

3.4. Kopplung von Ozean und Atmosphäre

3.4.1. Einleitung

Ozean-Atmosphäreninteraktion spielt eine wichtige Rolle im Klimasystem. Das wird bereits beim Betrachten einer Karte der Jahresmitteltemperaturen klar (Fig. 34). So bewirkt der warme Golfstrom höhere Temperaturen in Europa als anderswo auf der selben Breite. Ozeane dämpfen die thermischen Schwankungen. Jahres- und Tagesgang der Temperatur sind viel geringer, und Orte nahe am Meer haben ein anderes Klima als im Landesinneren. Ein anderes bekanntes Phänomen der Ozean-Atmosphäreninteraktion ist das Land-See-Windsystem, welches durch die unterschiedliche Erwärmung respektive Abkühlung und den daraus resultierenden Temperaturgegensätzen erzeugt wird. Andere Beispiele für Ozeanatmosphäreninteraktion sind tropische Wirbelstürme, welche über warmem Wasser entstehen (die Meeresoberflächentemperatur muss über 26.5 °C steigen) oder Küstennebel, welche entstehen wenn warme Luft über kaltes Wasser strömt.

Der Ozean beeinflusst nicht nur die Atmosphäre, sondern auch umgekehrt: Wind verursacht Wellen und treibt die oberflächennahen Meeresströmungen an. Diese Beispiele zeugen von einer sehr engen Beziehung zwischen Ozean und Atmosphäre. Entsprechend ist es nahe liegend zu fragen, inwiefern solche Vorgänge auch für grossräumige Klimaänderungen von Interesse sind. In diesem Kapitel werden einige der dazu relevanten Prozesse diskutiert und Phänomene vorgestellt. Zuerst werden die Prozesse an der Grenzfläche Ozean-Atmosphäre betrachtet, dann werden einige ozeanische Vorgänge näher erläutert. Es folgen Kapitel über Ozean-Atmosphäreninteraktion in den Tropen und den Aussertropen. Bei ersterem liegt das Schwergewicht auf El Niño, der wohl wichtigsten Klimaschwankung in diesem Zusammenhang.

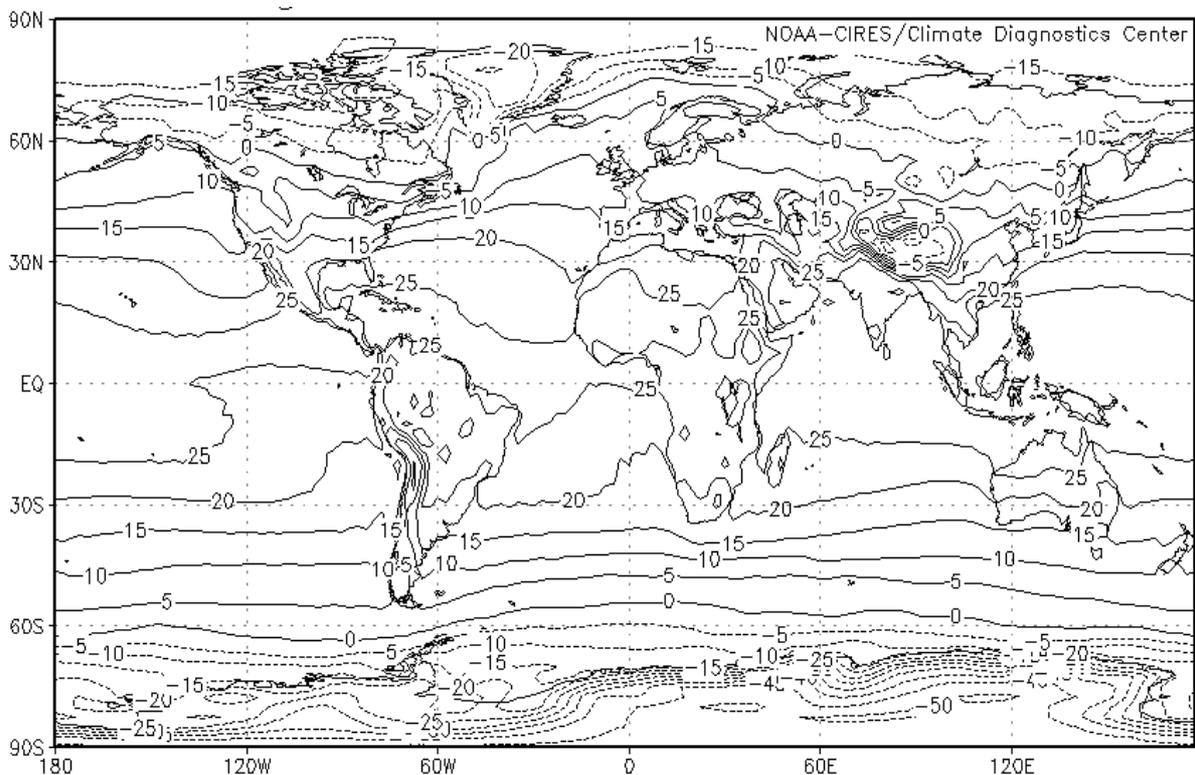


Fig. 34. Karte der mittleren Jahresmitteltemperaturen, 1948 bis 2003 (NCEP/NCAR).

3.4.2. Prozesse an der Grenzfläche Ozean-Atmosphäre

Figur 35 zeigt schematisch die wichtigsten Prozesse an der Schnittstelle zwischen Ozean und Atmosphäre. Dazu gehört die Strahlungsbilanz, also das Verhältnis von eintreffender und ausgehender Strahlung im sichtbaren und langwelligen Bereich. Die Ozeanoberfläche hat eine andere, im Normalfall tiefere Albedo als Landoberflächen. Die Strahlungsbilanz fliesst ein in die Energiebilanz. Die Nettostrahlung (=Energiegewinn) führt zu sensiblem und latentem Wärmefluss. Die Atmosphäre wird dadurch erwärmt oder abgekühlt und befeuchtet. Es kann zur Wolkenbildung kommen, was wiederum die Strahlungsbilanz beeinflusst. Die latente Wärme ist nicht nur für die Atmosphäre wichtig, sondern beeinflusst auch die Salinität (Salzgehalt) und damit der Dichte des Ozeanwassers.

Ebenfalls wichtig ist der Impulsfluss zwischen Atmosphäre und Ozean. Winde verursachen Wellen und treiben Meeresströmungen an (s. Kapitel 3.4.3.1). Für die Atmosphäre ist wichtig, dass die Ozeanoberfläche nur eine geringe Rauigkeit hat, räumlich homogen ist und keine Berge hat. So entsteht in den Aустertropen die typische marine Grenzschicht, welche wiederum das Ausmass der Austauschprozesse beeinflusst.

Entscheidend bei den Prozessen an der Grenzfläche von Ozean und Atmosphäre sind die Flüsse, und zwar der Wärmefluss einerseits und der Impulsfluss andererseits. Die Flüsse sind abhängig von Grössen wie der Meeresoberflächentemperatur, aber andere Prozesse wie Wärmeflussdivergenzen im Ozean spielen ebenso eine Rolle. Die Meeresoberflächentemperaturen alleine sind deshalb kein besonders präziser Indikator für diese Vorgänge.

Die Bedeutung dieser Prozesse für das mittlere Klima und für Wettersysteme liegt auf der Hand. Im Hinblick auf grossräumige Klimaschwankungen stellt sich aber die Frage, inwiefern diese Prozesse in Skalen von Jahren schwanken.

