

**Fachbereich Geographie der
Philipps-Universität Marburg
WS 1997/98
Oberseminar CLIMATE CHANGE
Leitung: Prof. Dr. W. Endlicher**

Thema:

**Allgemeine Zirkulation der Atmosphäre und ihre
möglichen Modifikationen im Rahmen der globalen Klimaveränderungen**



Referent: Martin König

01.12.97

Inhalt:

1 EINLEITUNG.....	3
2 KLIMAMODELLE.....	3
3 VARIABLE EINFLUßFAKTOREN DER ZIRKULATION.....	4
3.1 MEEREIS	5
3.2 SCHNEE.....	6
3.3 BODEN(FEUCHTE)	6
3.4 VEGETATION.....	7
3.5 SCHWANKUNGEN DER SONNENAKTIVITÄT UND DES ERDMAGNETFELDES SOWIE DER VULKANAKTIVITÄT	9
3.6 KOPPLUNG ZWISCHEN OZEANISCHER UND ATMOSPHERISCHER ZIRKULATION	10
3.7 ANDERE FAKTOREN	11
4 ZIRKULATIONSMECHANISMEN UND IHRE DYNAMIK.....	11
4.1 SÜDHEMISPHERISCHE ZIRKULATION (MIT SCHWERPUNKT SÜDAFRIKA).....	11
4.2 SST, ENSO UND WALKER-ZIRKULATION	16
4.3 NORDHEMISPHERISCHE ZIRKULATION MIT SCHWERPUNKT AUF NAO UND PNA	21
4.4 REGIONALE BEISPIELE	24
4.4.1 Tropische Zirkulation und Niederschlagstrend im Sahel.....	24
4.4.2 Zirkulationsänderungen über Südamerika bei einer Verdopplung der CO ₂ - Konzentration	28
5 DIE ROLLE DER AEROSOLE IM ZIRKULATIONSGESCHEHEN.....	28
6 ZUSAMMENFASSUNG UND MÖGLICHE VERSCHIEBUNG DER LUFTDRUCKGÜRTEL BEI EINER GLOBALEN ERWÄRMUNG.....	29
7 VERWENDETE ABKÜRZUNGEN.....	30
8 LITERATUR	31

1 Einleitung

Die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre kann als großräumiger Ausgleich der regional unterschiedlichen Energiebilanz angesehen werden. Diese ist vor allem determiniert durch Unterschiede in der Strahlungsbilanz. Desweiteren spielt die Land-Wasser-Verteilung eine zentrale Rolle. Außerdem sind ozeanische und atmosphärische Zirkulation eng miteinander gekoppelt. Mögliche Modifikationen dieses komplexen Systems im Rahmen des climate change darzustellen, ist Ziel dieses Referates, stößt jedoch immer wieder an die Grenzen (des derzeitigen Forschungsstandes), so daß in solchen Fällen lediglich auf die statistische Korrelation zwischen Änderungen der Zirkulation und anthropogenen Eingriffen verwiesen werden kann, auch wenn der Beweis eines ursächlichen Zusammenhanges noch aussteht. Eigene Spekulationen sind mit dem Konjunktiv versehen.

Was die Größenordnungen angeht, werden lediglich meso- und makroskalige Zirkulationen vorgestellt, da der Begriff „atmosphärische Zirkulation“ mikroskalige Systeme außen vor läßt, obwohl diese natürlich auch - gerade in Addition - globale Auswirkungen haben können (der berühmte Flügelschlag des Schmetterlings).

2 Klimamodelle

Klimamodelle sind mittlerweile ein wichtiges Hilfsmittel zur Simulation der allgemeinen Zirkulation, auch wenn sie noch nicht ausreichen, um etwa Zirkulationsänderungen für eine bestimmte prozentuale Erhöhung eines Treibhausgas-Anteils in der Atmosphäre zu berechnen.

Es können drei Typen (gleichbedeutend mit den Stufen der Entwicklung oder auch mit dem nötigen Rechenaufwand) unterschieden werden:

1. Die **Energiebilanzmodelle (EBM)**: Diese relativ primitiven Modelle errechnen die Erdmitteltemperatur auf Basis der solaren Einstrahlung und der terrestrischen Ausstrahlung (langwellige Ausstrahlung und Albedo).
2. Eine Verbesserung stellen die sog. **Strahlungs-Konvektionsmodelle bzw. Radiative convective models (RCM)** dar, die neben dem Strahlungsklima auch die Konvektion mit einberechnen. Das bedeutet eine Verbesserung, da somit Verdunstung und Kondensation mit einkalkuliert werden können. Horizontale Luftmassentransporte bleiben jedoch auch hier unberücksichtigt, weshalb keine Dreidimensionalität gegeben ist. Letzteres leisten erst die
3. **General circulation models (GCM)**, die dann auch noch mit ozeanischen Zirkulationsmodellen gekoppelt werden (AGCM + OGCM) und damit aufgrund der Tatsache, daß sie die Gesetze der Mechanik und Thermodynamik integrieren, der Realität am nächsten kommen. Allerdings bleiben auch bei diesen Modellen wesentliche Einflußfaktoren (wie

z.B. Bodenfeuchte und Vegetation) unberücksichtigt. (vgl. Abb.1) (SCHÖNWIESE 1994, S.267ff.)

