

## 2.3 Klimavariabilität, El Niño/Southern Oscillation, die Nordatlantische und die Atlantische Multidekadische Oszillation mit Anmerkungen zur Vorhersagbarkeit

MOJIB LATIF

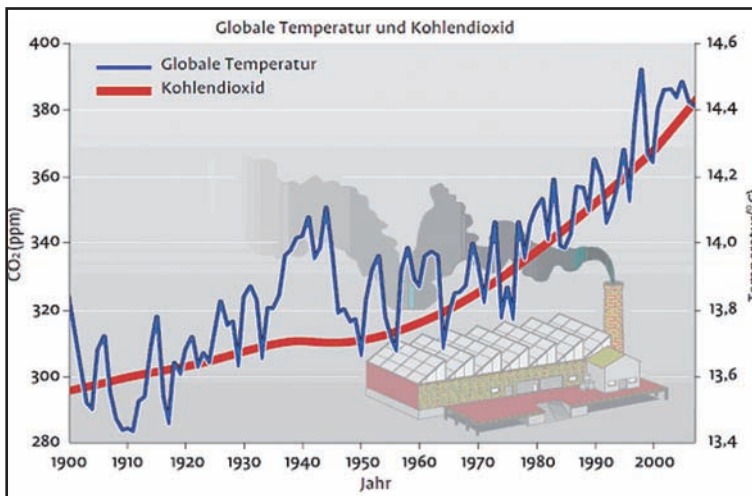
*Climate variability, El Niño/Southern Oscillation, the North Atlantic and the Atlantic Multidecadal Oscillation with remarks on predictability: The climate has always varied on a broad range of timescales and is governed by a multitude of external factors. Changing solar activity and volcanic eruptions, for instance, can change the climate, in the recent past more and more also mankind. The climate, however, also fluctuates due to internal interactions within individual and between different climate subsystems. The chaotic atmospheric variability and its interaction with the oceans are of particular importance on the timescales on which anthropogenic climate change evolves. Here some basic concepts of internal climate variability are presented along with a few examples of internal climate modes.*

Der globale Klimawandel steht inzwischen im Blickpunkt des öffentlichen Interesses. Wir Menschen entlassen seit Beginn der Industrialisierung große Mengen des Treibhausgases Kohlendioxid ( $\text{CO}_2$ ) in die Atmosphäre, wodurch sich die Erde aufheizt. Ihre Temperatur zeigt einen offensichtlichen Erwärmungstrend von gut  $0,7^\circ\text{C}$  während des 20. Jahrhunderts (Abb. 2.3-1). Die Auswirkungen der Erwärmung sind bereits heute unübersehbar. So hat sich beispielsweise das Eis der Erde massiv zurückgezogen: Die arktische Eisbedeckung hat sich allein während der letzten 30 Jahre um fast ein Drittel verringert und die Gebirgsgletscher schrumpfen in allen Breitenzonen. Der Meeresspiegel ist während des 20. Jahrhunderts im weltweiten Durchschnitt um knapp 20 Zentimeter gestiegen, um nur einige Änderungen zu nennen. Der globale Klimawandel findet statt. Daran gibt es keinen Zweifel (IPCC 2007).

Allerdings gibt es sowohl zeitlich als auch räumlich große Schwankungen in der Klimaentwicklung. Das ist auch zu erwarten, denn eine inhärente Eigenschaft des Klimas ist seine große Schwankungsbreite. So zeigt die global gemittelte Temperatur der Erde ne-

ben dem langfristigen Erwärmungstrend ausgeprägte Änderungen auf kürzeren Zeitskalen, von Jahr zu Jahr und von Jahrzehnt zu Jahrzehnt, obwohl der Anstieg der  $\text{CO}_2$ -Konzentration allmählich erfolgte. Das Klima unterliegt vielfältigen natürlichen Einflüssen, woraus sich seine irreguläre Entwicklung erklärt. Es verwundert daher auch nicht, dass es beispielsweise seit 1998 keinen neuen Temperaturrekord hinsichtlich der Globaltemperatur gegeben hat und das Klima eine Art »Atempause« durchläuft. Die oftmals zyklischen natürlichen Klimaschwankungen können den von uns Menschen hervorgerufenen Erwärmungstrend kurzzeitig bremsen oder beschleunigen. Wir können daher nicht erwarten, dass es jedes Jahr neue Temperaturrekord zu verzeichnen gibt. Die Irregularität spricht nicht gegen die globale Erwärmung, sondern ist nichts anderes als Ausdruck der natürlichen Klimavariabilität, die den von uns Menschen verursachten langfristigen Erwärmungstrend stets überlagert.

Und auch große räumliche Unterschiede sind messbar, die Klimaentwicklung verläuft nicht an jedem Ort der Erde ähnlich, was ebenfalls den natürlichen



**Abb. 2.3-1:** Die global gemittelte Oberflächentemperatur und die leicht geglättete atmosphärische Kohlendioxidkonzentration seit 1900. Nach LATIF 2009.

Schwankungen geschuldet sein kann. Die Schwankungen machen sich nicht notwendigerweise nennenswert in den globalen Mittelwerten bemerkbar, weil die Änderungen unterschiedliche Vorzeichen in verschiedenen Gegenden aufweisen können. Der Meeresspiegel beispielsweise ist im westlichen tropischen Pazifik seit Beginn der 1990er Jahre rasch angestiegen, im östlichen Teil jedoch sogar leicht gefallen. Der Grund: Eine vermutlich natürliche Zunahme der Passatwinde über dem äquatorialen Pazifik, wodurch sich warme Wassermassen im Westen akkumulieren. Gleichzeitig hat sich die Meeresoberflächentemperatur im Westen leicht erhöht und im Osten etwas verringert.

Aber auch ohne das Vorhandensein der natürlichen Schwankungen würde es in der Klimaentwicklung deutliche regionale Unterschiede geben, da die Reaktion des Klimas auf den anthropogenen Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen wegen der unterschiedlichen Rückkopplungen von Region zu Region recht verschieden ausfallen muss. Ein Beispiel ist der Land-See Kontrast in der gemessenen Erwärmung während des 20. Jahrhunderts. Die Meere haben sich im Mittel weniger stark erwärmt im Vergleich zum weltweiten Durchschnitt. Die Landregionen aber deutlich stärker. Die Temperatur der Nordhalbkugel hat sich daher wegen ihres größeren Landanteils während des 20. Jahrhunderts deutlich stärker erhöht als die der Südhalbkugel. Folgerichtig hat sich das arktische Meereis während der letzten Jahrzehnte schnell zurückgezogen, das antarktische jedoch überhaupt nicht. Allerdings wirkt das Meereis auch zurück auf die Temperatur, so dass immer eine umfassende Betrachtung der räumzeitlichen Struktur der Klimaänderung angebracht ist.

Eine wichtige Aufgabe der Klimaforschung besteht darin, die Dynamik der natürlichen Klimaschwankungen zu verstehen und ihre Vorhersagbarkeit zu untersuchen. Man unterscheidet prinzipiell interne und externe Klimaschwankungen. Änderungen der Randbedingungen sind die Ursache externer Schwankungen. Vulkanausbrüche oder Änderungen der Solarkonstante beeinflussen die Strahlungsbilanz der Atmosphäre, ein wichtiger Antrieb für das Klima. Man zählt daneben auch die anthropogene Klimaänderung zu den externen Schwankungen. Im Folgenden werden nur die internen Schwankungen betrachtet. Sie sind der chaotischen Natur des Klimas geschuldet. Eines äußeren Antriebs bedarf es nicht. Interne Klimavariabilität entsteht im Klimasystem selbst, entweder durch Prozesse innerhalb individueller Klimakomponenten (Atmosphäre, Land, Ozean, Land- und Meereis, usw.) oder durch Wechselwirkungen zwischen verschiedenen Klimakomponenten. Von besonderem Interesse sind dabei Schwankungen, die durch die Wechselwirkung zwischen der

Atmosphäre und dem Ozean zustande kommen und die sich auf den zwischenjährlichen, dekadischen und sogar noch längeren Zeitskalen entwickeln.

Die internen Schwankungen „maskieren“ nicht nur den anthropogenen Klimawandel, was seine frühzeitige Erkennung erschwert, sie werden auf der anderen Seite unter Umständen auch selbst vom Klimawandel verändert. Daher kommt der Projektion der Änderung der Statistik der internen Variabilität eine besondere Bedeutung zu, da sie für die zu erwartenden regionalen Klimaänderungen von herausragender Bedeutung wäre. Darüber hinaus sind die internen Klimaschwankungen aus akademischer Sicht interessant, um einige Rückkopplungen im Klimasystem besser zu verstehen. Und schließlich bieten die Simulation und Vorhersage der internen Klimaschwankungen einen willkommenen Test zur Überprüfung von Klimamodellen.