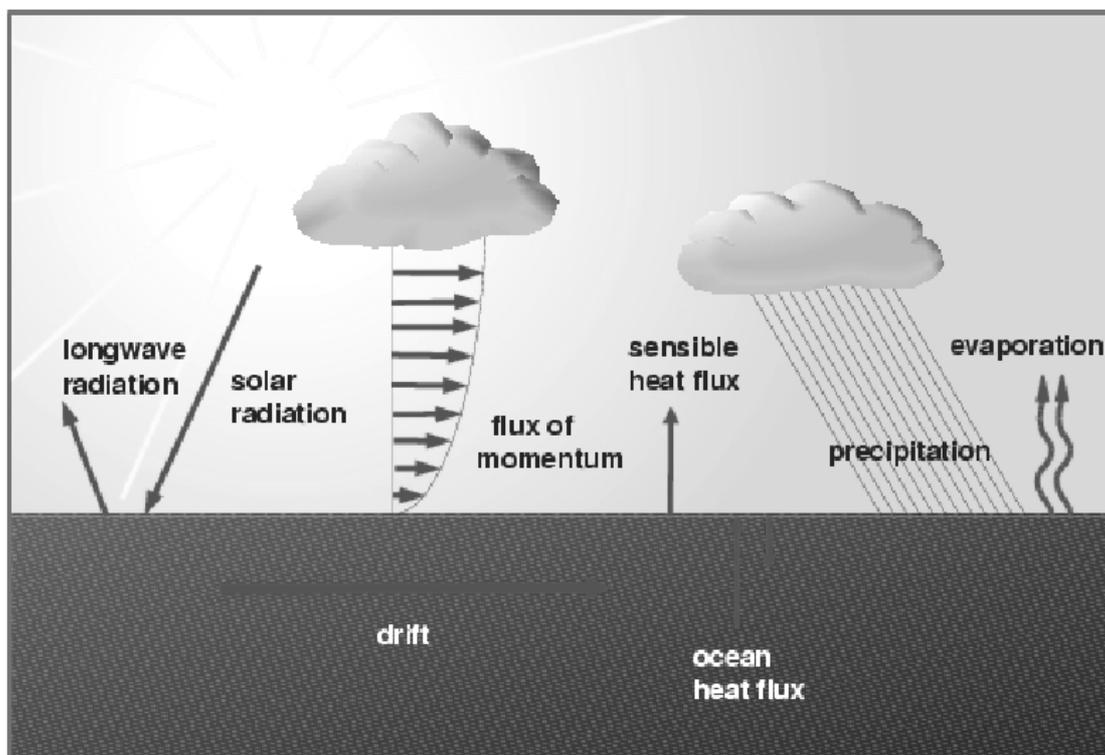


Fig. 35. Schematische Darstellung der Prozesse an der Grenzfläche von Ozean und Atmosphäre.

3.4.3. Prozesse im Ozean

3.4.3.1. Windgetriebene Strömungen und Upwelling

Meeresströmungen an der Oberfläche sind windgetrieben. Der Impulsfluss von der Atmosphäre der durch Reibung der Strömung an der Ozeanoberfläche entsteht, setzt sich durch Turbulenzen in den Ozean hinein fort. Wegen der Coriolisablenkung ist allerdings der gesamte Massenfluss gegenüber dem Wind der Atmosphäre um 90° abgelenkt (nach rechts in der Nordhemisphäre, links in der Südhemisphäre). Aus den beiden Faktoren zusammen ergibt sich ein Strömungsprofil in Form einer Spirale (Ekman-Spirale, Fig. 36). Die Tiefe der Spirale ist in der Größenordnung von 100 m. Es gibt eine gewisse Tiefe, wo der Massentransport dem Wind sogar entgegengesetzt ist.

Der Ekman-Transport allein kann die Meeresströmungen nicht erklären, denn er würde bewirken, dass sich in einer geschlossenen Zirkulation (einem grosse Wirbel oder „Gyre“) alles Wasser im Zentrum aufbauen würde. Dabei entsteht eine Druckgradientkraft, welche dem Ekmantransport entgegengesetzt ist. Die Meeresströmungen entsprechen der Balance zwischen Ekman-Transport und Druckgradientkraft (geostrophische Strömung). Anders als die Atmosphäre hat der Ozean zudem laterale Grenzen. Die Geometrie der Ozeanbecken beeinflusst deshalb auch die Meeresströmungen, es entstehen starke Küstenströme. Eine Karte der Oberflächenströmungen ist in Fig. 37 gezeigt.

Änderungen in diesen windgetriebenen Strömungen müssen auf Änderungen des Windfeldes und damit Änderungen der atmosphärischen Zirkulation zurückgeführt werden. Es kann jedoch zu Feedbacks kommen, indem das atmosphärische Windfeld durch Temperaturgradienten der Meeresoberfläche angetrieben wird. Dies ist beispielsweise bei El Niño der Fall.

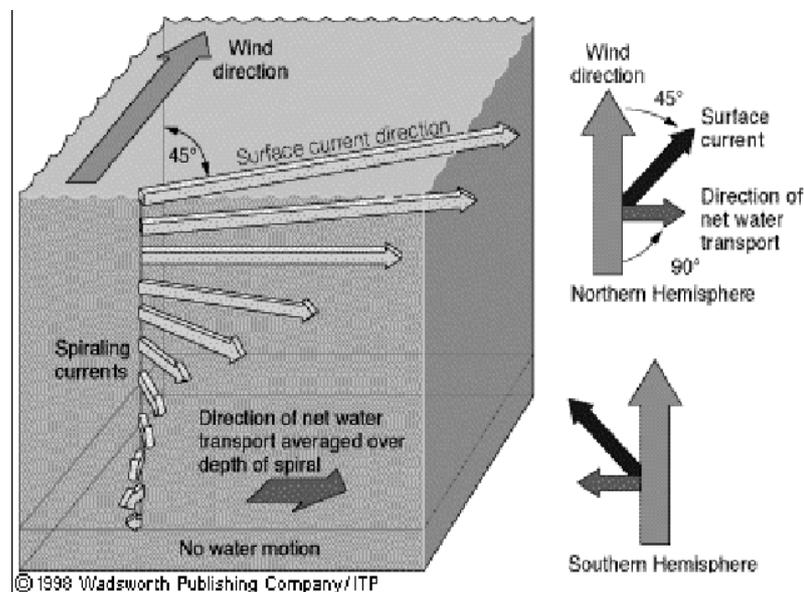


Fig. 36. Schematische Darstellung des Ekman Transports.

Als Konsequenz des Ekmantransports führen Winde von Nord nach Süd (in der Nordhemisphäre) entlang einer Westküste zu einer Divergenz: Wasser wird vom Land weggetrieben (vgl. Fig. 38). Dabei strömt kaltes, oft nährstoffreiches Wasser aus der Tiefe nach. Auch im offenen Ozean kann divergenter Ekmantransport zu Upwelling führen. Dies ist in der äquatorialen Region der Fall, wo die Corioliskraft das Vorzeichen wechselt und konvergente Winde deshalb zu divergentem Massenfluss führen. Upwelling ist nicht nur für die Fischereiindustrie von Bedeutung, sondern auch für Klimaschwankungen. Es spielt eine wichtige Rolle im El Niño-La Niña Zyklus.