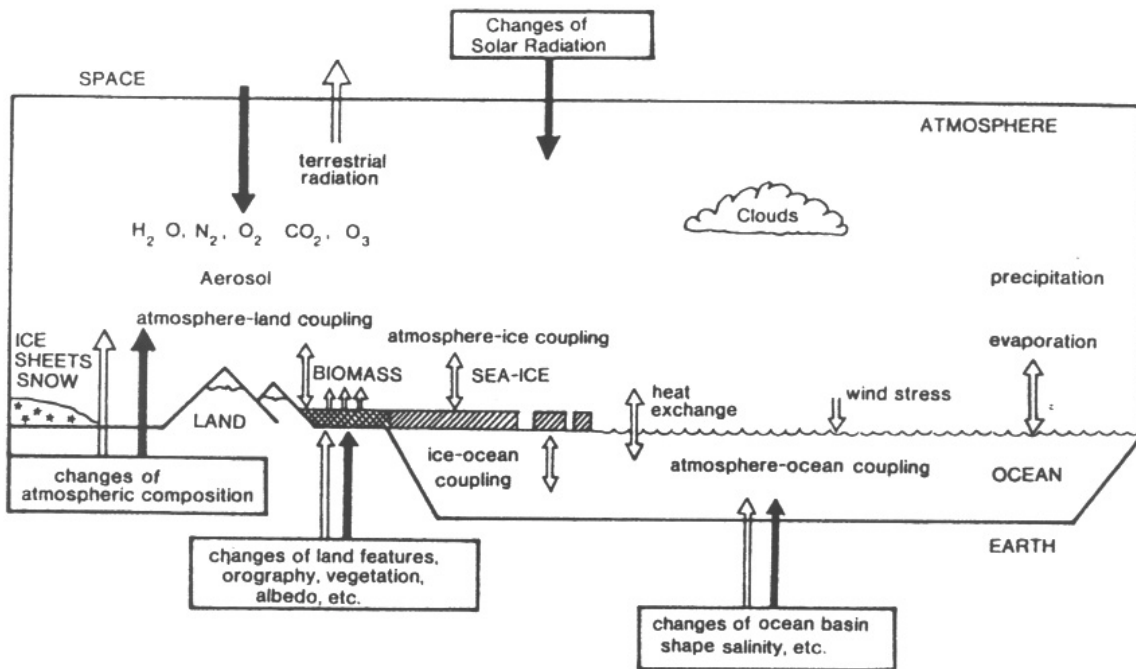


Abb.1: schematisches Beispiel für ein gekoppeltes Klimamodell. Die schwarzen Pfeile zeigen externe Faktoren, die weißen interne (rückgekoppelte) Faktoren. Quelle: TYSON 1986

3 Variable Einflußfaktoren der Zirkulation

Neben den konstanten Faktoren der Zirkulation, zu denen etwa die physikalischen Gesetzmäßigkeiten (Corioliskraft, Gradientkraft, Reibungskraft, Gravitations- und Fliehkraft) gerechnet werden können, beeinflussen auf der anderen Seite vor allem die in den folgenden Kapiteln besprochenen Geofaktoren die Zirkulation, die ihrerseits entweder die Luftfeuchtigkeit oder die Temperatur steuern.

An dieser Stelle seien die **Stabilitätskriterien** der Luftschichtung in Erinnerung gerufen, aus denen als Ergebnis hervorgeht, daß eine Schichtung **um so labiler bzw. „konvektionsfähiger“** wird,

1. je feuchter die Luftmasse ist (feuchtadiabatischer Temperaturgradient < trockenadiabatischer Temperaturgradient) und
2. je stärker die Heizwirkung des Untergrundes ist (thermische Konvektion)

3.1 Meereis

Die Wirkung des Meereises auf die atmosphärische Zirkulation ist äußerst vielfältig:

Der wichtigste Punkt ist die im Vergleich zum eisfreien Meer von etwa 10% auf etwa 50% erhöhte Albedo (bei schneebedeckten Eis - je nach Alter der Schneedecke - sogar 60-90%), was den Umsatz der kurzwelligen Einstrahlung zu latenter und fühlbarer Wärme deutlich reduziert. So bestehen beispielsweise relativ starke Korrelationen zwischen der Distanz (bzw. Ausdehnung) des arktischen Meereises von der alaskischen Küste und der Temperatur in Barrow (Nordalaska), was den Kühleffekt des Meereises auch noch in weiterer Entfernung unterstreicht (vgl. Abb.2).

