb. 4: Radiosondenaufstieg der Station De Bilt, Niederlande, vom 21.12.2007, 00 UTC (Datenquelle: Univ. Wyoming).



Abb. 5: MODIS/Terra-Aufnahme vom 21.12.2007, räumliche Auflösung 250 m.

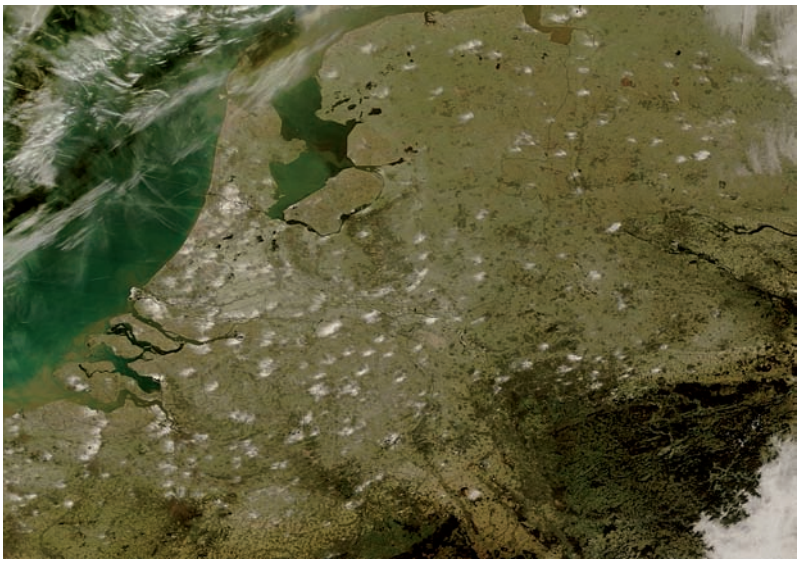


Abb. 6: MODIS/Terra-Aufnahme vom 22.12.2007, vormittags, räumliche Auflösung 250 m (Datenquelle: NASA).

kant ausgeprägte Inversion mit Obergrenzen zwischen etwa 200 und 300 m über Grund, gut belegt durch den Radiosondenaufstieg der Station De Bilt, Niederlande (Abb. 4). Die Temperaturdifferenz zwischen Erdboden und Inversionsobergrenze betrug etwa 12 K.

Eine geschlossene Stratusdecke überzog weite Teile der Niederlande sowie Nordwestdeutschlands (Abb. 5), was dem Einfluss der nahen Nordsee zuzuschreiben sein dürfte . Zur Orientierung ist in Abb. 5 die Grenze der Niederlande eingezeichnet. Auf deutscher Seite sieht man, wie in der Kölner Tieflandsbucht Rauchfahnen der dortigen Braunkohlenkraftwerke die Wolkendecke stellenweise durchbrechen und nach Nordwesten abgetrieben werden.

Industrieschneefälle werden generell nachts beobachtet. Hält sich eine tiefe Stratusdecke auch tagsüber , kann Industrieschnee bereits kurz nach Sonnenuntergang fallen. Gegen Abend herrscht innerhalb einer persistenten, tief liegenden Stratuswolke oftmals vertikale Isothermie. Bei geringen Sonnenhöhen wird die Globalstrahlung überwiegend in den oberen Schichten des Stratus absorbiert und übertrifft die Abkühlung durch Ausstrahlung im infraroten Spektralbereich. Nach Sonnenuntergang wird dann die infrarote Ausstrahlung dominant, Abkühlung bis zur Wasserdampfübersättigung tritt zuerst in den oberen Schichten des Stratus auf . Die Tiefe der Durchmischung wächst von der sich am schnellsten abkühlenden obersten Schicht des Stratus abwärts und setzt sich im weiteren Verlauf bis zum Boden durch. Während die Temperatur innerhalb der Stratuswolke mit der Höhe abnimmt, erhöht sich die Konzentration unterkühlter Wassertröpfchen.

Im hier betrachteten F all erreichte die Übersättigung in den oberen Bereichen des sich abkühlenden Stratus bei Temperaturen um -7 °C offenbar Werte, die spontanes Gefrieren unterkühlter Wassertröpfchen ermöglichten. - Die entstehenden Eiskristalle können mit weiteren unterkühlten Wassertröpfchen kollidieren und auf deren K osten wachsen. Vertikale Durchmischung des sich abkühlenden Stratus, also das Absinken kälterer und das Aufsteigen wärmerer Luftpakete, fördert die Entstehung weiterer Eiskristalle. Lokale Emittenten von Wasserdampf und Aerosolpartikeln sorgen als F euchtigkeitsreservoir für die nötige Übersättigung mit Wasserdampf und forcieren darüber hinaus als Quellen fühlbarer und latenter Wärme die turbulente Durchmischung, vorausgesetzt, ihre Emissionen werden durch die Temperaturinversion am Entweichen in vertikaler Richtung gehindert. Größere Eiskristalle fallen alsbald in wärmere, wasser-

dampfungesättigte Luftschichten unterhalb des Stratus. Dort verlieren sie durch Sublimation einen Teil ihrer Masse, die Luft wird feuchter, die ihr entzogene Sublimationswärme führt zu weiterer Abkühlung und die eben erläuterten Prozesse setzen sich fort. Auf diese Art und Weise verringern sich Wolkenbasis, Inversionshöhe und damit Wolkenobergrenze kontinuierlich, die Stratusdecke sinkt. Wenn die Wolkenbasis tief genug liegt, erreichen die Niederschläge den Erdboden, bei negativen Temperaturen in Bodennähe durchweg als Schnee (LIECHTI 2004).

In der vergleichsweise flachen bodennahen Grenzschicht konnten sich am 20. und 21. Dezember 2007 vielerorts in den dicht besiedelten Städten und Wirtschaftszonen Wasserdampf und Kondensationskerne derart anreichern, dass sich Schneekristalle bzw. Schneeflocken bildeten und als Niederschlag zu Boden fielen. Auf kleinem Raume entstanden geschlossene Schneedecken mit zum Teil beträchtlichen Schneehöhen, so in Herne mit etwa 20 cm (Abb. 1). Am 22. Dezember erreichte die Untergrenze der Inversion den Boden, so dass kein Raum mehr zur Anreicherung von Feuchte zur Verfügung stand. Außerdem verlagerte das Hochdruckgebiet seinen Schwerpunkt. Somit verschwand Stratusbewölkung und gab den Blick frei auf eine mit Schneefeldern gesprenkelte Landschaft bei prächtigem Sonnenschein (Abb. 6; TIMAR und KERN 2008).

Literatur

HAGELABWEHR KSV, 2000: www.hagelabwehr.com/links/studie.pdf.

HAGER, W., 2000: Die Industrieschnee-Episoden Jänner 1999 und Jänner 2000 in Linz; Magistrat der Landeshauptstadt Linz, Amt für Natur - und Umweltschutz, Hauptstraße 1 - 5, Linz, www.linz.at/images/Industrieschnee2000.pdf.

HARLFINGER, O. et al., 2000: Industrieschneefälle – ein anthropogenes Phänomen Mitteleuropas; *Meteorol. Zeitschrift* **9**, 231-236.

LIECHTI, O., 2004: Industrial Snow; Analysen & Konzepte, Winterthur, www.iac.ethz.ch/staff/wueest/sirwec/conferences/bingen 2004/topic_i/sirwec-i-1-liechti.pdf.