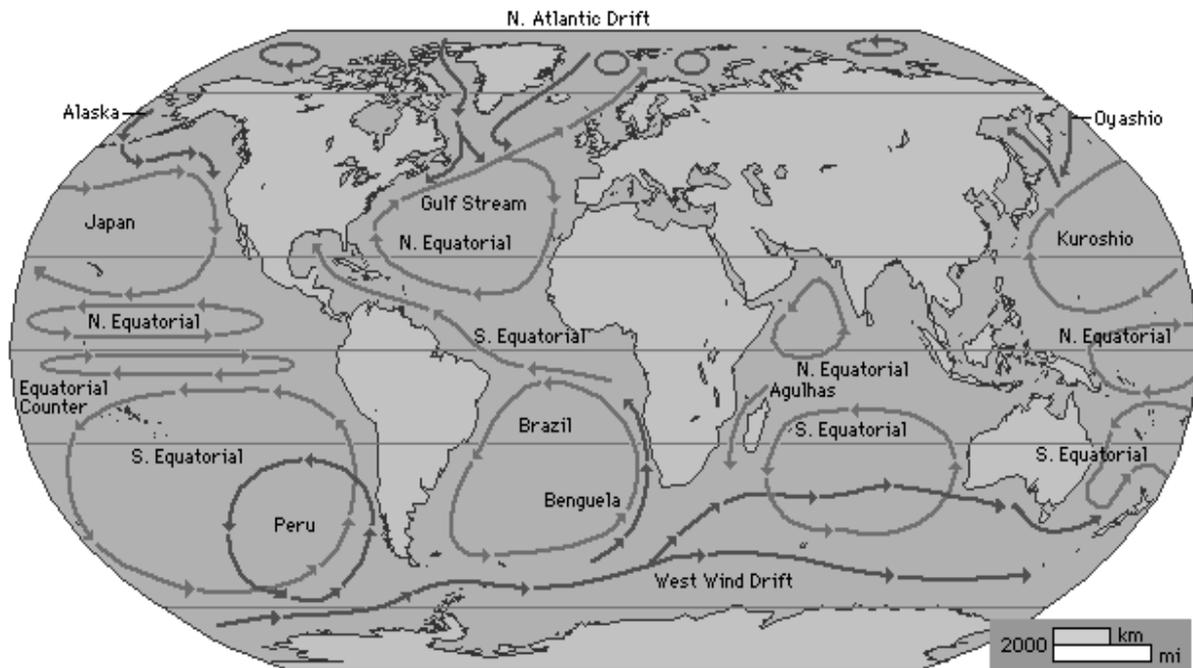


Fig. 37. Meeresströmungen an der Oberfläche (schematisch). Hellgrau: warm. Dunkelgrau: kalt.

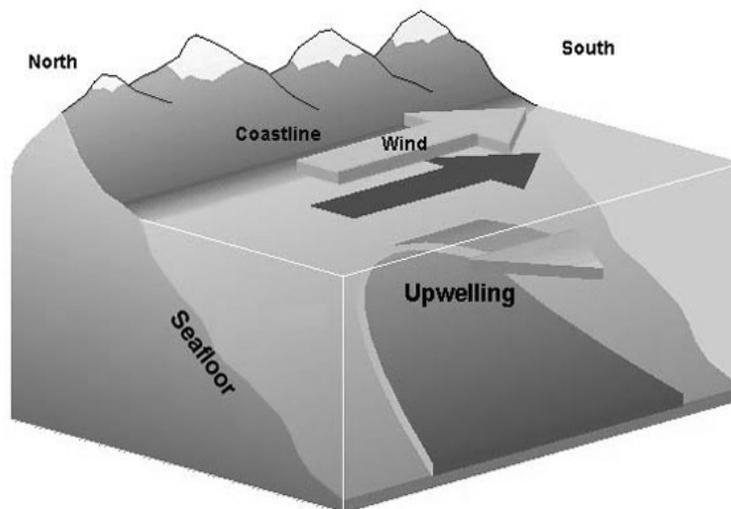


Fig. 38. Windgetriebener Ekmantransport und Upwelling (schematisch).

3.4.3.2. Dichtegetriebene Strömungen

Die globale ozeanische Tiefenzirkulation ist dichtegetrieben: Kaltes, salzreiches Wasser sinkt im Nordatlantik von der Oberfläche auf den Grund und treibt dadurch eine Zirkulation an, welche alle Ozeanbecken umfasst, die sogenannte Thermohaline Zirkulation (THC). Änderungen in der thermohalinen Zirkulation sind dichtebedingt: Salz- oder Süßwasserzufluss, Verdunstung, Abkühlung oder Erwärmung können des Absinken im Nordatlantik beeinflussen. Modellrechnungen zeigen, dass es mehrere Zustände der thermohalinen Zirkulation gibt, und dass extreme Klimaschwankungen in der Vergangenheit damit Zusammenhängen. In dieser Vorlesung werden wir nicht weiter darauf eingehen (vgl. Vorlesung Klimasysteme von Ch. Appenzeller). Es stellt sich aber die Frage, ob es auch zu Schwankungen im Bereich von wenigen Jahrzehnten kommen kann.

3.4.3.3. Mischung und „Resurgence“

Ozeane wirken wegen ihrer grossen Wärmekapazität und Trägheit dämpfend auf das Klima. Die Stärke und räumliche Bedeutung dieses Vorgangs hängt davon ab, wie gross die Masse ist, welche an den Prozessen teilhat. Dabei spielen vertikale Transportvorgänge eine entscheidende Rolle. In diese Kategorie von Prozessen gehören Mischung, „Resurgence“, „Upwelling“, Tiefenkonvektion und Tiefenwasserbildung. Im Folgenden sollen diese Vorgänge kurz betrachtet werden.

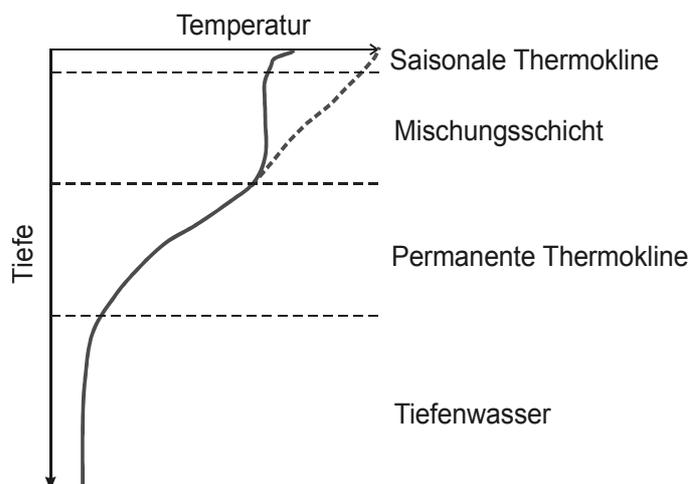


Fig. 39. Temperaturprofil im Ozean (schematisch).

Figur 39 zeigt schematisch ein Temperaturprofil im Ozean. Die oberste Schicht wird durch den Jahresgang der Temperatur respektive der Sonneneinstrahlung am stärksten beeinflusst. Wenn die Oberfläche abgekühlt wird, entsteht eine instabile Schichtung, und Mischung beginnt. Wenn sich im Sommer das Oberflächenwasser wieder erwärmt, ist nur noch seichte, windgetriebene Mischung möglich. Die tiefgreifendere Mischung im Winter umfasst ungefähr obersten 100-150 m. Darunter nimmt die Temperatur rasch ab, eine stabile Schichtung (analog einer Inversion in der Atmosphäre), welche Thermokline (oder thermische Sprungschicht) genannt wird. Unter der Thermokline beginnt das Tiefenwasser mit Temperaturen um 4 °C.