Time of Ice Observation	Averaging Period for Temperatures	Correlation
Mid-September	June - September	0.82
Mid-September	September	0.77
Mid-September	October	0.61
Mid-September	November	0.44

Abb.2: Korrelation zwischen monatlichen Temperaturmitteln in Barrow (N-Alaska) und Entfernung der nordalaskischen Küste vom arktischen Meereis. Quelle: SHUKLA (1991)

Der zweite wichtige Punkt ist die deutliche Reduzierung des Energieflusses zwischen Ozean und Atmosphäre (vor allem des Wasserdampftransportes), der bis zu einer völligen Abkoppelung über dickem (> 2m mächtigem) Meereis führen kann.

Drittens wirkt Meereis als Temperaturpuffer, der durch die verzögerte Abgabe latenter Wärme (erst nach dem Abschmelzen) den jährlichen Temperaturzyklus deutlich verzögert.

Auf die atmosphärische Zirkulation der Außertropen haben die genannten Tatsachen vielfältige Auswirkungen. Der im Rahmen des Treibhauseffektes prognostizierte Rückgang des Meereises dürfte sich insofern vor allem auf die Westwindzirkulation der höheren Mittelbreiten auswirken, wobei hierzu bisher nur sehr widersprüchliche Modellrechnungen existieren, die besonders was die entscheidende Veränderung des Luftdruckfeldes angeht, zu vollkommen unterschiedlichen Ergebnissen kommen. (vgl. SHUKLA 1991, 71-86)

3.2 Schnee

Die Schneebedeckung der Landoberfläche beeinflusst die Konditionen der unteren Troposphäre in erheblichem Ausmaß. Wieder spielt die stark erhöhte Albedo über Schnee - im Gegensatz zur schneefreien Landoberfläche - eine entscheidende Rolle. Dies kann zu einer Verminderung der über die solare Einstrahlung erzielten Wärmezufuhr von über 50% betragen (bei frischem Schnee und ohne Wolkenbedeckung), was eine Abkühlung der unteren 2 km der Atmosphäre von 3-7°C nach sich ziehen kann (nach NAMIAS 1962; zitiert nach SHUKLA 1991, 90). Dies forciert die **Entstehung bodennaher thermischer Kältehochs**, die dann ihrerseits (zumindest regional) in die Zirkulation eingreifen.

Ferner wirkt eine Schneebedeckung noch auf zwei weitere Weisen bodennah abkühlend:

1. Wirkt schmelzender Schnee im Frühjahr als effektive Wärmesenke („Verbrauch“ von Schmelzwärme) und
2. Erhöht schmelzender Schnee die Bodenfeuchte, die dann wiederum über Verdunstungswärmeentzug die Temperaturen mindert. (vgl. SHUKLA 1991, 90).

3.3 Boden(feuchte)

Die Bodenfeuchte beeinflusst lokal und regional die Zirkulation in folgender Hinsicht:

Zunächst führt eine starke Bodendurchfeuchtung zu einer Anfeuchtung der Atmosphäre von unten und damit zu einer Labilisierung der Schichtung. Dies hat dann bei hoher Einstrahlung zur Folge, daß Hitzetiefs entstehen. Ob das dann jedoch Auswirkungen auf den Niederschlag hat, hängt vor allem davon ab, inwieweit die latente Wärme advektiv verfrachtet wird. Ist dies nicht der Fall, so kann eine Erhöhung des Bodenwassergehaltes stärkere Konvergenz - aufgrund der Labilisierung - und somit auch mehr Niederschlag nach sich ziehen, - letztendlich also eine **positive Rückkopplung** bewirken.

Die Bereitstellung von Bodenwasser zur Evaporation hängt natürlich auch von den Bodeneigenschaften - insbesondere der Porenverteilung - ab. Je kleiner die Poren, desto stärker der kapillare Aufstieg von Bodenwasser und damit die Bereitstellung zur Verdunstung. Der Boden beeinflusst also nicht per se die atmosphärische Zirkulation, wirkt jedoch indirekt über die Steuerung der Verteilung latenter und fühlbarer Wärme. (vgl. SHUKLA 1991, 2ff.)