Die interne Klimavariabilität wird also neben dem Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen die Klimaentwicklung während der nächsten Jahrzehnte im erheblichen Maße mit bestimmen, insbesondere auf der regionalen Skala. Die gegenwärtigen Forschungsanstrengungen gehen dahin, die Projektionen zum globalen Klimawandel dadurch zu erweitern, indem man nicht nur ein Szenarium für die zukünftige Entwicklung der Treibhausgaskonzentrationen (und Aerosolkonzentrationen) vorschreibt sondern zusätzlich versucht, die dem langfristigen Erwärmungstrend überlagerten kurzfristigen internen Klimaschwankungen vorherzusagen. Dazu muss man aber zunächst die Dynamik der Schwankungen besser verstehen, wozu sich auf der einen Seite die instrumentellen Messungen und auf der anderen Seite die Klimamodelle selbst anbieten, da sie ein breites Spektrum interner Variabilität von sich heraus simulieren.

Es ist aber auch notwendig, das Klima der Vergangenheit zu untersuchen, da die instrumentellen Messungen nur etwa 150 Jahre zurückreichen, was gerade für das Verständnis der dekadischen Variabilität zu kurz ist. Die Mittelalterliche Warmzeit oder die Kleine Eiszeit sind prominente Beispiele von Klimaänderungen in Europa während des letzten Jahrtausends. Neuere Studien deuten an, dass sie einen eher regionalen Charakter besaßen. In der Tat zeigen die Rekonstruktionen der über die gesamte Nordhemisphäre gemittelten Temperatur, dass die Werte des späten 20. und frühen 21. Jahrhunderts außergewöhnlich in der Rückschau des letzten Jahrtausends sind. Eine Schlussfolgerung wäre, dass interne Klimamoden im erheblichen Maße zu den beiden Phänomenen beigetragen haben könnten. Im Folgenden stehen drei prominente Vertreter der internen Klimavariabilität im Fokus: Das El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Phänomen als Beispiel der Variabilität des gekoppelten Systems Ozean-Atmosphäre

in den Tropen, die Nordatlantische Oszillation (NAO) als Beispiel extratropischer Variabilität der Atmosphäre und die Atlantische Multidekadische Oszillation (AMO) als Beispiel beckenweiter interner Variabilität des Ozeans. Bevor wir uns jedoch den drei Beispielen zuwenden, sollen einige Grundzüge der internen Klimadynamik behandelt werden.

### Interne Klimadynamik

Das Klima schwankt auf einem breiten Spektrum von Zeitskalen von Monaten bis hin zu Jahrtausenden. Eine Anzahl von Maxima ragt typischerweise aus dem kontinuierlichen Spektrum der Hintergrundvariabilität von Klimaparametern wie der Oberflächentemperatur heraus. Manche Spitzen können als direkte Antwort des Klimasystems auf externe Antriebe verstanden werden. Der Tages- oder Jahresgang der Temperatur sind zwei der wichtigsten Beispiele. Auf Zeitskalen von vielen Jahrtausenden sind es die Milankovitch Zyklen und das mit ihnen verbundene Entstehen und Vergehen von Eiszeiten infolge der Änderungen der Erdbahnparameter. Maxima in den Spektren können aber auch auf Prozesse innerhalb des Klimasystems bei konstantem Antrieb zurückgeführt werden. Das Klimasystem hält eine Zahl von internen Klimamoden bereit. Die Madden Julian Oscillation (MJO) in der äquatorialen Troposphäre, die Quasi Biannual Oscillation (QBO) in der äquatorialen Stratosphäre, ENSO, NAO und AMO sind Beispiele. Auf den Zeitskalen von einigen Jahren bis zu einigen Jahrzehnten, auf denen sich die anthropogene Klimaänderung entwickelt, spielt die Wechselwirkung zwischen der Atmosphäre und dem Ozean eine wichtige Rolle. Es ist vor allem diese, welche die in *Abb. 2.3-1* gezeigten Schwankungen um den langfristigen Trend erzeugt. Eine umfassende Beschreibung der internen Variabilität wäre sehr aufwendig und ist daher an dieser Stelle nicht möglich. Es werden daher im Folgenden lediglich exemplarisch einige wenige dynamische Konzepte vorgestellt, um die Phänomene ENSO, NAO und AMO besser einordnen zu können.

Obwohl Klimaschwankungen als längerfristige Änderungen der Eigenschaften der uns umgebenden Atmosphäre wie Lufttemperatur oder Niederschlagshäufigkeit wahrgenommen werden, sind die Ursachen von Klimaschwankungen nicht unbedingt innerhalb der Atmosphäre zu suchen, sondern vorwiegend auf ihre Wechselwirkungen mit den trägen Komponenten des Klimasystems zurückzuführen. HASSELMANN (1976) führte das Konzept des stochastischen Klimamodells ein. Man stellt sich dabei vor, dass Anomalien etwa der Meeresoberflächentemperatur oder des Meerereises durch die Aufsummierung vieler statistisch unabhän-

giger Einzeleinwirkungen der Atmosphäre wie das Vorbeiziehen von Hoch- bzw. Tiefdruckgebieten erzeugt werden. Obwohl das stochastische Klimamodell in seiner allgemeinen Form nichtlineare Dynamik berücksichtigt, wird oft nur eine sehr einfache lineare Form betrachtet. Diese erlaubt jedoch bereits einige wichtige Einblicke in die interne Klimadynamik:

$$\frac{dT}{dt} = -\lambda T + \xi \quad (1)$$

In der obigen als Langevin-Gleichung bezeichneten stochastischen Differentialgleichung ist  $T$  ein typischer Klimaparameter wie etwa die Meeresoberflächentemperatur, der Parameter  $\lambda$  eine Dämpfungskonstante und  $\xi$  der atmosphärische Antrieb etwa in Form der Wärmeflussanomalien an der Grenzfläche zwischen der Atmosphäre und dem Ozean. Idealisiert man diesen Antrieb als »weißes Rauschen«, d.h. die Varianz ist bei allen Frequenzen gleich, ist das resultierende Spektrum von  $T$  rot (*Abb. 2.3-2*, oberer Teil), d.h. die Amplitude der Schwankungen des Klimaparameters wächst mit abnehmender Frequenz bzw. zunehmender Zeitskala. Das Spektrum flacht schließlich bei einer Frequenz ab, welche durch die Dämpfungskonstante  $\lambda$  bestimmt ist. Man spricht in diesem Zusammenhang von dem roten Hintergrundspektrum. Nach dem Konzept des stochastischen Klimamodells induzieren also die mit dem Wettergeschehen assoziierten kurzperiodischen Schwankungen von Lufttemperatur und Wind in Analogie zu der Brownschen Bewegung langperiodische Schwankungen in den trägen Komponenten des Klimasystems. Sie reagieren mit einem roten Spektrum, obwohl der atmosphärische Antrieb weiß ist. Anders ausgedrückt: Der Ozean reagiert selektiv und hebt die niedrigen Frequenzen hervor.

Die Beobachtungen zeigen in der Tat, dass Klimaschwankungen mit zunehmender Zeitskala stärker werden: Die Temperaturabweichung der globalen Mitteltemperatur während der Eiszeiten gegenüber heute (ca. 5°C) war größer als die von Jahrhundert zu Jahrhundert (<0,5°C) während der letzten Jahrtausende, und diese wiederum waren größer als die heute beobachteten Temperaturschwankungen von Jahr zu Jahr (<0,3). Die Steigung des Spektrums ist nach dem einfachen Modell (1) proportional zu  $\omega^{-2}$ , wobei  $\omega$  die Frequenz ist. Die Spektren vieler langer Beobachtungszeitreihen der Meeresoberflächentemperatur oder des Oberflächensalzgehaltes in verschiedenen Meeresregionen der Extratropen zeigen die vorhersagte Röte und sind damit konsistent mit dem Konzept des stochastischen Klimamodells. Das einfache Modell (1) kann als eine Art von Nullhypothese für die Erzeugung von Klimavariabilität angesehen werden.

Manche Klimaspektren zeigen durch das Auftreten von Spitzen (engl.: peaks) eine besondere Selektivität einzelner Zeitskalenbereiche. Diese kann man ebenfalls

im Rahmen des stochastischen Klimamodells verstehen. Entscheidend dabei ist, dass die träge Komponente (z.B. der Ozean) gedämpfte Eigen-Oszillationen besitzt, welche - ähnlich einer Schaukel im Wind - durch das atmosphärische Rauschen angeregt werden. Dieses etwas verallgemeinerte Konzept des stochastischen Klimamodells liefert nach wie vor weiße atmosphärische und rote ozeanische Spektren. Letztere weisen allerdings Maxima bei den Eigenfrequenzen auf, welche dem roten Hintergrund überlagert sind (Abb. 2.3-2, mittlerer Teil). Die weiter unten beschriebenen AMO könnte auf einem derartigen Mechanismus basieren.