Der Jahresgang der Mischung in den aussertropischen Ozeanen kann wesentlich zum „Memoryeffekt“ des Ozeans beitragen. Figur 40 veranschaulicht dies anhand von Modellsimulationen. Gezeigt sind Temperaturdifferenzen im Nordpazifik als Jahr-Tiefen-Querschnitt für El Niño- minus La Niña-Bedingungen. Ebenfalls dargestellt sind die Mischungstiefen für die beiden Bedingungen. Im Winter (linke Seite der Grafik) ist die Mischung tiefgreifend (100-150 m). Die Temperaturanomalien der Oberfläche werden soweit heruntergemischt. Wenn sich im Sommer die thermische Schichtung stabilisiert, ist das Wasser in 50-150 m Tiefe nicht mehr in Kontakt mit der Oberfläche, während sich die obersten 20 m auf ein neues Gleichgewicht mit der Atmosphäre einstellen. Wenn im Herbst (Mitte der Figur) die Mischung wieder beginnt, wird kaltes Wasser vom vorigen Winter hochgemischt („Resurgence“) und kühlt die Oberfläche ab. In diesem Fall beeinflusst der Ozean die Atmosphäre zwar nicht selbsttätig, aber er integriert das Signal der Atmosphäre und gibt es mit einer Verzögerung wieder zurück. Dieser Vorgang bewirkt, dass langsame Fluktuationen stärker vertreten sind als schnelle („Rötung“ des Spektrums). Auf der interannuellen Skala sind Mischung und „Resurgence“ von entscheidender Bedeutung.

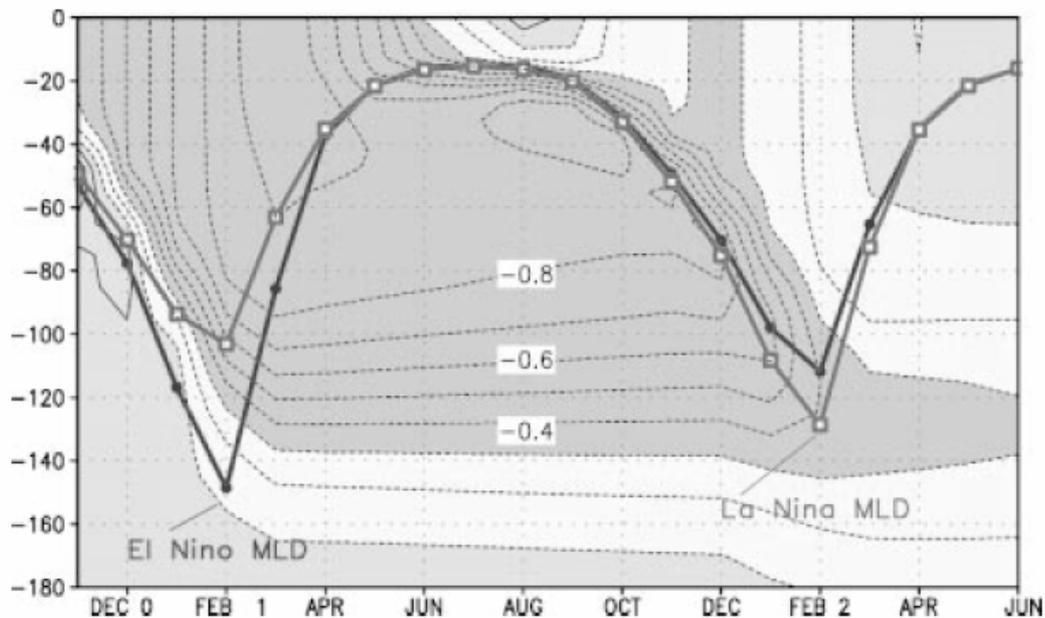


Fig. 40. Anomalie der Meerestemperaturen bis in eine Tiefe von 180 m im zentralen Nordpazifik für El Niño minus La Niña Simulationen mit einem Mixed Layer Model. Die grauen Linien zeigen die Mischungstiefe (aus Alexander et al. 2002).

3.4.4. Generelles zur Ozeanatmosphäreninteraktion (OAI)

Beeinflusst der Ozean die Atmosphäre oder umgekehrt? Sicher ist, dass beides stattfindet. Aber die entscheidende Frage ist, auch im Hinblick auf die Vorhersagbarkeit, wie relevant die eine oder andere Richtung ist und welche Rolle die Kopplungsvorgänge spielen. Wenn der Ozean die Atmosphäre „aktiv“ beeinflusst, dann muss dies von ozeanischen Vorgängen wie Zirkulation oder Tiefenwasserbildung ausgehen. Dafür gibt es verschiedene Beispiele (Thermohaline Zirkulation und holozäne Klimaschwankungen, auch bei El Niño spielen rein ozeanische Vorgänge eine Rolle). Selbst wenn die Rolle des Ozeans nicht aktiv ist (angenommen es gibt gar keine Zirkulation), so ist der Ozean doch wichtig indem er das atmosphärische Signal dämpft und verzögert. Das ist aber kein ozeanischer Einfluss im eigentlichen Sinne.

Der ozeanische Einfluss hat in den Tropen und den Aussertropen eine unterschiedliche Bedeutung und ist stark abhängig von der betrachteten Zeitskala. In den Tropen sind ozeanische Vorgänge und OAI generell wichtiger. Dafür gibt es verschiedene Gründe. Aus ozeanographischer Sicht sind die warmen Meeresströmungen und das äquatoriale Upwelling zu erwähnen, welche zu beträchtlichen Temperaturgradienten führen. Aus der Sicht der Atmosphäre gilt zu beachten, dass die Tropen durch hochreichende Konvektion gekennzeichnet sind. Damit nimmt die ganze Atmosphäre an den OAI-Prozessen Teil. In den Aussertropen liegt über den Ozeanen oft die geringmächtige marine Grenzschicht (s. oben), oft durch Stratuswolken abgegrenzt. OAI-Vorgänge sind hier auf ein viel kleineres Volumen beschränkt. Mindestens ebenso wichtig ist aber wohl, dass die Variabilität der Zirkulation in den Aussertropen ohnehin sehr gross ist.

Als Folge davon bestehen im Bereich der interannuellen Variabilität grundlegende Unterschiede zwischen Tropen und Aussertropen. El Niño ist das beste Beispiel, dass OAI im interannuellen Bereich in den Tropen der dominierende Klimaeinfluss ist. In den Aussertropen neigt man zur Ansicht, dass in dieser Zeitskala die Atmosphäre stärker den Ozean beeinflusst als umgekehrt. Schwankungen im dekadalen oder interdekadalen Bereich können dagegen kaum durch atmosphärische Vorgänge allein erklärt werden (obwohl einige Klimamodelle

auch ohne Ozean oder andere Forcings eine starke interdekadale Variabilität haben). Hier spielen ozeanische Vorgänge eine entscheidende Rolle.

Am wichtigsten für Klimaschwankungen sind aber nicht ozeanische Vorgänge, sondern die Rückkopplungseffekte zwischen Ozean und Atmosphäre. Es gibt eine Vielzahl solcher Rückkopplungen, zum Beispiel zwischen Temperaturgradienten der Meeresoberfläche und dem Windsystem, zwischen latentem Wärmefluss und der Lage der Storm Tracks, etc.