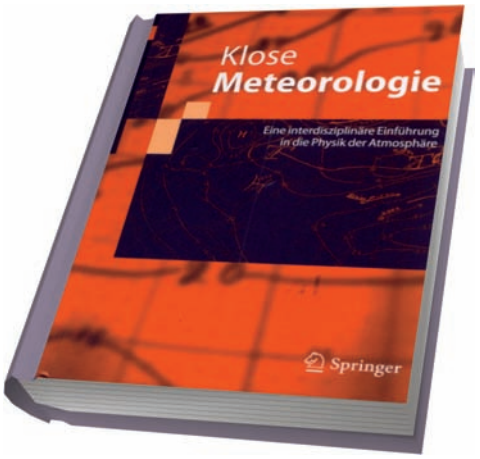
LILJEQUIST, G. H. & K. CEHAK, 1984: Allgemeine Meteorologie; *Vieweg Verlag*, Braunschweig.

TIMAR, G. & A. KERN, 2008: Emission-induced rime patterns in the Low Countries and NW Germany, 20 – 22 Dec 2007, in MODIS Satellite images; *Geophysical Research Abstracts* **10**, EGU2008-A-01315.

WIKIPEDIA, 2008: http://de.wikipedia.org/wiki/Industrieschnee.

© Deutscher Wetterdienst 2008

Buchbesprechungen – Neuerscheinungen



KLOSE, B .: Meteorologie . Eine interdisziplinäre Einführung in die Physik der Atmosphäre, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 2008, 396 S., 54,- €.

Die nach Praxisjahren in der Synoptischen Meteorologie vieljährig an der Humboldt-Universität zu Berlin und der FHS Oldenburg tätig gewesene Hochschullehrerin legt in diesem Springer - Lehrbuch hinsichtlich der Stoffauswahl und didaktischen Gestaltung die Quintessenz der von ihr bei der Ausbildung von Meteorologen im Hauptfach wie auch von Geographen, Nautikern u.a. im Nebenfach gesammelten Erfahrungen vor. Wie es im Vorwort heißt, soll mit dem Buch neben anderen Motiven dem vermeintlich bestehenden „Mangel an deutschen Lehrbüchern“ abgeholfen werden.

Das Buch enthält 13 F achkapitel unterschiedlichen Umfangs . Im einleitenden Kapitel werden die für die Meteorologie wichtigen Begriffe und Definitionen mit näherer Betrachtung der Synoptischen Meteorologie und Klimatologie einschließlich vorkommender physikalischer Größen und Maßeinheiten auf einem Niveau diskutiert, das für Anfänger möglicherweise zu hoch ist. Was den Anspruch der interdisziplinären Nutzung betrifft, so kommt man nicht umhin festzustellen, dass hier schon deutlich wird, dass die Hauptgebiete der interdisziplinären Wirksamkeit der Meteorologie , die man unter den Sammelbegriffen der Bio- und Umweltmeteorologie zusammen fassen kann, im Buch nur am Rand oder gar nicht vorkommen.

Auf 42 Seiten werden in Kapitel 2 die Atmosphäre, ihre Zusammensetzung und Eigenschaften behandelt. Der methodischen Grundkonzeption des Werkes entsprechend, wird nicht nur das Ozonproblem ausführlich dargelegt, sondern auch – ausgehend von den strahlungsaktiven atmosphärischen Spurengasen – das Problem der Klimaschwankungen und ihrer Auswirkungen, wobei die Bedeutung der ozeanischen Zirkulation besonders herausgestellt wird. Erst danach wird auf die Schichtenstruktur der Atmosphäre und damit zusammen hängende Fragen eingegangen. Der abschließende Abschnitt über die Atmosphäre als thermodynamisches System leitet zum nächsten Kapitel „T hermodynamische Betrachtungen“ (14 S .) über , dessen Inhalt sich im konventionellen Rahmen bewegt.

Eine zentrale Stellung im Buch nimmt das Kapitel 4 (131 S .) über „Meteorologische Größen, ihre Messung sowie räumliche und zeitliche Variabilität“ ein. Darin findet man nicht nur die üblichen Abhandlungen über die meteorologischen Elemente, sondern auch die Grundlagen der Statik, barische Systeme und ihre Darstellung, Wärmetransportarten, Wolken- und Nebelentstehung, W indfeldcharakteristiken einschließlich Turbulenz, vertikale Windprofile, nächtlicher Grenzschichtstrahlstrom, Strahlungsprozesse und –gesetze, Solarkonstante , strahlungsschwächende und –modifizierende Prozesse sowie Aerosolarten und Nukleation in der Atmosphäre. Im Gegensatz zur Strahlungsbilanz werden der Wärmehaushalt und damit zusammen hängende Probleme nur am Rand erwähnt. Diesem Kapitel indirekt zugehörig ist das folgende Kapitel 5 (10 S.) über „Satelliten als Hilfsmittel für Analyse und Diagnose“, in dem in gedrängter F orm die wichtigsten Grundlagen bis hin zur kurzen Beschreibung der Möglichkeiten der Analyse einer Bodenwetterkarte mit Hilfe von Satellitenbildern dargelegt werden

Die Kapitel 6 bis 8 auf insgesamt 26 S . können unter dem Begriff „Dynamik“ zusammen gefasst werden. Behandelt werden die Kräfte in einem rotierenden Bezugssystem, die Gleichungen für horizontale Bewegungen und die (kinematischen) Eigenschaften von Geschwindigkeitsfeldern einschließlich K ontinuitätsgleichung.

„Luftmassen und Wetterlagen“ (Kap . 9, 12 S.) werden auf der Grundlage der Luftmassen- klassifikation von Scherhag und der Großwettertypen nach Hess und Brezowsky vorgestellt, bevor im folgenden Kapitel 10 (24 S .) ausführlich auf „Die Tiefdruckgebiete der gemäßigten Breiten“ eingegangen wird. Es geht um die Arten von Zyklonen (= „Bereiche abgesenkter Isobaren“), die Polarfronttheorie, Fronten, Zyklogenese, mesomaßstäbliche Tiefs u.a. Das Kapitel „Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre“ (26 S.) ist im Wesentlichen konventionell abgefasst und enthält die Beschreibung der wichtigsten Eigenschaften und Phänomene . Bis auf die Hinweise, dass die für Klima und Ausprägung von Klimaschwankungen so wichtige Zirkulation aus der Strahlungsbilanz Erde-Atmosphäre entsteht, wird auf eingehendere energetische Betrachtungen verzichtet. F ernwirkprozesse, die mit den Begriffen ENSO , N AO u.a. verbunden sind, werden relativ ausführlich beschrieben und durch Illustrationen veranschaulicht.

Die beiden letzten Kapitel sind besonders hervorzuheben. Das Kapitel 12 (30 S .) ist den atmosphärischen Konvektionsprozessen gewidmet. Relativ ausführlich werden die meteorologischen und luftelektrischen Aspekte von Gewittern bis hin zur Ersten Hilfe bei Blitzschlag dargelegt. Dem schließen sich Ausführungen über die aktuell gewordene Bildung von Tornados und den Zusammenhang mit Gewittern an. Das abschließende Kapitel 13 (23 S.) gilt den Tropischen Wirbelstürmen. Ausgehend von einer Übersicht über tropische Wettersysteme werden zahlreiche

empirische Befunde zu den auch in Zusammenhang mit der Klimaproblematik wichtigen W irbelstürmen, ihre V erbreitung und jahreszeitliche Bindung beschrieben. Von speziellem Interesse sind die Darlegungen über die verschiedenen Verfahren zu prognostischen Abschätzung des Verhaltens solcher thermisch getriebener Extremtiefs.

Im Buch enthalten sind 18 Seiten mit Farbaufnahmen und –darstellungen. Ein umfangreiches Literaturverzeichnis sowie ein Anhang mit einem meteorologischen Schlüssel sowie dem Symbol- und K onstantenverzeichnis beschließen das Werk. Die den Kapiteln beigegebenen Übungsaufgaben sind für die Lehre von großem Vorteil, wenngleich die Studierenden die Lösungen vermissen dürften. Auf textliche Einzelheiten kann im Rahmen dieser Rezension nicht eingegangen werden.