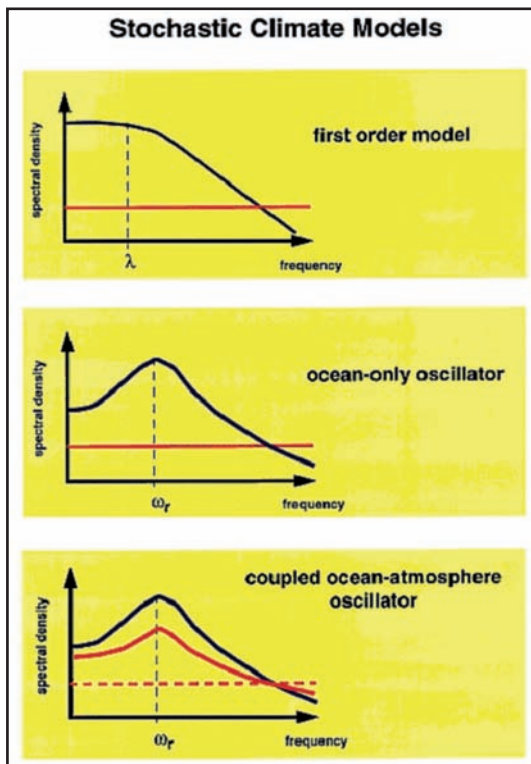
Bisher haben wir die träge Komponente, den Ozean als passiv angenommen, der nur auf die atmosphärische Anregung reagiert, nicht aber auf die Atmosphäre zurückwirkt. In bestimmten Regionen wie dem äquatorialen Pazifik findet man Spitzen in den Spektren sowohl ozeanischer als auch atmosphärischer Parameter (Abb. 2.3-2, unterer Teil). Diese können auf dynamische

(zweiseitige) Wechselwirkungen zwischen dem Ozean und der Atmosphäre zurückgeführt werden, bei denen sowohl der Ozean auf die Atmosphäre reagiert, als auch die Atmosphäre auf den Ozean. Das unten beschriebene ENSO Phänomen ist ein typisches Beispiel für derartige Wechselwirkungen, in denen die beiden Komponenten »gleichberechtigt« sind. Das Gedächtnis des gekoppelten Systems befindet sich allerdings im trägeren Ozean. Die Atmosphäre kann dabei oftmals als ein sich im Gleichgewicht mit den ozeanischen Randbedingungen befindliches System betrachtet werden, was eine diagnostische Formulierung ermöglicht, wodurch sich der Rechenaufwand für die Atmosphäre erheblich verringert. Trotzdem ist es wichtig, den gekoppelten Charakter der Variabilität hervorzuheben.

### El Niño/Southern Oscillation

Kommen wir nun zu den Klimamoden. Die stärkste kurzfristige interne Klimaschwankung in den Tropen auf Zeitskalen von einigen Monaten bis hin zu einigen Jahren ist El Niño/Southern Oscillation (ENSO). ENSO besteht im Wesentlichen aus einer Oszillation zwischen außergewöhnlich hohen und niedrigen Meerestemperaturen im Bereich des äquatorialen Pazifiks (Abb. 2.3-3). Beschäftigen wir uns zunächst mit der ozeanischen Komponente des Phänomens. Das Wort »El Niño« stammt aus dem Spanischen (El Niño: das Christkind, der Junge) und wurde von den peruanischen Küstefischern bereits im vorletzten Jahrhundert geprägt. Diese beobachteten, dass alljährlich zur Weihnachtszeit die Meeresoberflächentemperatur anstieg, was das Ende der Fischfangsaison markierte. In einigen Jahren ist die Erwärmung allerdings besonders stark. Diese Anomalie ist Teil einer großskaligen und typischerweise etwa ein Jahr lang anhaltenden, außergewöhnlichen Erwärmung. Heute werden nur noch diese mit El Niño bezeichnet. Die Gegenphasen, die außergewöhnlichen Abkühlungen, bezeichnet man in Analogie als La Niña Ereignisse (La Niña: das Mädchen). Abb. 2.3-4 zeigt die Meeresoberflächentemperatur während eines warmen und eines kalten Extrems sowie während eines normalen Jahres.

Wegen seiner weltweiten klimatischen Auswirkungen, seinem Einfluss auf die Ökologie in verschiedenen Gegenden der Erde, auf die Volkswirtschaften zahlreicher Länder und nicht zuletzt wegen seines relativ großen saisonalen Vorhersagepotentials ist ENSO eines der zentralen Felder der Klimaforschung. Darüber hinaus bietet ENSO die Gelegenheit, die Güte von Klimamodellen zu überprüfen. Und schließlich besteht die Befürchtung, dass sich die ENSO-Statistik durch den anthropogenen Treibhauseffekt ändern könnte, was unabhärbare Folgen für viele Länder hätte. Die Modelle liefern allerdings diesbezüglich sehr unterschiedliche



**Abb. 2.3-2:** Schematische Darstellung der Spektren, welche aus dem Konzept des stochastischen Klimamodells resultieren. **Oben:** Das einfache Modell mit Dämpfung. **Mitte:** Stochastische Anregung einer ozeanischen Eigenschwingung. **Unten:** Stochastische Anregung einer Eigenschwingung des gekoppelten Systems Ozean-Atmosphäre. Das atmosphärische Rauschen ist jeweils als weißes Rauschen angenommen und als rote horizontale Linie (in der unteren Abbildung gestrichelt) gezeigt. Nach LATIF et al. (2002).

Resultate (LATIF & KEENLYSIDE 2008).

Die Warmphasen von ENSO, die El Niño-Ereignisse, führen typischerweise zu Dürren in Südostasien, Teilen Australiens und Brasiliens; sie verursachen starke Niederschläge über weiten Teilen des westlichen Südamerikas und rufen signifikante Klima-anomalien über Nordamerika und während besonders starker Ereignisse sogar über Europa hervor. Sie beeinflussen außerdem die vertikale Windscherung über dem tropischen Atlantik und gehen deswegen häufig mit einer relativ schwachen (starken) Hurrikan-Aktivität in dieser Region einher. ENSO wirkt sich aber nicht nur auf das Klima aus, sondern es beeinflusst auch die Ökosysteme im asiatisch-pazifischen Raum. So kommt es während ENSO Warmphasen beispielsweise verstärkt zu Waldbränden in Indonesien. Die Einbußen im Fischfang und damit zusammenhängend in der Guanoproduktion belasten neben den Wetterextremen selbst die Volkswirtschaften verschiedener Staaten im westlichen Südamerika, wie die Perus. Auch die Rate des Anstiegs der atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Konzentration ändert sich kurzfristig als Folge von ENSO-Extremen, ein Zeichen der Beeinflussung des globalen Kohlenstoffkreislaufs.

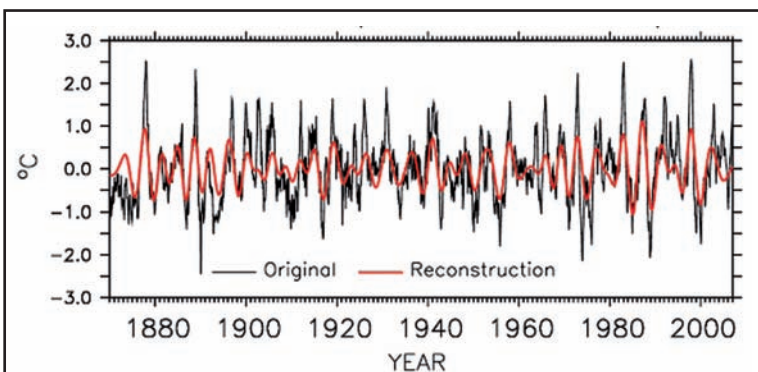
ENSO ist ein klassisches Beispiel für die dynamische (zweiseitige) Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre (siehe oben) und äußert sich in quasi-periodischen Schwankungen der Meeresoberflächentemperatur des äquatorialen Pazifiks, welche deutlich in *Abb. 2.3-3* zu erkennen sind. Die mittlere Periode beträgt etwa vier Jahre. Die Zeitreihe ist jedoch irregulär und der »peak« im Spektrum relativ breit, sodass ein stochastisches Konzept zur Erklärung der ENSO Dynamik sinnvoll zu sein scheint (siehe *Abb. 2.3-2*, unten).