3.4.5. Ozeanatmosphäreninteraktion in den Tropen

3.4.5.1. El Niño

El Niño bezeichnet ein Klimaphänomen im tropischen Pazifik, das alle 3-7 Jahre auftritt und entscheidend mit OAI zusammenhängt. In normalen Jahren oder La Niña Jahren treiben die Passatwinde das Wasser westwärts über den äquatorialen Pazifik. Wasser wird von der Küste Perus und Ecuadors weggetrieben und dort durch kaltes, aufsteigendes Wasser ersetzt. Die Thermokline kommt hier bis an die Oberfläche. Auf der anderen Seite des Pazifik sammelt sich das warme Wasser (der Meeresspiegel ist dabei etwa 30 cm höher als an der südamerikanischen Küste). Dieser West-Ost-Gradient der Meeresoberflächentemperatur verstärkt die Passatwinde, bewirkt aber auch eine Modifizierung der Hadley-Zirkulation und setzt zonale Zirkulationszelle in Bewegung, um die verstärkten Passate zu kompensieren: die Walker-Zirkulation (Fig., 41). Konvektion ist im australisch-indonesischen Raum stark, die Luft fließt in der oberen Troposphäre ostwärts und sinkt über dem kalten äquatorialen Ostpazifik ab.

Windanomalien im Pazifik können dieses Feedback durchbrechen. Die Passatwinde brechen zusammen oder drehen sogar um. Das warme Wasser strömt zurück Richtung Südamerika und das Upwelling wird unterbunden. Dadurch erwärmt sich der äquatoriale Pazifik vor der Küste Südamerikas um bis zu 5° C (Fig. 42). In der Atmosphäre verschieben sich die Konvektionszentren näher zur Küste Südamerikas. Hier kommt es zu Starkniederschlägen und Überschwemmungen, während auf der anderen Seite des Pazifiks der Regen ausbleibt. El Niño führt dort oft zu Dürren. Die Walker-Zirkulation wird umgedreht (vgl. Fig. 41). Auch die Hadley-Zirkulation wird dadurch beeinflusst (s. unten).

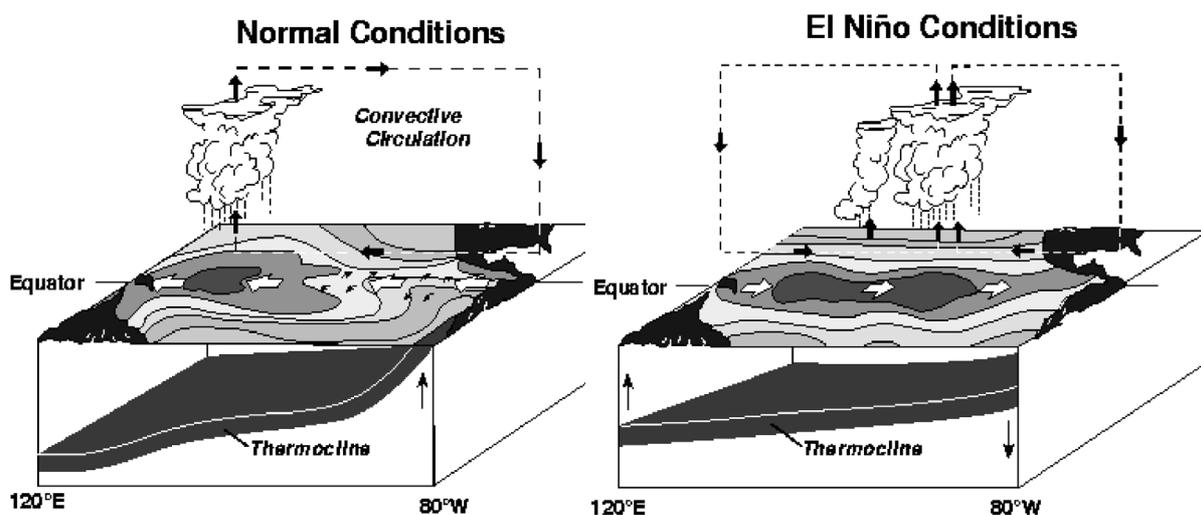


Fig. 41. Schematische Darstellung der atmosphärischen Zirkulation (Walker-Zelle) über dem tropischen Pazifik. Meeresoberflächentemperaturen und der Thermokline für normale Jahre oder La Niña-Jahre (links) und El Niño Jahre (rechts).

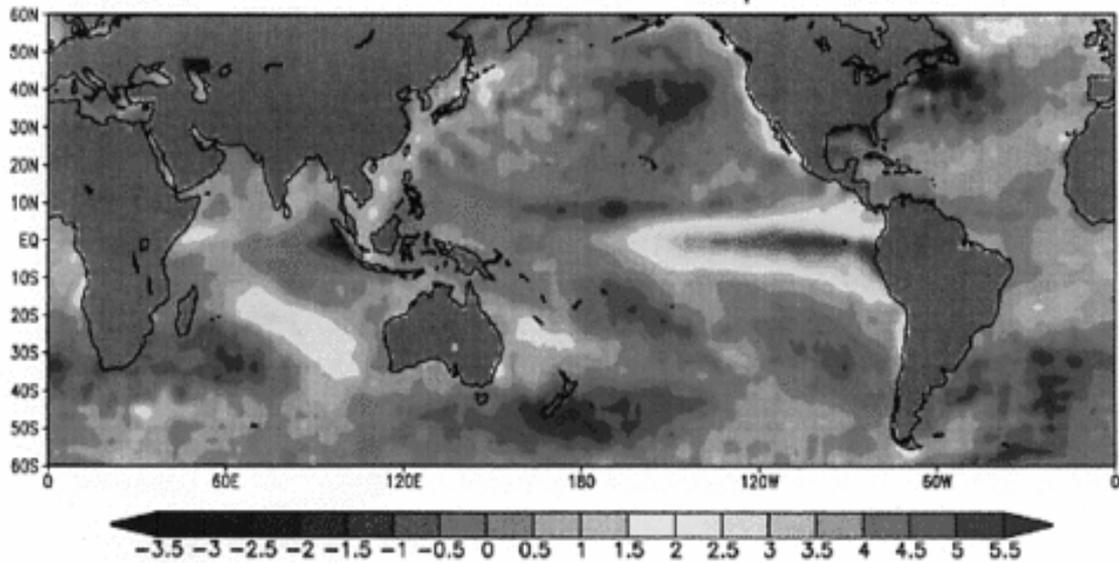


Fig. 42. Anomalien der Meeresoberflächentemperatur (°C) im Dezember 1997 (NOAA).

El Niño-Ereignisse dauern ungefähr ein Jahr, manchmal auch länger. Deswegen werden sie in dieser Vorlesung als Klimaschwankungen betrachtet. Der Übergang zu La Niña wird wohl durch El Niño selbst eingeleitet. Verschiedene Mechanismen werden in der Literatur diskutiert, wobei ozeanische Wellen (Kelvin- und Rossbywellen) eine Rolle spielen. La Niña Perioden dauern normalerweise mehrere Jahre. El Niño ist wohl der wichtigste Klimamodus weltweit. Die klimatischen Effekte betreffen vor allem die Tropen, aber teilweise auch die Aussertropen. Fig. 43 zeigt die wichtigsten klimatischen Anomalien als Karte.