Insgesamt besitzt dieses stattliche Buch – wie oben schon erwähnt – in der Textauswahl und –gestaltung spezifische Züge, die es von anderen Büchern zur Thematik unterscheidet. Vorzüge stehen Defiziten (so numerische Klima- und Wettervorhersagemodelle, Wärmehaushalt der Erdoberfläche und der Atmosphäre, Charakterisierung der Gebiete der Bio- und Umweltmeteorologie) gegenüber, die sicher gewollt in Kauf genommen wurden. Das Werk wird seinen Platz in der einschlägigen deutschsprachigen Literatur einnehmen, wenn auch der nicht gerade niedrige Preis der disziplinären wie interdisziplinären Verbreitung Grenzen setzen wird.

Peter Hupfer



GEO Themenlexikon: W etter und Klima. Begriffe, Forschung, Prognosen. Band 31, 480 Seiten, Brockhaus, Mannheim, 1. Auflage 2008, 17,90 €.

Endlich ist ein Nachfolger von „Meyers Kleines Lexikon: Meteorologie“ auf dem Markt, das schon vor mehr als 20 Jahre veröffentlicht wurde und inzwischen längere Zeit vergriffen ist. Der renommierte Brockhaus-Verlag hat in der Reihe der GEO-Themenlexika einen professionell aufgemachten, fast 500 Seiten umfassenden Band über Begriffe, F orschung und Prognosen zum Thema „W etter und Klima“ herausgegeben.

Das Buch besteht zunächst aus einem Lexikonteil mit etwa 1400 vielfach bebilderten Artikeln, die zwar meist populärwissenschaftlich aufgemacht sind, aber dennoch durch zusätzliche Grafiken und Tabellen teils auch in die Tiefe gehen (Seiten 11 bis 288). Zwar lieferte Meyers Kleines Lexikon noch 3800 Stichwortartikel. Die waren aber in der Regel sehr kurz gehalten und beinhalteten immer wieder nur Selbstverständliches (z.B. die Stichworte „Abkühlung“, „Gas“ oder „Lee“). Der zweite Teil des Bandes, das „GEO Dossier“, wird durch eine Reihe von Artikeln gebildet (Seiten 289 bis 480), die allerdings zuvor schon in diversen GEO-Magazinen veröffentlicht wurden. Sie sind somit von J ournalisten verfasst worden; Fachwissenschaftler traten ihnen nur beratend zur Seite. Einige Beiträge sind schon leicht veraltet, stammen sie doch aus den Jahren 2002 oder gar 2001.

Blickt man genauer in das Buch, fallen leider etliche Ungenauigkeiten und sogar kleinere F ehler auf. Hinsichtlich der Einträge zum Deutschen Wetterdienst werden längst aufgegebene Geschäftsbereiche bzw. -felder genannt und es ist auch nicht die Seewetterkarte die einzige noch von Hand gezeichnete Analysekarte des DWD. Der Begriff „Wetteramt“ wurde schon vor vielen J ahren abgeschafft. Und nicht nur die Unwetterzentrale des Unternehmens „meteomedia“ gibt Unwetterwarnungen heraus, sondern natürlich auch der D WD. Das Radarbild zum Stichwort „Gewitter“ stammt aus den Anfängen dieser modernen F ernerkundungsmethode und ist daher kein guter Beleg für das Begriff. In der zugegebenermaßen zu kurzen Darstellung der Geschichte der Wettervorhersage fehlt leider eine Bemerkung zur Einführung der numerischen Modelle. Einen Eintrag zu dem bedeutenden Thema „Ensemblevorhersagen“ vermisst man ebenfalls. Schließlich: Was hat der Zeppelin des Jülicher Forschungszentrums beim Stichwort „Klimatologie“ zu suchen? Dem Verlag kann bei der Herausgabe einer möglichen zweiten Auflage daher die Durchsicht durch einen versierten Meteorologen nur empfohlen werden.

Der positive Gesamteindruck des Buches wird dadurch aber kaum beeinträchtigt. Lobenswert sind zudem die meisten längeren Dossier-Artikel, zum Beispiel zur Darstellung der „Klimadebatte“. Zudem ist die grafische Umsetzung teils schwieriger meteorologischer Fragestellungen meist sehr gut gelungen. Ein Blick in das Lexikon lohnt sich somit nicht nur für Schüler und Studenten, sondern auch für Lehrer und Wissenschaftler benachbarter F achrichtungen der Meteorologie und für alle jene, die sich fortbilden wollen und müssen. Auf jeden Fall besticht das Preis-Leistungsverhältnis: Für 17,90 Euro ist nichts Vergleichbares zu bekommen.

Jörg Rapp

© Deutscher Wetterdienst 2008

Habilitationen, Promotionen und Diplomhaupt- sowie Master- und Bachelorprüfungen im Jahr 2007

Universität Bayreuth

Diplomarbeiten

BALZER, Natalja: Aufnahme von NO2 in die wässrige Phase in der Atmosphäre – Messung in einem heterogenen Strömungsreaktor.

METZGER, Stefan: Quality assessment of Eddy Covariance measurements above Tibetan Plateau grasslands.

SIEBICKE, Lukas: Energie- und K ohlendioxidaustauschmessungen in einer Korkeichensavanne.

Freie Universität Berlin

Dissertationen

KERSCHBAUMER, Andreas: On the aerosol budget over Berlin.

WALTHER, Andi: Radar -based precipitation classification in the Baltic Sea area.

Diplomarbeiten

BANZHAF, Sabine: Statistische Untersuchung zur Vertikalstruktur von Niederschlag auf der Basis von Mikro-Regenradar-Profilen und Neuro-Fuzzy-Modellen.

ENDLER, Christina: Untersuchungen zu Variationen der Tageslänge (LOD) und ihrer Beziehung zu ENSO auf der interannualen Skala.

HASPEL, F ranziska: NO2-, PM10- und SO2-Quellregionen-Identifizierung mit Hilfe von 3D-Trajektorien.

KERNN, J acqueline: Ein Vergleich hoch aufgelöster Niederschlagsintensitäten mit Baltrad-Radardaten in Berlin.

KOTHE, Steffen: Untersuchung des Tagesgangs mikrophysikalischer Wolkenparameter mariner Stratokumulus-Bewölkung mit MSG-Seviri-Daten.

KREMSER, Stefanie: Validierung von Wasserdampftransport im tropischen Tropopausenbereich in gekoppelten Chemie-Klimamodellen.

MATTHIES, Anne: Die zukünftige Niederschlagsentwicklung über Europa in zwei ECHAM5-OM1-Simulationen.

PÜSCHEL, Jürgen: Schneevorhersage auf MOS-Basis.

REINFRIED, Franziska: Modellgestützte Untersuchung zur Staubmobilisierung durch eine Dichteströmung am Atlasgebirge im Rahmen des SAMUM-Feldexperiments.

SCHARTNER, T homas: Sensitivitätsstudien zum meteorologischen Einfluss auf die Modellierung des Feinstaubtransportes.

SINIGOJ, Peter: Untersuchung der dynamischen Wechselwirkung zwischen Stratosphäre und Troposphäre im EGMAM-Modell.

STAPELBERG, Stefan: Fernerkundung der Wolkenhöhe in der Sauerstoff-Absorptionsbande.

TERLI, Özden: Atmosphärischer Transport von Saharastaub über dem Atlantik - Lidarbeobachtungen an Bord des Forschungsschiffes Polarstern.