Man kann ENSO als eine gedämpfte Eigenschwingung des gekoppelten Systems Ozean-Atmosphäre verstehen, welche entsprechend dem Konzept des stochastischen Klimamodells durch das dem Klimasystem immanente „Rauschen“ angetrieben wird. Folgerichtig ist ENSO eng an ein atmosphärisches Phänomen gekoppelt, die Southern Oscillation (SO). Wegen der

engen Verbindung zur Southern Oscillation und um den gekoppelten Charakter der Variabilität deutlich zu machen, spricht man daher inzwischen vom El Niño (EN)/Southern Oscillation (SO) Phänomen (ENSO), während man früher nur von El Niño sprach.

Die Southern Oscillation ist ein Wechselspiel zwischen dem südostasiatischen Tiefdruckgebiet und dem südostpazifischen Hochdruckgebiet und bestimmt die Stärke der Passatwinde längs des äquatorialen Pazifik. Die Oberflächentemperatur des äquatorialen Pazifik ändert sich mit deren Stärke. Unter dem Einfluss der Passatwinde und der Erdrotation quillt vor der Küste Südamerikas und längs des Äquators im östlichen und zentralen Pazifik kaltes Wasser an die Meeresoberfläche, was die normalerweise recht niedrigen Meerestemperaturen in diesen Regionen verursacht (*Abb. 2.3-4*, Mitte). Im Westpazifik hingegen ist die Meeresoberflächentemperatur mit bis zu  $30^\circ\text{C}$  relativ hoch. Es herrscht im Normalfall ein ziemlich starker Temperaturkontrast längs des Äquators. Und die Thermokline, die Grenzfläche zwischen dem warmen Oberflächenwasser und dem kalten Tiefenwasser, ist längs des Äquators geneigt: Sie liegt im Westen tief und im Osten dicht unterhalb der Oberfläche. Dadurch ist die Meeresoberflächentemperatur im Osten sensitiv gegenüber der Stärke der Passatwinde, welche die Neigung der Thermokline bestimmt. Starke Passatwinde führen zu einer starken Neigung der Thermokline und einem relativ kalten Ostpazifik, während schwache Winde zu einer mehr horizontalen Position der Thermokline und einem relativ warmen Ostpazifik führen.

Eine anfängliche Erwärmung des Ostpazifiks und damit verbunden ein verminderter Ost-West Gegensatz der Temperatur längs des Äquators dämpfen die Southern Oscillation: Der Luftdruck über dem westlichen Pazifik steigt, während er über dem östlichen Pazifik sinkt und sich die Passatwinde abschwächen. Dadurch steigt die Oberflächentemperatur im Osten weiter an und der Temperaturgegensatz zwischen dem Ost- und Westpazifik schwächt sich noch mehr ab.



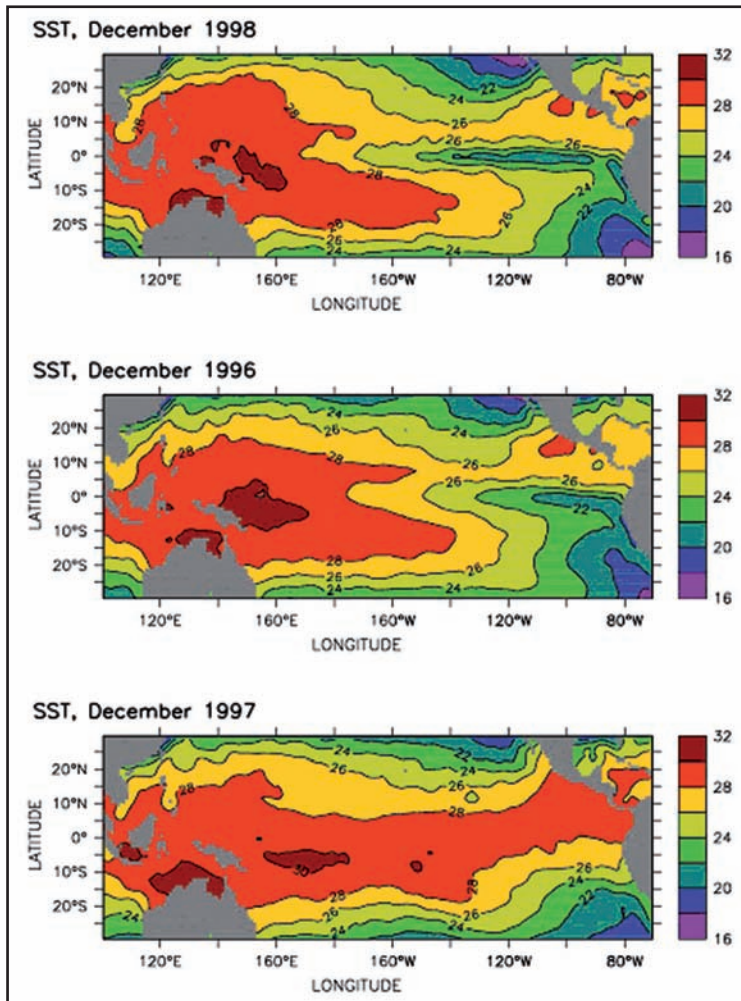
**Abb. 2.3-3:** Zeitliche Entwicklung der Anomalien der Meeresoberflächentemperatur im zentralen äquatorialen Pazifik (Niño3.4 Region:  $170\text{--}120^\circ\text{W}$ ,  $5\text{S--}5^\circ\text{N}$ ). Die schwarze Kurve zeigt die Monatswerte und die rote Kurve eine Rekonstruktion mit Hilfe einer statistischen Methode (Singular Spectrum Analysis, SSA), welche die führende oszillatorische Komponente der Variabilität hervorhebt. Quelle: LATIF & KEENLYSIDE (2008).

Schließlich gipfelt diese Art von positiver Rückkopplung in einem El Niño Ereignis mit ungewöhnlich hohen Temperaturen im Ostpazifik (Abb. 2.3-4, unten) und einem »Einschlafen der Passatwinde«. Analog dazu entwickelt sich ein »La Niña« Ereignis, wobei die Prozesse jedoch mit umgekehrtem Vorzeichen ablaufen. La Niña Ereignisse sind demnach durch außergewöhnlich starke Passatwinde und einen relativ starken Temperaturgegensatz längs der Äquators charakterisiert, die Kaltwasserzunge erstreckt sich weit nach Westen (Abb. 2.3-4, oben).

Der Wärmehalt des oberen äquatorialen Pazifik liefert die für eine Oszillation notwendige negative Rückkopplung. Messungen wie auch Modellsimulationen zeigen, dass es eine Phasendifferenz zwischen der zeitlichen Entwicklung des beckenweit gemittelten Wärmehalts des oberen äquatorialen Pazifiks und der Anomalien der äquatorialen Meeresoberflächentemperatur im Ost- und Zentralpazifik gibt (Abb. 2.3-5). JIN

(1997) hat ein einfaches konzeptuelles Modell, den »recharge oscillator« entwickelt, das einen beträchtlichen Teil der Variabilität der beobachteten Meeresoberflächentemperatur im äquatorialen Pazifik zu erklären vermag. Das Modell basiert auf der Tatsache, dass der obere Ozean infolge von Änderungen der windgetriebenen Ozeanzirkulation während einer warmen (kalten) ENSO-Phase Wärme verliert (gewinnt). Mathematisch kann man das Modell des »recharge oscillator« auf einen gedämpften harmonischen Oszillator weiter reduzieren (BURGERS 2005), wobei die Meeresoberflächentemperatur  $T$  die Rolle des Impulses und der Wärmehalt  $h$  die des Ortes einnimmt:

$$\begin{aligned} \frac{dT}{dt} &= a_{11}T + a_{12}h \\ \frac{dh}{dt} &= a_{21}T + a_{22}h \end{aligned} \quad (2)$$



**Abb. 2.3-4:** Meeresoberflächentemperatur im tropischen Pazifik für Dezember 1998 (La Niña Phase), Dezember 1996 (normale Bedingungen) und Dezember 1997 (El Niño Phase). Quelle: LATIF & KEENLYSIDE (2008).

Als Maß für den Wärmeinhalt verwendet man häufig das Volumen des Wassers mit einer Temperatur oberhalb von 20°C in der Region 5°N–5°S und 120°E–80°W. Es existiert inzwischen ein Ozeanbeobachtungssystem (TOGA-TAO) im äquatorialen Pazifik, welches die Temperaturen bis in Tiefen von einigen Hundert Metern liefert, was die Berechnung des Wärmeinhalts aus Messungen ermöglicht. Entsprechend der *Abb. 2.3-5* beträgt die Phasendifferenz zwischen dem Wärmeinhalt des oberen äquatorialen Pazifik einige wenige Monate bis zu einem Jahr, wobei die Anomalien des Wärmeinhalts den Temperaturanomalien an der Meeresoberfläche vorauslaufen. Diese Beziehung impliziert ein gewisses Vorhersagepotential, das man allein mit statistischen Methoden nutzen kann.