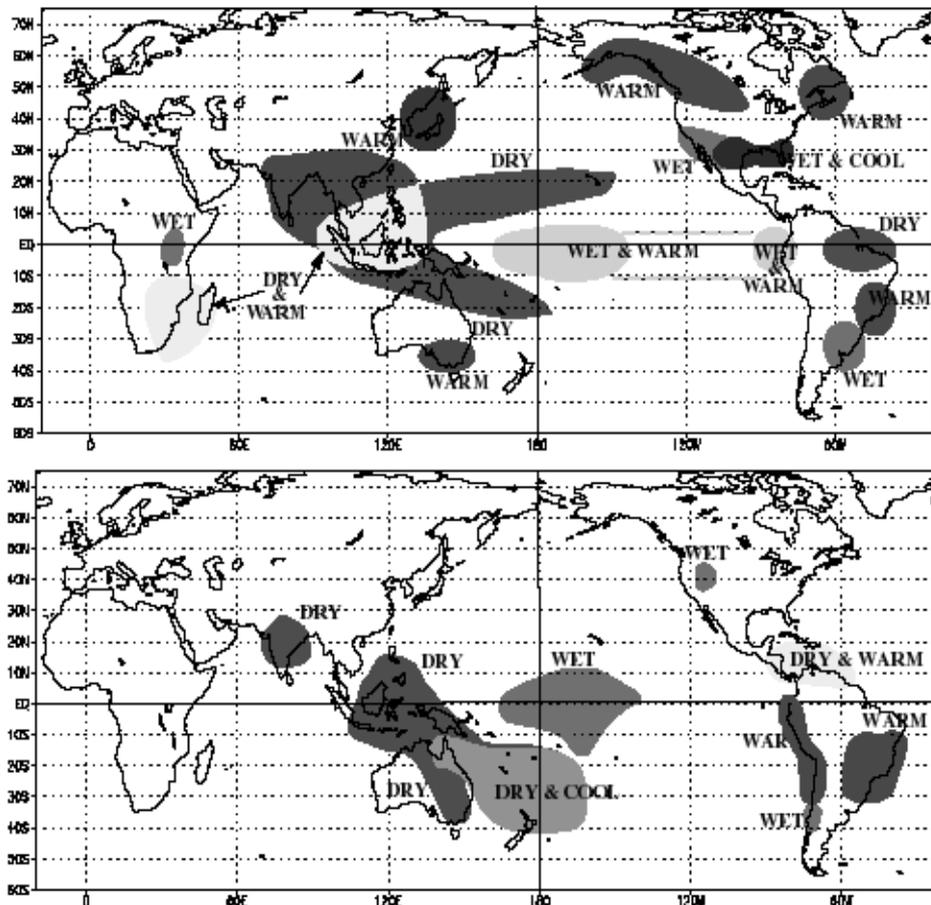


Fig. 43. Klima-anomalien im Zusammenhang mit El Niño. Oben: Dezember-Februar, unten: Juni bis August (Quelle: NOAA).

El Niño wird meist als interner Variabilitätsmodus (mit oszillatorischem Charakter) des Ozean-Atmosphärensystems betrachtet. Möglicherweise kann El Niño aber auch durch Forcings beeinflusst werden. Der Mechanismus dahinter ist der „Thermostat“-Mechanismus: Die SSTs im Ostpazifik werden durch die Temperatur des aufquellenden Wassers bestimmt, während im Westpazifik die solare Einstrahlung über die Temperatur entscheidet. Sinkt oder steigt die solare Einstrahlung (durch ein Forcing wie beispielsweise Vulkanausbrüche, solare Variabilität oder Treibhausgase), so spürt dies nur der Westpazifik. Somit verändert sich der Ost-West temperaturgradient und die Wahrscheinlichkeit eines El Niño-Ereignisses verändert sich.

3.4.5.2. Tropen-Aussertropen-Kopplung im Zusammenhang mit El Niño

El Niño beeinflusst auch das Klima in den Aussertropen. Dies gilt vorab im nordpazifisch-nordamerikanischen Raum (vgl. Fig. 43). Der Mechanismus beginnt mit einer Veränderung und zonalen Verlagerung der Hadley-Zirkulation. Figur 44 zeigt diese Veränderungen schematisch. Über dem zentralen tropischen Pazifik, wo die meridionale Zirkulation normalerweise drei kleine Zellen bildet, entsteht wegen der starken Erwärmung der Meeresoberflächentemperaturen eine einzige, starke Hadley-Zelle, umgekehrt kehrt sich die Zirkulation in

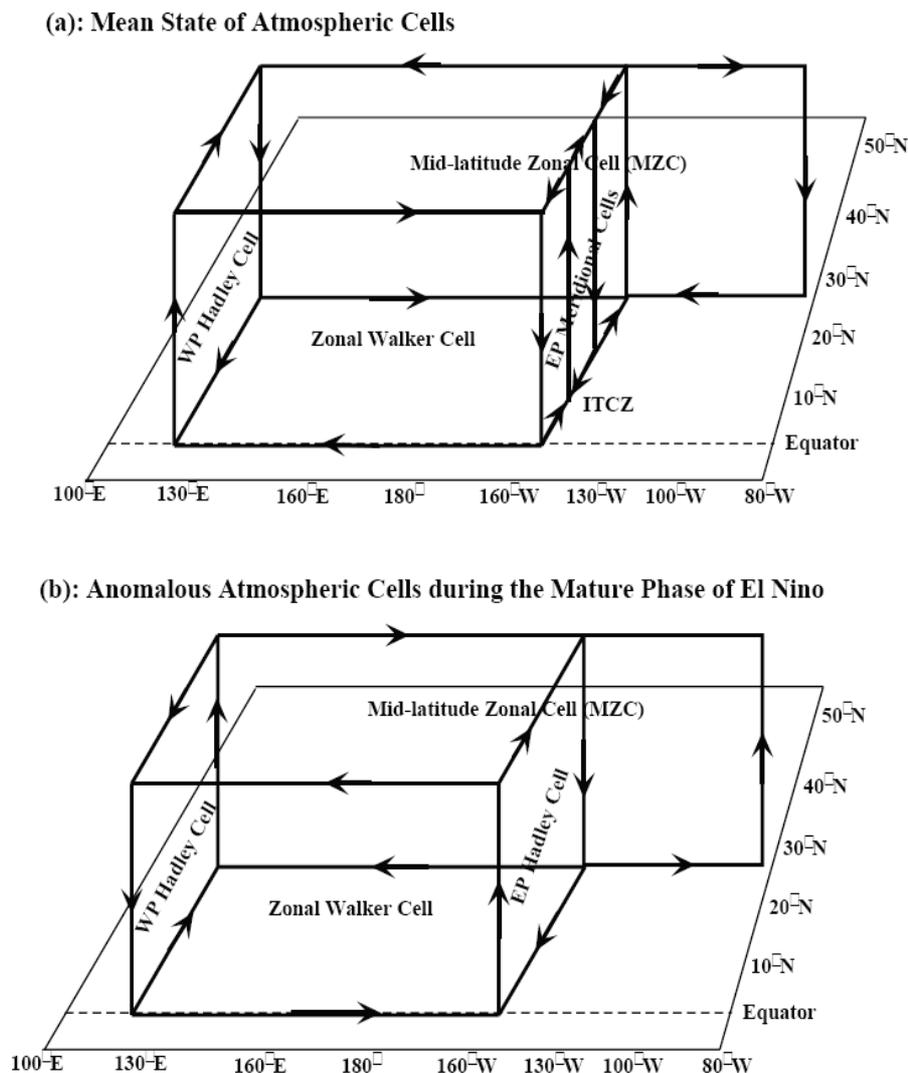


Fig. 44. Zirkulationszellen über dem Pazifik im Zusammenhang mit El Niño. Oben: Normalzustand, unten: El Niño (WP = Westpazifik, EP = Ostpazifik) (Wang 2002).

der sonst starken Hadley-Zelle über Südostasien um. Auch die Hadley-Zirkulation über dem Atlantik verändert sich. Diese Veränderungen bewirken eine Störung der aussertropischen Westwindzirkulation, vor allem im Winter. Diese Störung hat über dem Pazifik das Muster der PNA (pazifisch-nordamerikanisches Muster): Verstärkung des Aleutentiefs, des Hochdruckrückens über den Rockies und des Trops über der Ostküste. El Niño führt zu hohen Temperaturen in Westkanada und Alaska, dagegen zu niedrigen Temperaturen im Südosten der USA und zu erhöhten Niederschlägen im Süden der USA.