TENDEL, J akob: Multispectral radiative transfer simulations in the thermal infrared in comparison with satellite measurements.

THEUERKAUF, Anne: Sondierung und Modellierung der arktischen Grenzschicht.

Universität Bonn

Diplomarbeiten

EBELL, K erstin: Simulation of summer precipitation with the regional climate model CLM.

HARTMANN, Peter: Analysis of microphysical processes from profiling radar mea surements

JONKO, Alexandra: Effect of land cover change on the tropical circulation in a GCM.

LEYENDECKER, V erena: W eiterentwicklung eines GFS/MOS-Systems unter Einbeziehung von Beobachtungsdaten zur Verbesserung der Kurzfristvorhersage.

Universität Frankfurt

Dissertationen

IVANOVA, Katja: Evaluation of transport and ozone loss in the Antarctic polar vortex by using tracer-based coordinates.

WERNER, Anja: Quantifying transport into the lowermost stratosphere.

Diplomarbeiten

BÖHM, Nicole: Messung von Aerosolspektren am Kleinen Feldberg/Ts.

STEINER, Heiko: Analyse von klimatologischen Tagesdaten mithilfe von Markov-Ketten.

Technische Universität Bergakademie Freiberg

Diplomarbeiten

DÖHLING, F rank: Bestimmung der heterotrophen und autotrophen Anteile der Spurengasproduktion bei unterschiedlichen Umweltparametern mittels Kinetischer Isotopen Methode.

HEINKE, Katja: Größenverteilungen der Gesamt- sowie nichtflüchtigen Bestandteile luftgetragener Partikel in der stä - dtischen Atmosphäre von Augsburg (Size distribution of the total and the non-volatile components of airborne particles in the urban atmosphere of Augsburg).

Universität Freiburg

Diplomarbeiten

OEHLER, Karoline: Klimawandel und klimatisches Tourismuspotenzial in forstlichen Gebieten des Schwarzwaldes.

Universität Hamburg

Dissertationen

AGHEDO, Adetutu Marie: The impact of African air pollution: a global chemistry climate model Study.

BENKEL, Andreas: The role of Northern hemispheric cryospheric albedo changes: a model study of theArctic's impact on the global climate.

GROLL, Nikolaus: Sensitivity of the large- to meso-scale atmospheric relationship to orbital forcing: a model based study.

HANSEN, Heiko: Sensitivity of ENSO dynamics to wind stress formulation as simulated by a hybrid coupled GCM.

HEIL, Angelika: Indonesian F orest and Peat F ires: Emissions , Air Quality , and Human Health.

KOTLARSKI, Sven: A subgrid glacier parameterisation for use in regional climate modelling.

LANDERER, Felix: Sea Level and Hydro-

logical Mass Redistribution in the Earth System: Variability and Anthropogenic Change.

MIKUSKY, Eileen: On the structure of concentrated atmospheric vortices in a gradiant wind regime and its motion on synoptic scales.

ORLOWSKY, Boris: Setzkasten Vergangenheit: ein kombinatorischer Ansatz für regionale Klimasimulationen.

PFEFFER, Melissa Anne: The relative influences of volcanic and anthropogenic emissions on air pollution in Indonesia as studied with a regional atmospheric chemistry and climate model.

SCHRÖDER, Guido: Development and test of a multiple grids option in a mesoscale model.

ZHU, Xiuhua: Sensitivity of the large-to mesoscale atmospheric relationship to orbital forcing: a model based study.

Diplomarbeiten

EBBERS, Irina: Die Güte der operationellen EZMW-Analysen im Europäischen Nordmeer im Vergleich mit Bojen- und Schiffsmessungen.

FISCHER, Rasmus: Untersuchungen zum Ausbreitungsverhalten von Schadstoffwolken in komplexer urbaner Bebauung. Fock, Björn: METRAS als LES-Modell. Haberkorn, K erstin: Validierung des Planet Simulators: Diagnostik und Vergleich mit Reanalysen.

KELLER, Martin: Untersuchung der niederfrequenten Variabilität in der tropischen Mesosphäre des Chemie-Klimamodells HAMMONIA.

KILKA, Robert: Güte gängiger Turbulenzparametrisierungen über Meereis.

KLOCKE, Daniel: Vergleichende Analyse des globalen Wasserhaushaltes aus HOAPS III mit ERA 40 und ECHAM/IPCC.

RIEMANN, Kathrin: Eigenschaften der Convective Available P otential Energy (Cape) aus Reanalyse- und Modelldaten.

RIX, Meike: Bestimmung repräsentativer Mittelungszeitintervalle für Naturmessungen in komplexer urbaner Bebauung

SCHNEIDEREIT, Andrea: Zyklonenstatistik in Reanalysen des ECMWF (ERA40) und Szenarienrechnungen des ECHAM5/MPI-OM

Wetzel, Christian: Die Arktische Inversion in ERA-40 Reanalysedaten und Vergleich mit Flugzeug- und Schiffsmessungen.

Bachelorarbeiten

SCHMIDT, Kerstin: Analyse von Fronten an der Framstraße.

HOFFMANN, Peter: Characteristics of CAPE and Shear in the United States from Reanalysis Data.

SUJATTA, Michael: Klimasimulationen idealisierter Land-Meer -Verteilungen im Planet-Simulator.

LUDWIG, Anja: Impacts of wind turbines on radar measurements.

SCHNEIDER, Nadine: Surface Temperature Trends in Europe and Eastern Asia.

Universität Hannover

Dissertationen

GLANDORF, Merle: Untersuchungen zur Trenddetektion und zu hemisphärischen Unterschieden der spektralen Bestrahlungsstärke.

LETZEL, Marcus Oliver: High resolutions Large-Eddy Simulation of turbulent flow around buildings with thermal effects.

THEUSNER, Michael: Investigation on small-scale precipitation structures.

Diplomarbeiten

BRAKEBUSCH, Matthias: Development of an automated cloud detection method for advanced photogrammetric systems.

FRANKE, Theres: Numerische Simulation von Staubteufeln in der atmosphärischen Grenzschicht.

FREY, Wiebke: Investigation of type-specific errors in AMDAR weather reports of commercial aircraft.

HAUBENREISSER, Karin: Anwendungen der 3D-W olkenphotogrammetrie für ausgewählte meteorologische F ragestellungen.

HEHEMANN, Katrin: Nutzung der P olaritäts- und Amplitudeninformationen des SAFIR- Blitzortungssystems.

JANSSEN, Imka: Numerische Simulationen zu den Strömungs- und Turbulenzverhältnissen in großen Windparks.

ROPERS, Malte: Entwicklung eines einsatzfähigen CCD-Array-Spektralradiometers.

WITHA, Björn: Untersuchungen zur Variabilität postfrontaler Schauer.

WOLFF, Stefan: P otentiale regenerativer Energien auf Länderebene bei Veränderungen des globalen Klimas.

Universität Karlsruhe

Dissertationen

ANWENDER, Doris: Extratropical Transition in the Ensemble Prediction System of the ECMWF: case studies and and experiments.

LUX, Ralph: Modellsimulationen zur Strömungsverstärkung von orographischen Grundstrukturen bei Sturmsituationen.

MIKUTEIT, Sabine: Trendbestimmung stratosphärischer Spurengase mit Hilfe bodengebundener FTIR-Messungen.

RIEMER, Michael: Außertropische Umwandlung tropischer Wirbelstürme: Einfluss auf das Strömungsmuster in den mittleren Breiten.

STRAUB, Winfried: Der Einfluss von Gebirgswellen auf die Initiierung und Entwicklung konvektiver Wolken.