ENSO-Vorhersagen mit einem vereinfachten dynamischen, im Wesentlichen auf den Flachwassergleichungen basierenden, gekoppelten Ozean-Atmosphäre Modell wurden erstmals Mitte der 1980er Jahre von CANE et al. (1986) vorgestellt. Die Wärmeinhaltsanomalien hat man damals mit der ozeanischen Modellkomponente berechnet, die mit den beobachteten Winden angetrieben wurde. Viele Studien hatten vorher bereits gezeigt, dass die Methode geeignet ist, die Wärmeinhaltsanomalien zu bestimmen. Der Grund ist die enge Verbindung von Anomalien des Windschubs und des Wärmeinhalts, die bereits mit linearen ozeanischen (»reduced gravity«) Modellen nachvollzogen werden kann, die die Änderung der Lage der Thermokline prognostisch berechnen.

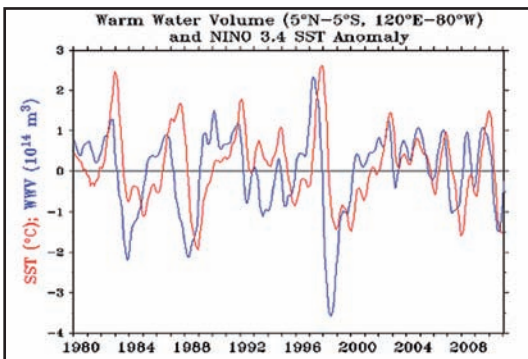
Die Anomalien der Meeresoberflächentemperatur im äquatorialen Pazifik sind mit heutigen gekoppelten Ozean-Atmosphäre Zirkulationsmodellen bis zu sechs Monate im Voraus vertrauenswürdig vorherzusehen. Dabei mittelt man über viele Vorhersagen mit unterschiedlichen Anfangsbedingungen (Ensemblevorher-

sage), um den Einfluss der zufälligen Schwankungen herauszufiltern. Es hat sich außerdem herausgestellt, dass die durch Mittelung der Ensemblevorhersagen verschiedener Modelle (Multi-Modell Ensemble) berechnete »Konsensvorhersage« der Ensemblevorhersage jedes einzelnen Modells überlegen ist. Die ENSO-Vorhersage war der Durchbruch in der Jahreszeitemvorhersage. Inzwischen werden die Jahreszeitemvorhersagen routinemäßig an verschiedenen Zentren durchgeführt und Entscheidungsträgern frühzeitig für Planungszwecke zur Verfügung gestellt. Es sei an dieser Stelle aber ausdrücklich festgehalten, dass die Jahreszeitemvorhersagen für die Extratropen wenig vertrauenswürdig sind. Die extratropische Atmosphäre ist auf den saisonalen Zeitskalen sehr stark durch die interne chaotische, nicht vorhersagbare Variabilität der Atmosphäre geprägt.

### Nordatlantische Oszillation

Wenden wir uns nun der Klimavariabilität der Extratropen zu. Wir werden uns im Folgenden auf den atlantischen Raum beschränken, und wir werden wieder die stochastische Betrachtungsweise wählen. Das gekoppelte Konzept, das auf der Wechselwirkung zwischen der Atmosphäre und dem Ozean basiert wird auch hier Anwendung finden, um die dekadische Variabilität der atlantischen Meeresoberflächentemperatur (AMO) zu erklären. Betrachten wir zunächst die atmosphärische Variabilität über dem Nordatlantik. Ein beträchtlicher Teil der großräumigen atmosphärischen Variabilität lässt sich mit Hilfe einiger weniger Zirkulationsmuster beschreiben. Auf den saisonalen bis dekadischen Zeitskalen beschreibt die Nordatlantische Oszillation (NAO, HURRELL 1995) eine der wichtigsten Zirkulationsstrukturen in der nordatlantischen-europäischen (NAE-Region) im Nordwinter. In den mittleren Breiten haben die jeweiligen Phasen der NAO Auswirkungen auf die Zugbahnen von Zyklonen und den damit zusammenhängenden Transport von Wärme und Feuchte. Einige Schlüsselparameter wie die Temperatur und der Niederschlag in der NAE-Region zeigen daher klare Zusammenhänge mit der NAO. In den Tropen beeinflusst die NAO die Stärke der Passatwinde und damit den Auftrieb kalten Wassers vor der nordwestafrikanischen Küste. Die NAO ist aber auch von Relevanz über die Klimaforschung hinaus, etwa für die Fischereiwirtschaft, die Versicherungs- oder die Energiewirtschaft.

Die NAO ist ähnlich der Southern Oscillation eine Art Druckschaukel und zwar zwischen dem Islandtief und dem Azorenhoch. Sie ist durch einen Dipol im Druckfeld über dem Nordatlantik charakterisiert und bestimmt damit in hohem Maße die Stärke der winterlichen Westwinde in dieser Region. Ein einfacher Index der NAO ist die Druckdifferenz zwischen Reykjavik



**Abb. 2.3-5:** Zeitreihen der Anomalie des Wärmeinhalts des oberen äquatorialen Pazifik und der Anomalie der Meeresoberflächentemperatur im zentralen Pazifik (Niño3.4 Region) für die Periode 1980–2010; Bezugszeitraum: 1980–2002. Quelle: NOAA (<http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/www/>).

(Island) und Lissabon (Portugal). Das NAO Muster und die dazu gehörende Zeitreihe sind in *Abb. 2.3-6* in Form der führenden Empirischen Orthogonalfunktion (EOF) zusammen mit dem aus Stationsdaten berechneten NAO Index für die Wintersaison gezeigt (*Abb. 2.3-6* unten).

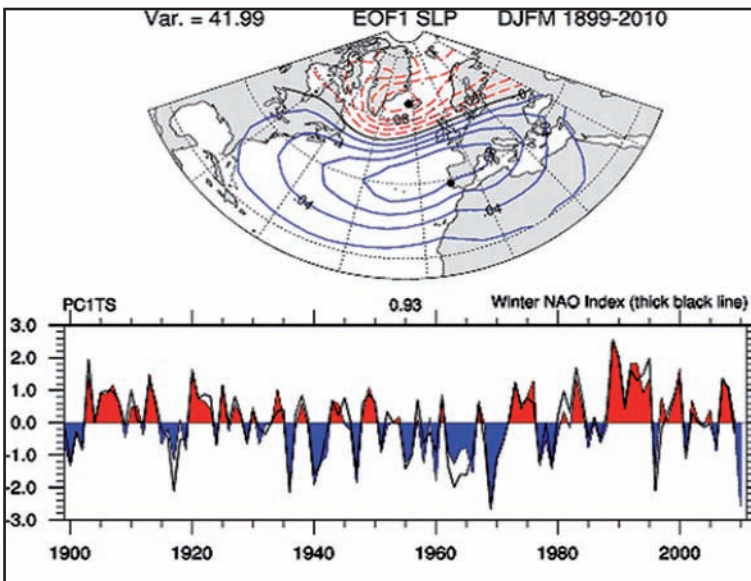
Sowohl die EOF-Zeitreihe als auch der aus Stationsdaten (Reykjavik und Lissabon) berechnete NAO-Index verdeutlichen die starke Variabilität auf den unterschiedlichen Zeitskalen. Man muss betonen, dass der Name »Oszillation« wegen des irregulären Charakters der Schwankungen irreführend ist: Das NAO-Spektrum (*Abb. 2.3-7*) weist bei keiner Frequenz statistisch hoch signifikante Spitzen auf. Es ist nahezu weiß, was darauf hindeutet, dass die interne Dynamik der Atmosphäre die NAO-Variabilität in erster Linie bestimmt, weswegen ihre Vorhersagbarkeit als sehr begrenzt gilt. Insofern passt die NAO gut in das Bild des stochastischen Klimamodells und entspricht mit seiner zeitlichen Charakteristik in groben Zügen dem angenommenen weißen atmosphärischen Rauschen (siehe *Abb. 2.3-2*). Das beinhaltet, dass die NAO-Variabilität auch dekadische Schwankungen enthält, die weiter unten noch eine wichtige Rolle für die Erklärung der AMO spielen werden.