Der Einfluss von El Niño auf Europa ist komplizierter. Die Störung, welche vom zentralen Pazifik ausgeht, breitet sich wellenförmig stromabwärts aus und erreicht Europa. Allerdings ist Europa weit weg. Das Signal ist schon im tropischen Pazifik nicht immer gleich und kann zwischen dort und Europa durch verschiedene Faktoren modifiziert werden, so dass die räumliche Lage einer El Niño-induzierten Störung variiert. Der Einfluss ist damit nicht jedesmal gleich. Auch ist nicht klar, auf welchem Weg El Niño Europa beeinflusst. Vieles deutet darauf hin, dass dies via Nordpazifik läuft, aber auch andere Wege (via tropischer Atlantik oder sogar via Stratosphäre) sind möglich. Im Einzelfall konnten starke Klima-anomalien in Europa und in der Stratosphäre tatsächlich auf El Niño zurückgeführt werden

3.4.5.3. Indischer Monsun

El Niño ist nicht die einzige tropische Klimaschwankung, welche mit Ozean-Atmosphäreninteraktion im Zusammenhang steht. Der indische Monsun hat ebenfalls eine starke interannuelle oder multiannuelle Variabilität. Der Monsun ist in vielen Teilen Indiens für mehr als die halbe jährliche Regenmenge verantwortlich, die Stärke des Monsuns ist deshalb eine zentrale Grösse. Der indische Monsun entsteht im Nordsommer durch den Aufheizeffekt des tibetischen Plateaus. Die Intertropische Konvergenzzone (ITCZ) verlagert sich weit nach Norden (Fig. 45). Die Südostpassate überqueren den Äquator und strömen nordostwärts. Interannuelle oder multiannuelle Variabilität kann durch verschiedene Faktoren verursacht sein: Veränderungen der Landoberfläche (Bodenfeuchte, Albedo), Veränderungen des indischen Ozeans, Aerosole, oder stochastische Schwankungen der Zirkulation. Ein grosser Teil der interannuellen Variabilität des indischen Monsuns kann durch den dominierenden Modus der

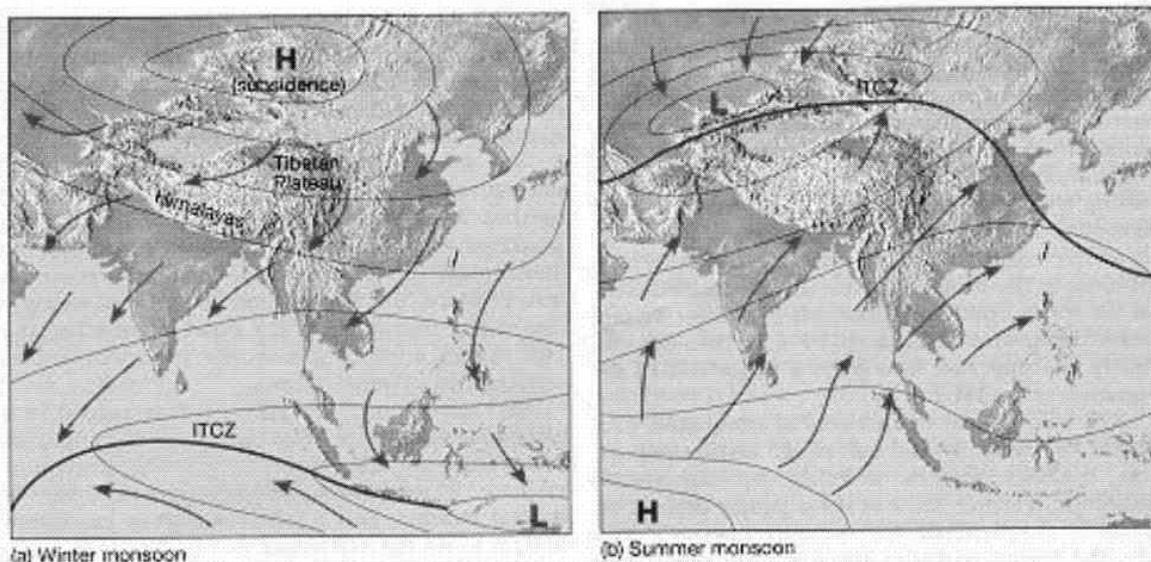


Fig. 45. Bodendruck und Strömungen im indischen Monsun. Links: Winter, rechts: Sommer.

Meeresoberflächentemperaturen im Indischen Ozean erklärt werden, den „Indian Ocean Zonal Mode“ (IOZM). Allerdings ist der IOZM selbst stark abhängig von El Niño. Inwiefern der Indische Ozean eigenständig den Monsun beeinflusst, ist deshalb nach wie vor unklar, dagegen ist der Einfluss von El Niño erwiesen.

Ähnliches gilt für das Monsun-Niederschlagsregime in anderen Regionen der Welt, insbesondere in der Sahel-Zone. Auch hier zeigen sich grosse, multiannuelle Schwankungen mit grossen Auswirkungen für die Landwirtschaft der Region. Die Dürren der 1970er Jahre mit ihren Hungersnöten haben die Weltöffentlichkeit auf dieses Thema sensibilisiert. Verantwortlich für die niederfrequente, grossräumige Variabilität des Niederschlags im Sahel scheinen einerseits die Meeresoberflächentemperaturen zu sein (in allen tropischen Ozeanbecken), andererseits lokale Feedbacks (Bodenfeuchte, Landnutzung).

3.4.6. Ozeanatmosphäreninteraktion in den Aussertropen

Obwohl die physikalischen Prozesse in den Aussertropen grundsätzlich die selben sind wie in den Tropen, hat Ozean-Atmosphärenkopplung hier eine andere Bedeutung. Obwohl es gewisse Unterschiede gibt in der Beurteilung, so lässt sich doch sagen, dass im interannuellen Bereich die Rolle der Ozeane eine „passive“ ist: Sie integrieren das atmosphärische Forcing und geben es gedämpft und verzögert an die Atmosphäre zurück. Trotzdem ist die Rolle des Ozeans immer noch ein Thema: Auch wenn der Einfluss nur gering ist, so könnte er trotzdem von praktischem Nutzen sein, denn die ozeanischen Verhältnisse sind besser auf eine Jahreszeit hinaus prognostizierbar. Im Folgenden seien kurz die aktuellen Diskussionen im Bereich Atlantik und Nordpazifik skizziert.