Diplomarbeiten

BRUNNBAUER, Elisabeth: Variabilität der K onvektionsbedingungen abgeleitet aus zeitlich und räumlich hochaufgelösten Vertikalprofilen

HAMANN, Katja: Untersuchung des Trends halogenhaltiger Verbindungen in der Stratosphäre.

MAHLKE, Holger: Niederschlagsmessung mit einem neuartigen optischen Distrometer.

Universität Kiel

Dissertationen

HAUSCHILDT, Heike: Atmospheric liquid water and water vapour under allsky conditions.

OMRANI, Nour-Eddine: Dynamics of the Coupled System Troposhere/Stratosphere in the Extratropics.

Diplomarbeiten

BRUNN, Wiebke: Die Minimumtemperatur in der tropischen Tropopausenschicht in Nordhemisphärischen Wintern von 1957 bis 2006.

JANSEN, Malte: Simple Conceptual Models for Tropical Ocean-Atmosphere Interactions on Interannual Timescales.

MEINERT, Torben: Parametrisierung der Strahlungsflüsse am Boden.

Universität Köln

Diplomarbeiten

MULLONKAL, Bijo Sebastian: Langzeitbe - trachtung der bodennahen Windverhältnisse in der Bundesrepublik Deutschland.

Universität Leipzig

Habilitation

Nachtrag 2006:

LAWRENCE, Mark G.: Tropospheric Transport Processes and Their Effects on Trace Gases and Aerosols

Dissertationen

LEHMANN, Katrin: Experimental Investigations of the Influence of Turbulent Mixing on Cloud Microphysical Processes.

REICHELT, Manuela: Entwicklung und atmosphärische Anwendung eines optischen Partikelzählers für Tropopausenbedingungen.

VON LÖWIS OF MEN AR, Sybille: Measurements within the exhaust plume of a passenger car under real-atmospheric dilution and on-road driving conditions.

Diplomarbeiten

BAARS, Holger: Untersuchungen zur Höhe der planetaren Grenzschicht über Leipzig mit dem Ramanlidar Polly.

FILAUS, Elmar: Reibungsbehaftete Überströmung quasi-zweidimensionaler Hindernisse.

KAADEN, Nicole: Hygroskopische Eigenschaften feiner und grober Aerosolpartikel über Nord-Westafrika.

KLOSE, Susan: Bestimmung von Emissionsfaktoren feiner und ultrafeiner Partikel unter Umwelt-Bedingungen.

KÜRBIS, Karsten: Änderungen des Auftretens von Extremwerten von Temperatur und Niederschlag , gezeigt anhand der Daten der Säkularstation P otsdam aus dem Zeitraum 1893 bis 2005.

MERKEL, Maik: Emission, Transformation und Transport verkehrsemittierter Partikel in der kleinräumigen Umgebung einer Straßenschlucht.

MÜLLER, Sabine: Untersuchung eines empirischen spektralen Operators zur Berechnung der Stromfunktion mit Hilfe der isentropen potentiellen Vorticity auf der 345 K-Fläche.

NIEDERMEIER, Dennis: Aufbau und Inbetriebnahme einer mobilen Version des Leipzig Aerosol Cloud Interaction Simulators und dessen Einsatz zur Untersuchung des hygroskopischen Wachstums und der Aktivierung von Seesalz-Partikeln erzeugt aus verschiedenen Meerwasserproben.

NORDMANN, Stephan: Messung von graphitischem K ohlenstoff in atmosphärischen Partikelproben unterschiedlicher Messorte und Aerosolreservoire zur Charkterisierung lichtabsorbierender Partikel.

PIETSCHMANN, Karin: Anwendung eines Multi-Frequenz Mini-SODARs zur hochaufgelösten Untersuchung der atmosphärischen Grenzschicht.

CHLADITZ, Alexander: Optische Eigenschaften des feinen und mineralischen Aerosols über dem nordwest-afrikanischen Kontinent.

WEIGELT, Andreas: Modifikation von Aerosolpartikeln in der oberen Troposphäre durch Wolken.

WEINHOLDT, Kay: Einflüsse meteorologischer Parameter auf die F einstaubbelastung in urbanen und ländlichen Regionen des Freistaates Sachsen.

WEIHÄUSER, Ina: Klimatologie der Mesopausenregion aus Meteoradardaten.

Universität Mainz

Dissertationen

ETTNER-MAHL, Matthias: Entwicklung und Charakterisierung eines Laserablations massenspektrometers zur Echtzeitanalyse von atmosphärischen Aerosolpartikeln.

KÜRTEN, Andreas: Entwicklung, Aufbau und Charakterisierung eines neuartigen Ionenfallen Massenspektrometers für Aerosolpartikel (AIMS).

LUDERER, Gunnar: Modeling of deep-convective transport of forest fire smoke into the upper troposphere and lower stratosphere.

PAULAT, Marcus: Verifikation der Niederschlagsvorhersage für Deutschland von 2001-2004.

POZZER, Andrea: Simulating short-lived carbonaceous compounds with an atmospheric chemistry general circulation model.

Diplomarbeiten

BOZEM, Heiko: Spurengastransport über dem tropischen Regenwald während der GABRIEL-Kampagne.

GRIEßBACH, Sabine: Lagrangesche Analyse von Wasserdampfsatellitenbildern.

LORENZ, Yvonne: Eine experimentelle Untersuchung zum Einfluss einer Ammoniakdotierung von Eispartikeln auf ihre Verdampfungsrate.

MEY, Britta: Untersuchungen zum Einfluss von Bodenfeuchte auf K onvektion: Modellsimulationen und Beobachtungen.

ZIMMER, Matthias: Wechselwirkung zwischen K onvektion und allgemeiner tropischer Zirkulation in GME–Aquaplanet-Experimenten.

Meteorologisches Institut der Univ ersität München

Dissertationen

ERHARDT, Gabriele: Numerische Lösung der Flachwassergleichung mit Hilfe der Methode der Finiten Massen.

PFEIFER, Monika: Evaluation of Precipitation Forecasts by Polarimetric Radar.

SHIN, Seol Eun: Convective instability changes and tropical cyclone intensification.

WAPLER, Kathrin: Der Einfluss des dreidimensionalen Strahlungstransportes auf Wolkenbildung und -entwicklung.

WEINDL, Helga: Numerische Experimente zur Untersuchung der Wechselwirkung einer Tropischen Zyklone mit einem Außertropischen Tiefdruckgebiet.

Diplomarbeiten

AULEHNER, Dominik: Small-scale precipitation variability in the National Park Berchtesgaden area.

GARNY, Hella: Stratospheric Mixing and Implications on Ozone Distributions.

GASTEIGER, Josef: Modellierung der optischen Eigenschaften von Wüstenaerosol unter besonderer Berücksichtigung der Lidarfernerkundung.

GROSS, Silke: Verbesserung des Wolkenschemas in der IPT durch Benutzung eines empirischen a priori LWC Profils.

HAMBURGER, Thomas: Influence of mesoscale convective systems on the tropospheric aerosol in the West African monsoon system.

MITTERMEIER, Alexandra: Parameterization of snow albedo – An empirical analysis based on records from different environments.

OBERMAIER, Katrin: Evaluierung der mit ECHAM4.L39(DLR)A TTILA simulierten W asserdampfverteilung im UT/LS-Bereich anhand von Beobachtungsdaten.

RAITH, Simone: Einfluss von K ondensstreifen und natürlicher Bewölkung auf den Tagesgang der Temperatur.

RÖPNACK, Andreas: Sensitivitätsstudie zum Einfluss der Feuchtevariation auf die Quantitative Niederschlagsvorhersage.

Technische Universität München

Dissertationen

ESTRELLA, Nicole: Räumliche und zeitliche Variabilität von phänologischen Phasen und Reaktionen im Zuge von Klimaveränderungen.