*Abb. 2.3-8* zeigt die Temperaturabweichungen während einer positiven Phase der NAO. Klar ersichtlich sind die Erwärmungen über großen Teilen Eurasiens und über dem Südosten der USA sowie die anomalen kalten Bedingungen über dem Norden von Kanada, der Labradorsee, Grönland, dem mittleren Osten und Nordafrika. Die Amplituden sind verhältnismäßig groß und erreichen über Nordeuropa regional sogar über  $2^{\circ}\text{C}$  im Wintermittel für eine Änderung von einer Standardabweichung im NAO-Index. Die starken negativen

Temperaturanomalien in der Labradorsee üben einen Einfluss auf die Ozeanzirkulation aus. Dort befindet sich nämlich eines der wichtigen Konvektionsgebiete, das die atlantische thermohaline Zirkulation (THZ) antreibt. Sie ist eine Art Förderband oder Umwälzbewegung (engl.: meridional overturning circulation, MOC): Kaltes und damit dichtes Wasser sinkt in den hohen Breiten ab und strömt in etwa 2.000–4.000 Meter Tiefe nach Süden. An der Oberfläche strömt entsprechend warmes tropisches Wasser nach Norden. Das führt zu einem effektiven Wärmetransport aus den Tropen in die hohen Breiten. Die Umwälzbewegung ist mit dafür verantwortlich, dass im Vergleich zu Kanada in Nordeuropa auf der anderen Seite des Atlantiks vergleichsweise milde Winter vorherrschen.

Positive NAO-Index Phasen führen in der Labradorsee zu mehr Wärmeabgabe an die Atmosphäre und dadurch zu mehr Tiefenwasserbildung. Die langperiodischen NAO-Schwankungen sind daher ein wichtiger Antrieb für die Schwankungen der MOC, wie u.a. von EDEN & JUNG (2001) anhand von Ozeanmodellsimulationen gezeigt worden ist.

Da die NAO aber auch selbst einen direkten Einfluss auf das regionale Klima im atlantischen Raum ausübt, ist ihre eigene potentielle Vorhersagbarkeit von großem Interesse. Nach gegenwärtigem Stand der Forschung sind die Schwankungen der NAO allerdings kaum vorhersehbar, im Gegensatz zum ENSO-Phänomen, dessen Phase wie oben beschrieben recht gut mit Klimamodellen einige Monate im Voraus prognostiziert werden kann. Die stark limitierte Vorhersagefähigkeit der NAO ist der chaotischen Natur der extratropischen Atmosphäre geschuldet. Obwohl die Vorhersagbarkeit



**Abb. 2.3-6:** Das Muster (oben) und die Zeitreihe (unten) der 1. Empirischen Orthogonalfunktion (EOF) des Oberflächendrucks im Winter (DJFM) in der NAE Region, welche ca. 40% der Varianz erklärt, berechnet für die Periode 1899-2008. Die schwarze Kurve zeigt den aus Stationsdaten berechneten NAO-Index (Korrelation: 0,93). Quelle: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.info.htm#naopcdfm>.



der NAO aktueller Forschungsgegenstand ist, scheint nur in Ausnahmefällen wie nach einer besonders hoch reichenden Vulkaneruption oder während eines starken ENSO-Extrems ein nutzbares Vorhersagepotential zu bestehen. Jahreszeitenvorhersagen mit einer Güte, wie sie in den Tropen heute möglich sind, scheinen nach heutigem Kenntnisstand für Europa nicht erreichbar zu sein.

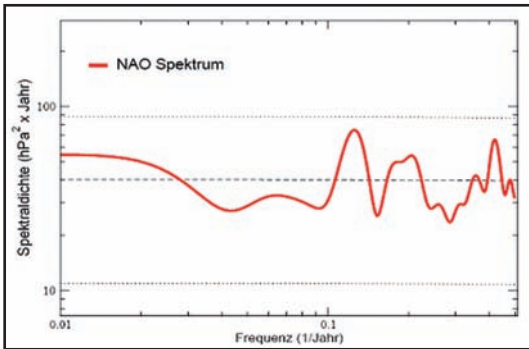
**Atlantische Multidekadische Oszillation**

Auf der längeren Zeitskala von Jahrzehnten (Dekaden) scheint jedoch ein gewisses Vorhersagepotential in der NAE-Region zu existieren. Die charakteristischen Zeitskalen der beckenweiten Umwälzbewegung im Atlantik sind relativ lang, woraus sich die im Vergleich zu den Tropen recht langperiodischen Schwankungen der

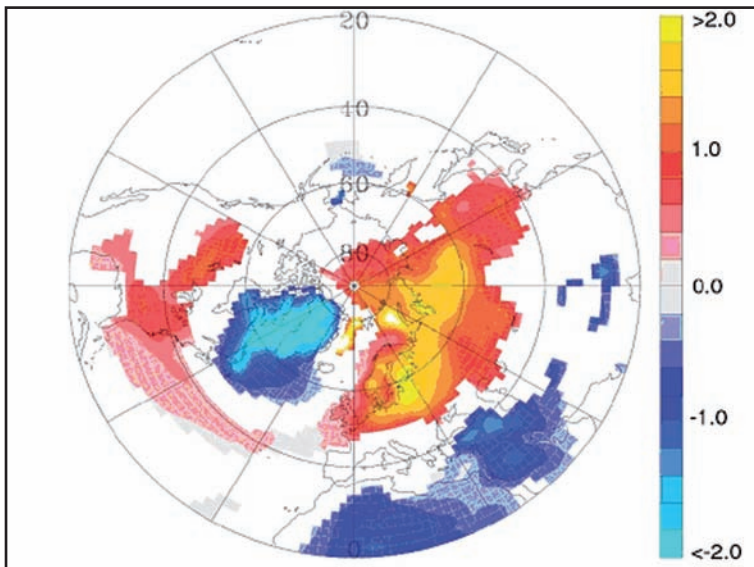
atlantischen Meeresoberflächentemperatur (Abb. 2.3-9, unten) erklären. Die Atmosphäre reagiert auf die dekadischen Änderungen der unteren Randbedingung, was in diversen Modellstudien gezeigt wurde und schon von BJERKNES (1964) anhand von relativ kurzen Messungen postuliert worden war. Wir beschränken uns hier auf die AMO, ein Phänomen, das seinen Ursprung vermutlich im Bereich des subpolaren Atlantiks hat und zu Auswirkungen führt, die in verschiedenen Variablen klar zu Tage treten. Die Atlantische Multidekadische Oszillation (AMO) wird auch als Atlantische Multidekadische Variabilität (AMV) bezeichnet. Da unklar ist, ob es sich bei der AMO wirklich um eine Oszillation mit wohl definierter Periode handelt, wird im Weiteren der neutrale Begriff AMV verwendet werden.

In der Abb. 2.3-9 sind die Zeitreihe der über große Teile Europas gemittelten (2m) Temperatur und die der trendbereinigten Meeresoberflächentemperatur des Nordatlantiks gemittelt über den Bereich 0°–60°N und von 1870 bis 2006 dargestellt. Der Index der Meeresoberflächentemperatur wird üblicherweise als Index für die AMV verwendet. Die Meerestemperatur zeigt ausgeprägte multidekadische Schwankungen, mit Warmphasen Ende des vorletzten und Mitte des letzten Jahrhunderts sowie in den letzten Jahren. Die europäische Temperatur gemittelt über die Region 5°W–10°E und 35°–60°N zeigt einen klaren Erwärmungstrend mit überlagerter multidekadischer Variabilität (obere Teilabbildung). Der Trend ist in der mittleren Teilabbildung abgezogen, um die multidekadischen Schwankungen der europäischen Temperatur besser identifizieren und mit denen der nordatlantischen Meerestemperatur einfacher vergleichen zu können.

Die multidekadischen Schwankungen der ober-



**Abb. 2.3-7:** Varianzspektrum des NAO Indexes 1822-2007, welcher aus den Stationsdaten berechnet wurde. Bei dem NAO Index handelt es sich um eine längere Version des in der Abb. 2.4-6 (untere Teilabbildung) gezeigten. Die beiden gepunkteten Linien geben den 95% Bereich an, die gestrichelte Linie den Mittelwert. Quelle: V. Semenov, pers.Mitt.



**Abb. 2.3-8:** Winterliche Temperaturabweichungen (°C) verbunden mit der positiven Phase der NAO (+1 Standardabweichung des NAO Index). Die Werte basieren auf 2m Temperaturen. Die Daten für den Zeitraum 1959-1998 wurden für die Analyse verwendet. Quelle: MÜLLER et al. (2008).