3.4.6.1. Nordatlantik

Wie früher erwähnt wird die Variabilität der grossräumigen Zirkulation im Raum Atlantik-Europa durch die sogenannte Nordatlantische Oszillation (NAO) beschrieben. Die Interpretation der NAO ist immer noch umstritten. Es ist nicht klar, ob es sich um einen rein stochastischen Variabilitätsmodus handelt, der durch die teilweise Verankerung der quasi-stationären Wellen und der Aktionszentren gegeben ist, oder ob bestimmte Prozesse – atmosphärische oder ozeanische – diesen Variabilitätsmodus erzeugen. Das NAO-Muster in der Atmosphäre geht einher mit einem Tripol der Meeresoberflächentemperaturen im Nordatlantik, mit drei zonal angeordneten Zentren, einem vor Neufundland, einem zweiten von Bermuda bis zu den Azoren, und einem dritten im subtropisch-tropischen Nordatlantik vor der Küste Westafrikas (vgl. Fig. 18). Es scheint, dass zumindest der nördliche Pol, vor Neufundland, oftmals dem atmosphärischen NAO vorangeht respektive durch Anomalien im ganz im Westen des Pols angekündigt wird (Fig. 46). Die Korrelationen mit dem NAO sind höher, wenn die Meeresoberflächentemperaturen vor Neufundland um einen Monat dem NAO vorangehen als umgekehrt. Das deutet auf einen gewissen Einfluss ozeanischer Vorgänge. Allerdings sind die Korrelationen um ein Mehrfaches höher, wenn keine der Reihen verschoben wird. Das bedeutet, dass der Einfluss doch recht wenig Gewicht hat und in dieser Zeitskala vor allem die Atmosphäre den Ozean beeinflusst.

In den letzten Jahren ist oft diskutiert worden, inwiefern es niederfrequente ozeanische Schwankungen im Nordatlantik gibt. Daraus hat sich das Konzept der „Atlantic Multidecadal Oscillation“ entwickelt, einer postulierten, ca. 30-40 Jahre dauernden Oszillation. Einige Arbeiten scheinen die Existenz einer solchen Schwingung zu bestätigen. Schwankungen in der thermohalinen Zirkulation des Nordatlantiks könnten die Ursache dafür sein. Auch im Bereich des arktischen Ozeans wird die niederfrequente Variabilität untersucht.

3.4.6.2. Nordpazifik

Die Meeresoberflächentemperaturen im Nordpazifik werden vermutlich durch zwei Vorgänge beeinflusst: Die atmosphärische Zirkulation über dem Nordpazifik und El Niño. In den letzten Jahren ist allerdings die Diskussion angeregt worden, inwiefern ozeanische Vorgänge im Nordpazifik die niederfrequente Variabilität der Meeresoberflächentemperaturen beeinflussen. Die Diskussion wurde nicht durch Atmosphärenwissenschaftler gestartet, vielmehr waren es Biologen, welche in den wichtigsten kommerziellen Fischarten des Nordpazifik, unter anderem in den Lachspopulationen, starke, niederfrequente Schwankungen feststellten. Sie unterschieden das Sardinien- und das Sardellenregime und fanden, dass auch die Atmosphäre, sogar auf der globalen Skala, im selben Sinne schwankt. Ein Zyklus der „Pacific Decadal Oscillation“ (PDO), wie das Phänomen genannt wurde, dauert etwa 40-50 Jahre. Die Datenreihen sind allerdings noch nicht so lang, dass mehrere Zyklen dieser Oszillation dargestellt werden können. Die Existenz einer dekadalen Oszillation im Nordpazifik ist umstritten. Einige Wissenschaftler sind der Meinung, dass die PDO nichts anderes ist als ein gedämpftes und verzögertes El Niño-Signal. Andere sind überzeugt, dass es tatsächlich ein dekadales Signal gibt, das durch den Nordpazifik erzeugt wird. Wieder andere gehen davon aus, dass die PDO nur der nordhemisphärische Ausdruck einer niederfrequenten Schwankung ist, welche den gesamten Pazifik umfasst und IPO (interdecadal Pacific Oscillation) genannt wird. Die IPO wird umgekehrt auch oft als „interdekadaler El Niño“ verstanden. Sowohl im Nordpazifik als auch im Nordatlantik sind die ozeanographischen Datenreihen zu kurz, um damit Aussagen untermauern zu können.

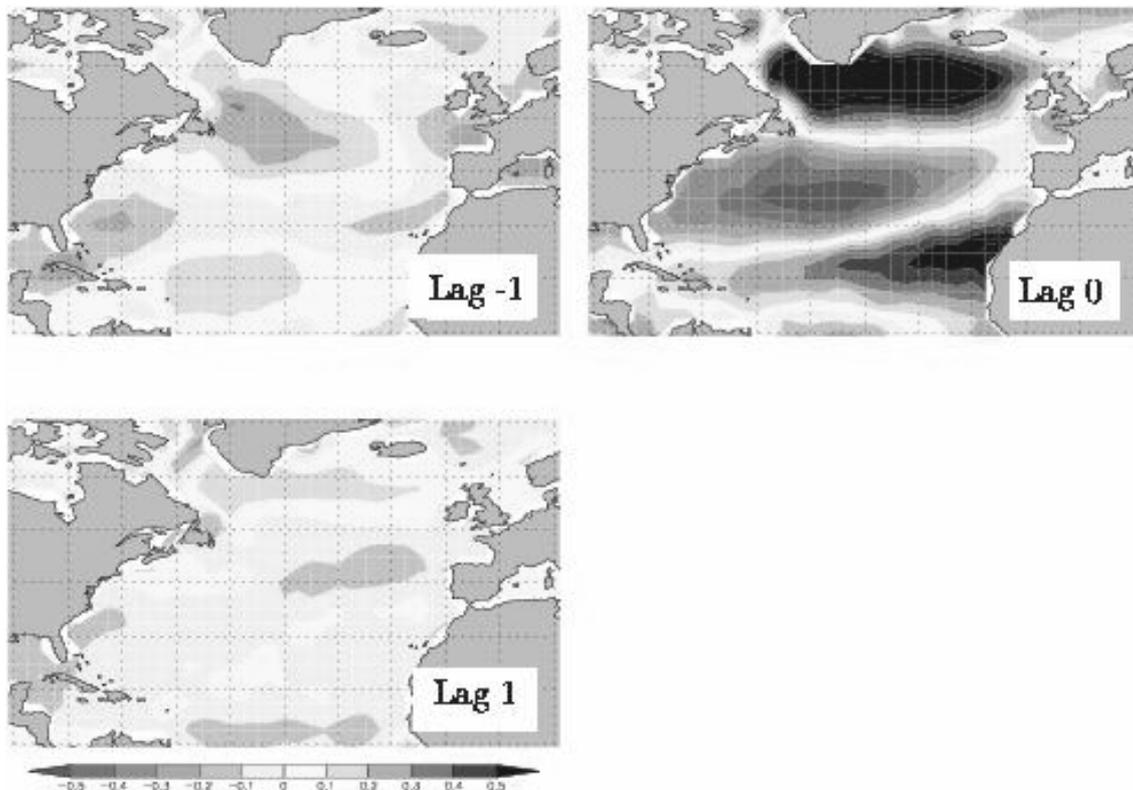


Fig. 46. Korrelation der Meeresoberflächentemperaturen (SSTs) im Atlantik mit dem Nordatlantischen Oszillationsindex für verschiedene Zeitverschiebungen: Oben links: SSTs gehen dem NAO ein Monat vor, oben rechts: gleichzeitige Korrelation, unten links, NAO geht voran. (Quelle: <http://www.ifm.uni-kiel.de/fb/fb1/me/research/Projekte/SFB460/B1.html>)