HEERDT, Christian: Aktive und passive Bestimmung der vertikalen Ozonverteilung in einem Buchen-F ichten Mischbestand während der Vegetationsperiode im Kranzberger Forst.

Diplomarbeiten

RAIS, Andreas: Bayes'sche Kohärenzanalyse des Einflusses von Temperatur und Sonnenscheindauer auf die Phänologie in Deutschland.

Masterarbeiten

SVENSSON, Jan Niklas: Klimadatenanalyse mittels Phänologiedaten: „Joint Attribution" – Zuweisung von anthropogenen Treibhausgasemissionen zu Veränderungen in der Phänologie.

Universität Potsdam

Dissertationen

TEGTMEIER, Susann: Variationen der stratosphärischen Residualzirkulation und ihr Einfluss auf die Ozonverteilung

GLUSHAK, Ksenya: Atmosphärischer Wasserkreislauf in einem regionalen Klimamodell der Antarktis.

Diplomarbeiten

HOFFMANN, Anne: K onzeption eines kombinierten T roposphären-Stratosphären-Lidars zur Messung von Aerosol- und Wasserdampfprofilen in der Arktis, HU Berlin

KOLLOSCHE, Matthias: Zirkulationsre - gime in einem idealisierten Atmosphärenmodell der Südhemisphäre

KREMSER, Stefanie: Validierung von Wasserdampftransport im tropischen Tropopausenbereich in gekoppelten Chemie-Klimamodellen

Universität Graz

Diplom-Hauptprüfungen

HEINRICH, Georg: Klimawandel und Trockengefährdung in der Wirtschaft: Eine Analyse für die Steiermark.

RIEGLER, Andreas: Evaluierung eines hochaufgelösten regionalen Klimamodells im Alpenraum.

Universität Innsbruck

Diplomarbeiten

BIPPUS, Gabriele: Modelling Mass Balance and Climate Sensibility of Glaciers of the Southern Patagonia Icefield.

GIORDANO, Alexander: Wetterlagenanalyse der Starkniederschlagsereignisse in Tirol zwischen 1971 und 2000.

HABERNIG, Magdalena: Meteorologische Einflüsse auf das Ausapern einer Schipiste.

HARNISCH, Florian: Airborne Aerosol Measurements in the Inn Valley: Spatial distribution of aerosols during wintertime.

HOFER, Marlis: Statistical downscaling of NCEP/NCAR reanalysis data to air temperature and specific humidity above an outer tropical glacier surface, Artesonraju (Peru).

KÄFER, Judith: Automatisierte objektive Beschneiungsvorhersagen: Feldstudie im Skigebiet St. Johann/Tirol.

NIEDERL, Alexander: Automated nowcasting of 2m – temperature for road weather prediction.

RAAB, Thomas: Detection of footprints of downslope windstorms with car -based instruments.

RAFELSBERGER, Peter: Phänologische/Klimatologische Untersuchungen einer Thermikwolke.

SCHÜLLER, Felix: Grid computing with and standard test cases for a meteorological Limited Area Model.

WELKER, Christoph: Studies of Snow Characteristics in Dronning Maud Land, Antarctica, by Means of Satellite-Borne Microwave Radiometry.

WINKLER, Michael: Die Rolle der Sublimation in der Energie- und Massenbilanz des tropischen Glaciar Artesonraju.

WITTIG, Julia: Determination of Meteorological Influences on Air Pollution Load in the Inn Valley near Schwaz.

Universität Wien

Dissertation

KOTTEK, Markus: Beiträge zur globalen Klimatologie von Wolken und Niederschlag.

Diplomarbeiten

JAMNIG, Theresa: Untersuchung der Bodenunruhe an sechs Breitbandstationen des Österreichischen Erdbebendienstes.

GORGAS, Theresa: Vergleich von numerischen Wettervorhersage-Modellen mit - tels VERA.

MAURER, Christian: Seismische Vorauserkundung während der Auffahrung eines Tunnels.

HYNEK, Bernhard: Messungen zum Energiehaushalt am Goldbergkees.

BIHLO, Alexander: Solving the vorticity equation with lie groups.

SPEKA, Stefan: Homogeneity adjustments of radiosonde temperature time series using composites of innovations from ERA-40.

MAYER, Dieter: Vergleichende Anwendung von Gauß- und lagrangen Partikelmodell zur Ausbreitung von Viren.

NEMEC, Johanna: Reconstruction of the surface mass balance of Morteratschgletscher since 1865.

Universität Basel

Diplomarbeiten

Spichtig Bernard: Characteristics of turbulent exchange in and above four mediterranean tree canopies.

Universität Zürich

Dissertationen

BALZANI LÖÖV, Jacob Marcus: Carbonyls and PANs at the Jungfraujoch and the related Oxidation Processes at the Boundary Layer / Free Troposphere Interface.

BRUNNER, Aurelia: Characterization of volatile organic compounds emission from grassland systems

FISCHER, Erich Markus: The role of land-atmosphere interactions for European summer heat waves: Past, present and future.

Examina früherer Jahre sind in folgenden Heften veröffentlicht:

Heft	*Prüfungsjahrgang*	
2/3 81	1980	
3/4 82	1981	
1/2 83	1982	
2/3 84	1983	
2/3 85	1984	
2/3 86	1985	1.Teil
4 86	1985	2.Teil
3/4 87	1986	
4 88	1987	
3/4 89	1988	
3/4 90	1989	
3/4 91	1990	1.Teil
1 92	1990	2.Teil
2/3/4 92	1991	
4 93	1992	
1/3 24	1993	
4 24	1994	
1/2 26	1995	
3/4 26	1996	
1/2 27	1997	
3/4 27	1998	
1/2 28	1999	
3/4 28	2000	
1/4 29	2001	
1/2 30	2002	
4 30	2003	
2-4 31	2004	
1/2 33	2005	
3/4 33	2006	

KEW, Sarah F rances: Structure and Dynamics of Distinctive Flow Anomalies in the Lowermost Stratosphere.

LANDL, Barbara: Investigation of Small Scale Characteristics of the Energy Balance over Snow Covered Alpine Terrain.

POSSELT, J ulia Rebekka: Influence of giant sea salt aerosols on global precipitation and aerosol indirect effect.

RUCKSTUHL, Christian: Surface Radiation Changes and their Impact on Climate in Central Europe.

SCHIEMANN, Reinhard: Forcing and variability of the hydroclimate in Central Asia.

SJÖGREN, Staffan: Effects of organic compounds on the hygroscopic properties of inorganic aerosols.

WEHRLI, Christoph: Remote Sensing of Aerosol Optical Depth in a Global Surface Network.

ZÜND, Andreas: Physical states of mixed organic / inorganic aerosols.

Bezugsbedingungen von pro*met*

Herausgeber der Fortbildungszeitschrift pro***met*** ist der Deutsche Wetterdienst (DWD) mit Sitz in Offenbach am Main. Demzufolge erhalten die Mitarbeiter des D WD sowie des Geoinformationsdienstes der Bundeswehr (GeoInfoDBw) pro***met*** auf dem Dienstweg . Ferner gibt der D WD pro***met*** kostenlos ab an die fest angestellten Mitarbeiter der meteorologischen Universitätsinstitute in Deutschland. Dabei verbindet der DWD die Hoffnung, dass auch dieser Empfängerkreis sich bereit erklärt, Themen zur Bearbeitung für pro***met*** zu übernehmen.
Die Verteilung der einzelnen Ausgaben vom pro***met*** an die genannten Empfängerkreise erfolgt zentral durch die Bibliothek des D WD. Wenden Sie sich daher bei Nichterhalt von pro ***met*** bitte direkt dorthin:

DWD/Deutsche Meteorologische Bibliothek, Frankfurter Str. 135, 63067 Offenbach am Main.