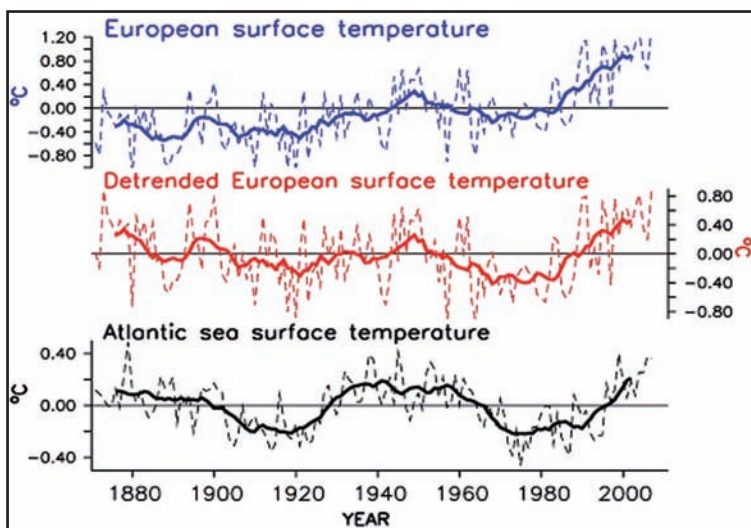
flächennahen Temperatur Europas und der nordatlantischen Meeresoberflächentemperatur sind hoch korreliert, was jedoch nicht für die Jahreswerte gilt. Daraus kann man ableiten, dass auf den kurzen Zeitskalen die chaotische Variabilität der Atmosphäre dominiert, während auf den längeren Zeitskalen Änderungen der Ozeanzirkulation und der Meerestemperatur eine wichtige Rolle für das Klima Europas spielen. Die multidekadischen Schwankungen der atlantischen Meeresoberflächentemperatur spiegeln sich auch in anderen Klimaparametern wieder. Sowohl der Niederschlag in der afrikanischen Sahelzone als auch die atlantische Hurrikan-Aktivität weisen ähnliche multidekadische Schwankungen und praktisch keinen Trend während des 20. Jahrhunderts auf.

Dieser Sachverhalt verdeutlicht, dass die erfolgreiche Vorhersage langperiodischer Schwankungen der atlantischen Meerestemperatur von großem sozioökonomischem Interesse wäre. Es stellt sich daher die Frage nach der Dynamik der multidekadischen Temperaturschwankungen im Atlantik. Klimamodelle simulieren ähnliche dekadische Schwankungen und Beziehungen zwischen den verschiedenen Größen. Obwohl der genaue Mechanismus hinter den multidekadischen Schwankungen noch aktueller Forschungsgegenstand ist, gibt es einen »Konsens« zwischen den Modellen dahingehend, dass die Variationen der MOC eine entscheidende Rolle für die Temperaturentwicklung spielen. Diese Hypothese wird auch dadurch gestützt, dass man im Atlantik ein Muster in den dekadischen Anomalien der Meeresoberflächentemperatur beobachtet, welches als interhemisphärischer Dipol bezeichnet wird. Es weist unterschiedliche Vorzeichen im Nord- und Südatlantik auf und deutet damit auf Änderungen der MOC-Stärke und der mit ihr verbundenen

Effizienz des meridionalen Wärmetransports hin. Der Antrieb für die gemessenen Änderungen der Meeresoberflächentemperatur sind vermutlich die dekadischen Schwankungen der oben beschriebenen Nordatlantischen Oszillation (NAO), welche die Wärme Flüsse in der Labradorsee (siehe auch *Abb. 2.3-8*) und damit die Konvektion in dieser Region beeinflussen, was sich in den Modellen mit einem Zeitversatz von etwa einem Jahrzehnt in den Änderungen der MOC-Stärke und schließlich auch im Wärmetransport widerspiegelt.

Diese Kausalkette liefert einen Zusammenhang zwischen langperiodischen Variationen der NAO, der Konvektion in der Labradorsee, der MOC-Stärke, des meridionalen Wärmetransports und der atlantischen Meeresoberflächentemperatur. Die Modelle legen außerdem die Existenz einer Oszillation nahe, was sich in einem ausgeprägten »peak« mit dekadischer Zeitskala in den Spektren der simulierten MOC-Stärke äußert. GRIFFIES & TZIPERMAN (1995) finden Anhaltspunkte für einen möglichen Mechanismus nach dem Konzept des stochastischen Klimamodells in der mehrere Jahrhunderte langen Klimamodellsimulation von DELWORTH et al. (1993) und beschreiben die multidekadische Variabilität mit Hilfe des einfachen Modells eines stochastisch angetriebenen gedämpften linearen Oszillators. Theoretische Studien legen ebenfalls die Existenz gedämpfter Eigenmoden in der atlantischen Umwälzbewegung nahe, sodass das mittlere in *Abb. 2.3-2* dargestellte Szenarium für die Erklärung der Atlantischen Multidekadischen Variabilität Anwendung finden könnte, nach dem das atmosphärische Rauschen (in diesem Fall die NAO) eine gedämpfte ozeanische Eigenschwingung antreibt.

Dabei spielen zwei Prozesse eine entscheidende Rolle: Erstens, eine positive Rückkopplung. Nehmen



**Abb. 2.3-9:** Zeitreihe der atlantischen Meeresoberflächentemperatur (0–60°N), ein Index für Atlantische Multidekadische Variabilität (untere Grafik). Der lineare Trend wurde abgezogen. Die beiden oberen Grafiken zeigen die europäische (2m) Temperatur gemittelt über die Region 5°W–10°E, 35°–60°N mit und ohne den linearen Trend. Alle Zeitreihen sind als Anomalien (°C) gegenüber dem Mittelwert der gesamten Periode gezeigt. Die dünnen gestrichelten Linien zeigen die Jahreswerte, die dicken Linien die mit einem 11-Jahre Gleitmittel gefilterten Werte. Quelle: LATIF & KEENLYSIDE (2011).

wir zur Verdeutlichung eine positive NAO-Index Phase an, die mit einem verstärkten Wärmeverlust über grossen Teilen des Nordatlantiks und mit außergewöhnlich starken Westwinden verbunden ist. Die sich als Folge der stärkeren Westwinde (und als Ekman-Transport bezeichneten) intensivierenden und nach Süden gerichteten oberflächennahen Strömungen sorgen kurzfristig für eine weitere Abkühlung. Infolge der Verstärkung der Konvektion in der Labradorsee kommt es aber zweitens längerfristig zu einer verzögerten negativen Rückkopplung über die MOC, die sich mit einer Zeitverzögerung von etwa einem Jahrzehnt beschleunigt, den nach Norden gerichteten Wärmetransport verstärkt und damit die Tendenz der Meeresoberflächentemperatur im Nordatlantik umkehrt.

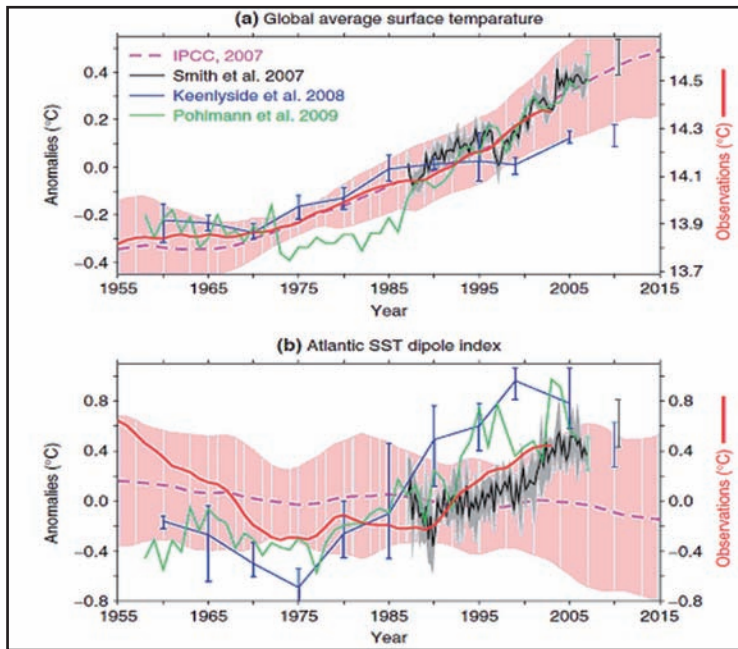
Der Nordatlantik ist also eine Region starker multidekadischer Variabilität. Einige Untersuchungen zeigen, dass die Schwankungen eine gewisse Vorhersagbarkeit besitzen, wie beispielsweise von LATIF et al. (2006) gezeigt. BOER (2004) diskutiert die sog. potentielle Vorhersagbarkeit (engl.: potential predictability) anhand eines Ensembles von Kontrollsimulationen mit Klimamodellen. Die potentielle Vorhersagbarkeit ist als Varianzverhältnis definiert und gibt an, wie hoch der Anteil der Varianz in einem bestimmten Zeitskalenbereich an der Gesamtvarianz ist. Betrachtet man dekadische Mittelwerte der Meeresoberflächentemperatur liefert die Analyse Werte von etwa 30% und darüber im nördlichen Nordatlantik in der Region 40°–60°N, das Gebiet mit dem stärksten Einfluss der MOC auf die Meeresoberflächentemperatur. Dieses Ergebnis ist ermutigend, denn das relativ hohe Varianzverhältnis zeigt, dass es ein Signal gibt, das sich offensichtlich vom Hintergrundrauschen abhebt. Die Ergebnisse von BOER (2004) können außerdem dahingehend interpretiert werden, dass der Nordatlantik nicht geeignet ist, eine anthropogene Klimaänderung frühzeitig zu erkennen, da sie erheblich durch die starke interne multidekadische Variabilität überlagert wird. Insofern verwundert es auch nicht, dass die Meeresoberflächentemperatur im nördlichen Nordatlantik, gemittelt über das Gebiet 40°–60°N, hauptsächlich durch die starke multidekadische Variabilität gekennzeichnet ist und die Messungen keinen signifikanten langfristigen Erwärmungstrend während des 20. Jahrhunderts zeigen. Man würde jedoch einen langfristigen Erwärmungstrend erwarten, wie man ihn auch im tropischen Nordatlantik beobachtet. Sein Fehlen kann man möglicherweise mit einer leichten, anthropogen bedingten Abschwächung der MOC erklären, welche die Erwärmung infolge des zusätzlichen Treibhauseffekts kompensiert haben könnte. Die Ergebnisse der meisten Klimamodelle sind mit einem derartigen Szenarium konsistent.

## Klimaprojektionen

Bisherige Rechnungen zum globalen Wandel, wie die im letzten Bericht des UNO Klimarats (IPCC 2007) veröffentlichten, hat man unter der Annahme bestimmter zukünftiger atmosphärischer Treibhausgas- und Aerosolentwicklungen durchgeführt; es sind sog. Projektionen und keine Vorhersagen im eigentlichen Sinne. Diese Strategie ist gerechtfertigt, solange man nur an der vom Menschen verursachten langfristigen Entwicklung des Klimas interessiert ist. Um auch die überlagerte kurzfristige Entwicklung während der nächsten Jahre bzw. wenigen Jahrzehnte vorherzusagen, müssen die Modelle zusätzliche Informationen über die natürlichen Klimaschwankungen erhalten, insbesondere über die Schwankungen der Meeresströmungen. Das Fehlen entsprechender Messungen hat das für lange Zeit verhindert. SMITH et al. (2007) haben als erste die wenigen verfügbaren Messungen der Temperatur und des Salzgehalts aus den verschiedenen Meerestiefen dazu verwendet, um ihr Klimamodell zu initialisieren und eine dekadische Vorhersage zu erstellen. KEENLYSIDE et al. (2008) haben eine Methode entwickelt, um die Strömungen indirekt durch die Assimilation der Meeresoberflächentemperaturen in das gekoppelte Ozean-Atmosphäre Modell zu bestimmen. Die Oberflächentemperaturen sind im Gegensatz zu den Messungen in tieferen Schichten für die vergangenen 50 Jahre gut bekannt. Mit den zusätzlichen Informationen über den heutigen Klimazustand lassen sich mit den Klimamodellen die kurzfristigen natürlichen Klimaschwankungen (zumindest theoretisch) vorherzusagen, es handelt sich wie bei den Jahreszeitemvorhersagen um ein Anfangswertproblem. Für die letzten Jahrzehnte zeigen die Modelle durchaus ein gewisses Vermögen, die beobachteten dekadischen Änderungen retrospektiv vorherzusagen.

Abb.2.3-10 fasst die Resultate einiger Vorhersagestudien zusammen. Gezeigt sind die Entwicklung der global gemittelten Temperatur und des interhemisphärischen Temperaturkontrastes im Atlantik als Maß für die MOC-Stärke. Die Modelle liefern eine ziemlich große Bandbreite für den Mittelwert über das Jahrzehnt 2006–2015, sowohl hinsichtlich der global gemittelten Temperatur als auch des interhemisphärischen Temperaturkontrastes im Atlantik, der als MOC-Stärke interpretiert werden kann. Die Unsicherheit in der Vorhersage kann in der unterschiedlichen Art der Initialisierung und/oder der unterschiedlichen Modellformulierung begründet sein.

Wir stehen erst am Anfang der Forschung zu den dekadischen Vorhersagen. Die Zeit wird zeigen müssen, wie groß das Potential für dekadische Vorhersagen in den verschiedenen Regionen der Erde tatsächlich



**Abb. 2.3-10:** Die Entwicklung der global gemittelten Temperatur (a) und des interhemisphärischen Temperaturkontrastes im Atlantik (b) als Maß für die MOC-Stärke in drei verschiedenen Vorhersagestudien. Die vertikalen Balken zeigen die Vorhersagen für die Dekadenmittel mit dem entsprechenden Unsicherheitsbereich. Die gestrichelte Kurve zeigt jeweils das Multi-Modell Mittel ohne Initialisierung, d.h. die Entwicklung nur unter Berücksichtigung der externen Antriebsfaktoren und eines Treibhausgaszenariums für die Zukunft. Die rote Kurve zeigt die Beobachtungen. Siehe KEENLYSIDE & BA (2010) für weitere Details.

ist. Während die Tropen, insbesondere der äquatoriale Pazifik, eine Vorhersagbarkeit hauptsächlich auf der saisonalen Zeitskala aufweisen, scheinen die Extratropen vor allem auf der dekadischen Zeitskala vorhersagbar zu sein. In diesem Zusammenhang darf man nicht vergessen, dass sowohl die Qualität der Klimamodelle als auch das weltweite Ozeanbeobachtungssystem verbesserungswürdig sind. Fortschritte in dieser Richtung bieten auf jeden Fall eine Möglichkeit, die Güte dekadischer Vorhersagen weiter zu steigern.

## Literatur

- BOER G.J. (2004): Long timescale potential predictability in an ensemble of coupled climate models. *Climate Dynamics*, 23, 29-44.
- BJERKNES J. (1964): Atlantic air-sea interaction. *Advances in Geophysics*, Academic Press, 10, 1-82.
- BÜRGERS G., F.-F. JIN & G. J. VAN OLDENBORGH (2005): The simplest ENSO recharge oscillator. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L13706, doi:10.1029/2005GL022951.
- CANE M.A., S.E. ZEBIAK & S.C. DOLAN (1986): Experimental forecasts of El Niño. *Nature*, 321, 827-832.
- DELWORTH T.L., S. MANABE & R.J. STOUFFER (1993): Interdecadal variations of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Climate*, 6, 1993-2011.
- EDEN C. & T. JUNG (2001): North Atlantic Interdecadal Variability: Oceanic Response to the North Atlantic Oscillation (1865-1997). *J. Climate*, 14, 676-691.
- GRIFFIES S.M. & E. TZIPERMAN (1995): A linear thermohaline oscillator driven by stochastic atmospheric forcing. *J. Climate*, 8, 2440-2453.
- HASSELMANN K. (1976): Stochastic climate models, Part I: Theory. *Tellus*, 28, 473-485.
- HURRELL J.W. (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- 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, edited by S. Solomon, et al., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- JIN F.-F. (1997): An equatorial recharge paradigm for ENSO. I: Conceptual model. *J. Atmos. Sci.*, 54, 811-829.
- KEENLYSIDE N.S. & J. BA (2010): Prospects for decadal climate prediction. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 1, DOI: 10.1002/wcc.69.
- KEENLYSIDE N.S., M. LATIF, J. JUNGCLAUS, L. KORNBLUEH & E. ROECKNER (2008): Advancing decadal-scale climate prediction in the North Atlantic sector. *Nature*, 453, 84-88 doi:10.1038/nature06921.
- LATIF M. (2009): *Klimawandel und Klimadynamik*. UTB Ulmer Verlag, 220 pp.
- LATIF M. & N. S. KEENLYSIDE (2008): El Niño/Southern Oscillation response to global warming. *Proc. Nat. Ac. Sci.*, doi:10.1073/pnas.0710860105.
- LATIF M. & N.S. KEENLYSIDE (2011): A Perspective on Decadal Climate Variability and Predictability. *Deep Sea Res.*, im Druck.
- LATIF M., A. TIMMERMANN, A. GRÖTZNER, C. ECKERT & R. VOSS (2002): On North Atlantic Interdecadal Variability: A Stochastic View. In: „Ocean Forecasting“, N. Pinardi and J. Woods (Eds.), Springer Verlag, 149-178.
- LATIF M., M. COLLINS, H. POHLMANN & N.S. KEENLYSIDE (2006): A review of predictability studies of the Atlantic sector climate on decadal time scales. *J. Climate*, 19 (23), 5971-5987.
- MÜLLER W.A., C. APPENZELER & M. LATIF (2008): NAO und Vorhersagbarkeit. *PROMET*, 34 (3/4), 130-137.
- SMITH D.M., S. CUSACK, A.W. COLMAN, C.K. FOLLAND, G.R. HARRIS & J.M. MURPHY (2007): Improved surface temperature prediction for the coming decade from a global climate model. *Science*, 317, 796-799.

Prof. Dr. Mojib Latif  
 Maritime Meteorologie  
 Leibniz-Institut für Meereswissenschaften  
 Duesternbrooker Weg 20 - 24105 Kiel  
 mlatif@ifm-geomar.de