Personen sowie Institutionen, die nicht zu dem oben genannten Empfängerkreis gehören, können pro***met*** wie folgt erhalten:
- durch den Kauf eines Einzelheftes
- durch den Abschluss eines Belieferungsabonnements.

Ihre Bestellung richten Sie bitte an die Bibliothek des DWD, die Sie auch über die weiteren Bezugsbedingungen sowie Preise informiert.

Abschließend sei darauf hingewiesen, dass eine Übereinkunft zwischen dem D WD und der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft e.V. (DMG) Mitgliedern der DMG ermöglicht, pro***met*** im Rahmen ihrer Mitgliedschaft kostenfrei zu erwerben. Weitere Einzelheiten können der Internet-Seite: **www.dwd.de/promet** entnommen werden.

Manuskriptsendungen werden erbeten an:
Deutscher Wetterdienst ▪ Schriftleitung Promet▪ Dr. Jörg Rapp ▪ Postfach 100465 ▪ 63004 Offenbach/Main
Tel. 069 8062-2799 ▪ Fax. 069 8062-2592 ▪ E-Mail: joerg.rapp@dwd.de

Autoren dieses Heftes

PD DR. CHRISTOF APPENZELLER
Bundesamt für Meteorologie und Klimatologie
MeteoSchweiz
Krähbühlstrasse 58
CH-8044 Zürich
christof.appenzeller@meteoswiss.ch

Dr. RICHARD BLENDER
Universität Hamburg
Meteorologisches Institut
Bundesstrasse 55
20146 Hamburg
Richard.Blender@zmaw.de

Prof. STEFAN BRÖNNIMANN
ETH Zürich
Institut für Atmosphäre und Klima
Universitätstrasse 16
CH-8092 Zürich
stefan.broennimann@env.ethz.ch

Prof. Dr. KLAUS FRAEDRICH
Universität Hamburg
Meteorologisches Institut
Bundesstrasse 55
20146 Hamburg
Klaus.Fraedrich@zmaw.de

Dr. CHRISTIAN FRANZKE
British Antarctic Survey
Natural Environment Research Council
High Cross, Madingley Road
CB3 0ET Cambridge
United Kingdom
chan1@bas.ac.uk

Prof. HANS-F. GRAF
Centre Atmospheric Sciences
University Cambridge
Downing Place
Cambridge CB2 3EN
hfg21@cam.ac.uk

Prof. Dr. ANDREAS HENSE
Meteorologisches Institut der Universität Bonn
Auf dem Hügel 20
53121 Bonn
rita.glowienka@uni-bonn.de

Dr. Rita GLOWIENKA-HENSE
Meteorologisches Institut der Universität Bonn
Auf dem Hügel 20
53121 Bonn
ahense@uni-bonn.de

Dr. THOMAS JUNG
ECMWF
Shinfield Park
Reading RG1 5SD
Grossbritannien
jung@ecmwf.int

Dr. ALICE KAPALA
Meteorologisches Institut
Universität Bonn
Auf dem Hügel 20
53121 Bonn
akapala@uni-bonn.de

Dr. GERD KRAHMANN
Leibniz-Institut für Meereswissenschaften (IFM-GEOMAR)
Duesternbrooker Weg 20
24105 Kiel
gkrahmann@ifm-geomar.de

Dr. FRED KURCHARSKI
Abdus Salam ICTP
Strada Costiera 11
34014 Trieste
Italien
kucharsk@ictp.it

PD Dr. ULRIKE LANGEMATZ
Institut für Meteorologie
Freie Universität Berlin
Carl-Heinrich-Becker Weg 6-10
12165 Berlin
Ulrike.Langematz@met.fu-berlin.de

Prof. Dr. MOJIB LATIF
Leibniz-Institut für Meereswissenschaften (IFM-GEOMAR)
Universität Kiel
Düsternbrooker Weg 20
24105 Kiel
mlatif@ifm-geomar.de

Dr. GREGOR C. LECKEBUSCH
Institut für Meteorologie
Freie Universität Berlin
Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10
12165 Berlin
gcl@met.fu-berlin.de

Dr. FRANK LUNKEIT
Universität Hamburg
Meteorologisches Institut
Bundesstrasse 55
20146 Hamburg
Frank.Lunkeit@zmaw.de

PD Dr. JÜRG LUTERBACHER
Oeschger Centre for Climate Change Research (OCCR) und Nationaler Forschungsschwerpunkt Klima (NCCR Climate)
Universität Bern
Erlachstrasse 9A
CH-3012 Bern
juerg@giub.unibe.ch

Dr. HERMANN MÄCHEL
KU21
Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach am Main
Hermann.Maechel@dwd.de

DR. WOLFGANG A. MÜLLER
Max-Planck-Institut für Meteorologie
Bundesstraße 53
20146 Hamburg
wolfgang.mueller@zmaw.de

Prof. Dr. HEIKO PAETH
Geographisches Institut
Universität Würzburg
Am Hubland
97074 Würzburg
heiko.paeth@uni-wuerzburg.de

Dr. JOAQUIM G. PINTO
Institut für Geophysik und Meteorologie
Universität zu Köln
Kerpener Str. 13
50923 Köln
jpinto@meteo.uni-koeln.de

Dr. CHRISTOPH C. RAIBLE
Klima- und Umweltphysik
Physikalisches Institut der Universität Bern
Sidlerstr. 5
raible@climate.unibe.ch

Dipl.-Met. MARK REYERS
Institut für Geophysik und Meteorologie
Universität zu Köln
Kerpener Str. 13
50923 Köln
mreyers@meteo.uni-koeln.de

Dr. THOMAS SPANGEHL
Institut für Meteorologie
Freie Universität Berlin
Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10
12165 Berlin
spangehl@met.fu-berlin.de

Prof. Dr. UWE ULBRICH
Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin
Carl-Heinrich-Becker-Weg 6-10
12165 Berlin, Deutschland
ulbrich@met.fu-berlin.de

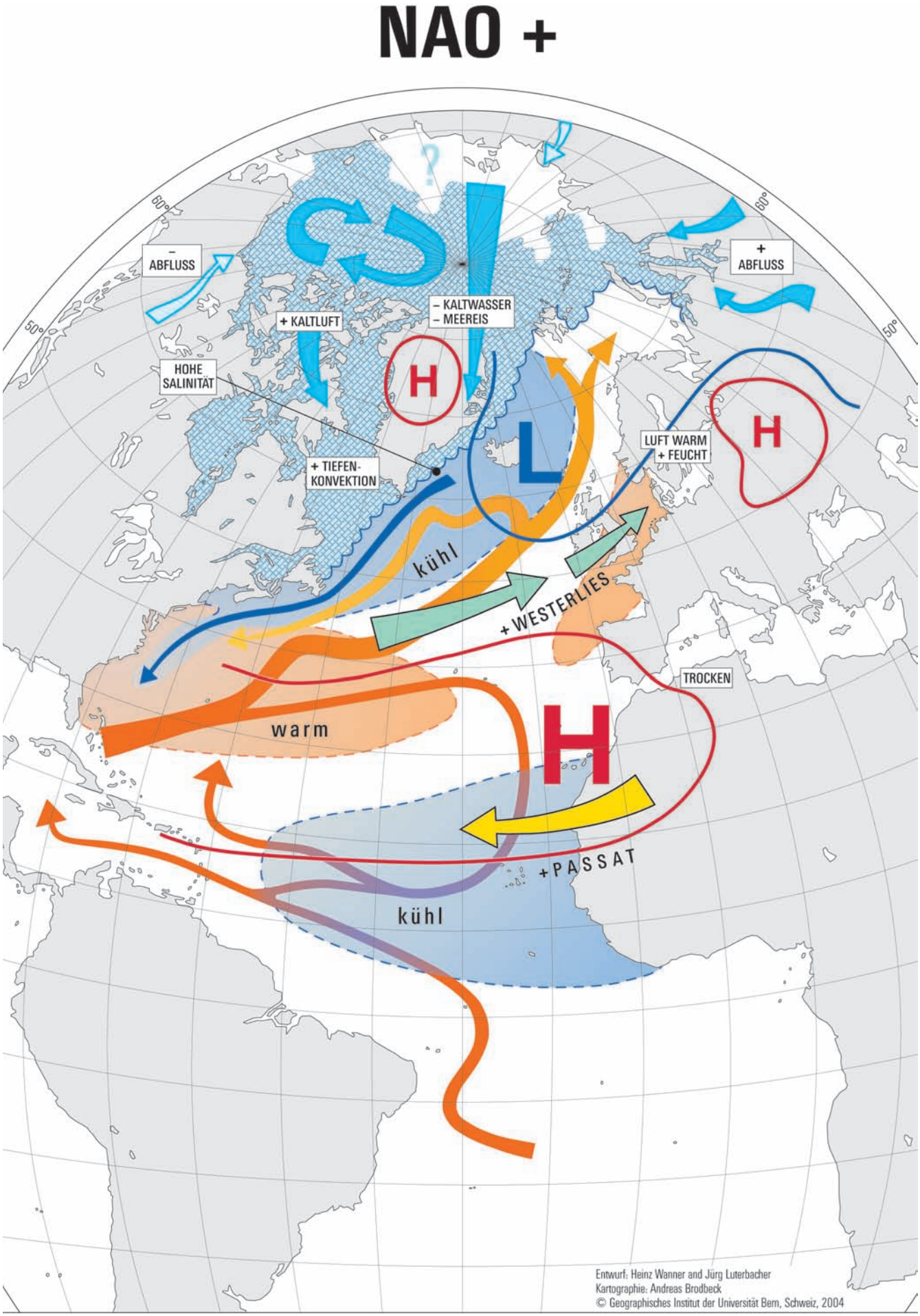
Prof. Dr. MARTIN VISBECK
Leibniz-Institut für Meereswissenschaften (IFM-GEOMAR)
Duesternbrooker Weg 20
24105 Kiel
mvisbeck@ifm-geomar.de

Prof. Dr. HEINZ WANNER
Oeschger Centre for Climate Change Research (OCCR) und Nationaler F orschungsschwerpunkt Klima (NCCR Climate)
Universität Bern
Erlachstrasse 9A
CH-3012 Bern
wanner@giub.unibe.ch

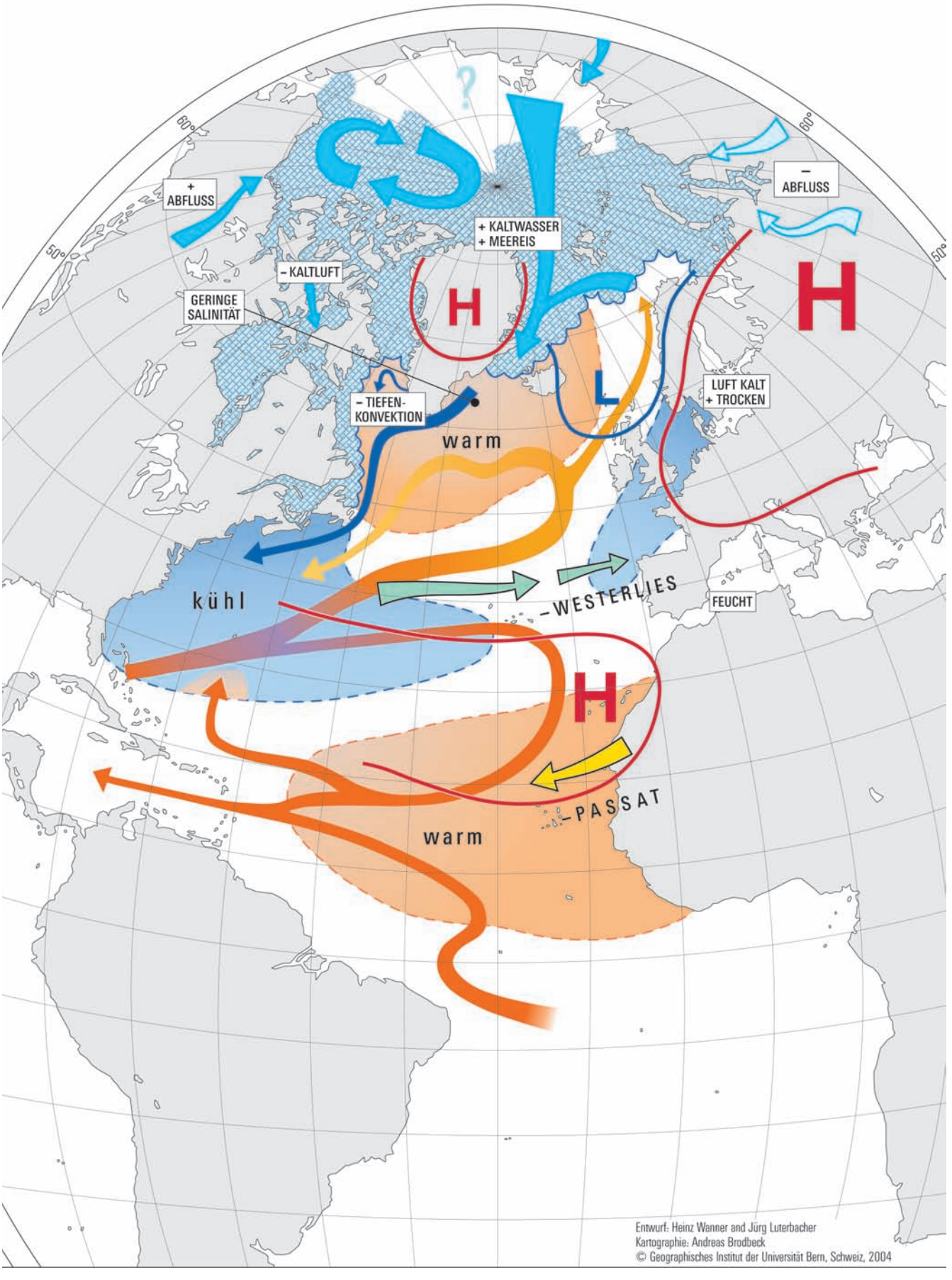
promet

Vorschau auf die nächsten Hefte

- Computergestützte Lernprogramme in der Meteorologie (Fachredaktion: Dr. W. Jacobs, Dipl.-Met. H. Bauer)
- Moderne Verfahren der Wettervorhersage im DWD (Fachredaktion: Dr. G. Steinhorst)
- Fernmessung von Wolken und Wasserdampf (Fachredaktion: N.N.)


NAO +
60°
50°
– ABFLUSS
+ ABFLUSS
+ KALTLUFT
– KALTWASSER
– MEEREIS
HOHE SALINITÄT
H
L
H
LUFT WARM
+ FEUCHT
+ TIEFEN-
KONVEKTION
kühl
+ WESTERLIES
TROCKEN
warm
H
+ PASSAT
kühl
Entwurf: Heinz Wanner and Jürg Luterbacher
Kartographie: Andreas Brodbeck
© Geographisches Institut der Universität Bern, Schweiz, 2004

NAO –



Entwurf: Heinz Wanner and Jürg Luterbacher
Kartographie: Andreas Brodbeck
© Geographisches Institut der Universität Bern, Schweiz, 2004