Da der Mensch häufig durch Bewässerungsmaßnahmen oder Trockenlegungen in den Bodenwasserhaushalt eingreift, ist dieser zunächst etwas unwichtig erscheinende Punkt durchaus von Relevanz, zumal auch großräumigere Prozesse - wie Desertifikation und großflächige Rodungen - die Bodenfeuchte beeinflussen (meist herabsetzen) und damit nicht nur direkt

(vgl. Kap.3.4), sondern auch indirekt über die Bodenfeuchte in Zirkulationsprozesse eingreifen.

3.4 Vegetation

Das Vegetationskleid der Erde ist eine wichtige Variable im Zirkulationsgeschehen und sicherlich diejenige, welche am stärksten anthropogenen Einflüssen unterliegt. Einer der wichtigsten Faktoren dürfte dabei die **Interzeption** sein, welche von mehreren Faktoren abhängt.

Größte Interzeptionswerte dürfte man für die tropischen Regenwälder der Erde erwarten, da diese

1. immergrün sind und
2. die höchsten Werte für den Blattflächenindex besitzen mit Werten zwischen 9 und 10 (einseitige Blattfläche in m^2 /Bodenfläche in m^2) (KIRA 1975; zitiert nach SCHULTZ 1995, 66) und
3. viele rosettenförmige Blattpflanzen aufweist.

Die Interzeption wirkt durch ihre Erhöhung der relativen Feuchte der Luftmassen konvektionsfördernd, was sich im tropischen Regenwald besonders deutlich auswirkt und unter dem Stichwort „kleiner Wasserkreislauf“ bekannt ist. Abholzungen großen Ausmaßes haben sich auch schon empirisch als konvektionshemmend und damit niederschlagsmindernd herausgestellt.

Die beiden letzten Kapitel könnten darauf hindeuten, das bei weiterem Raubbau an den tropischen Regenwäldern und der damit verbundenen „Abtrocknung“ der Luftmassen die beiden „konvektiven Äste“ von Walker- und Hadleyzirkulation (vgl. Abb.3 und 4) geschwächt werden und es somit auch großräumig zu verminderten Niederschlägen kommt, die sich besonders in den semiariden randtropischen Zonen (z.B. im Sahel) katastrophal auswirken könnten (vgl. dazu auch Kap.4.4.1).

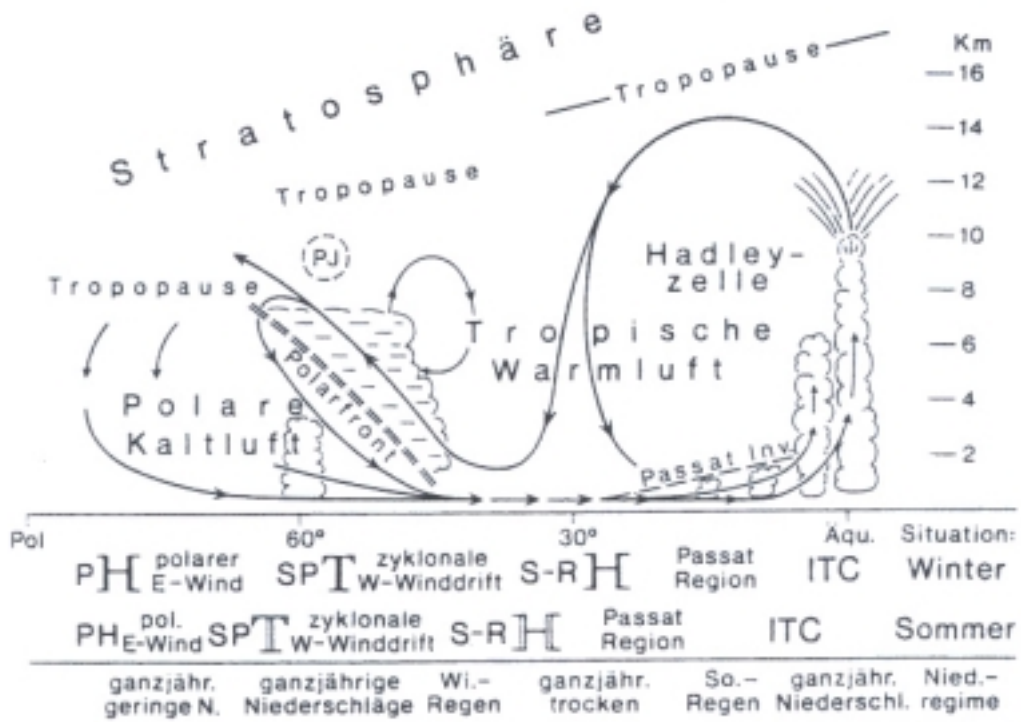


Abb.3: Schema der meridionalen Zirkulation inklusive Hadley-Zelle. Quelle: WEISCHET (1991)

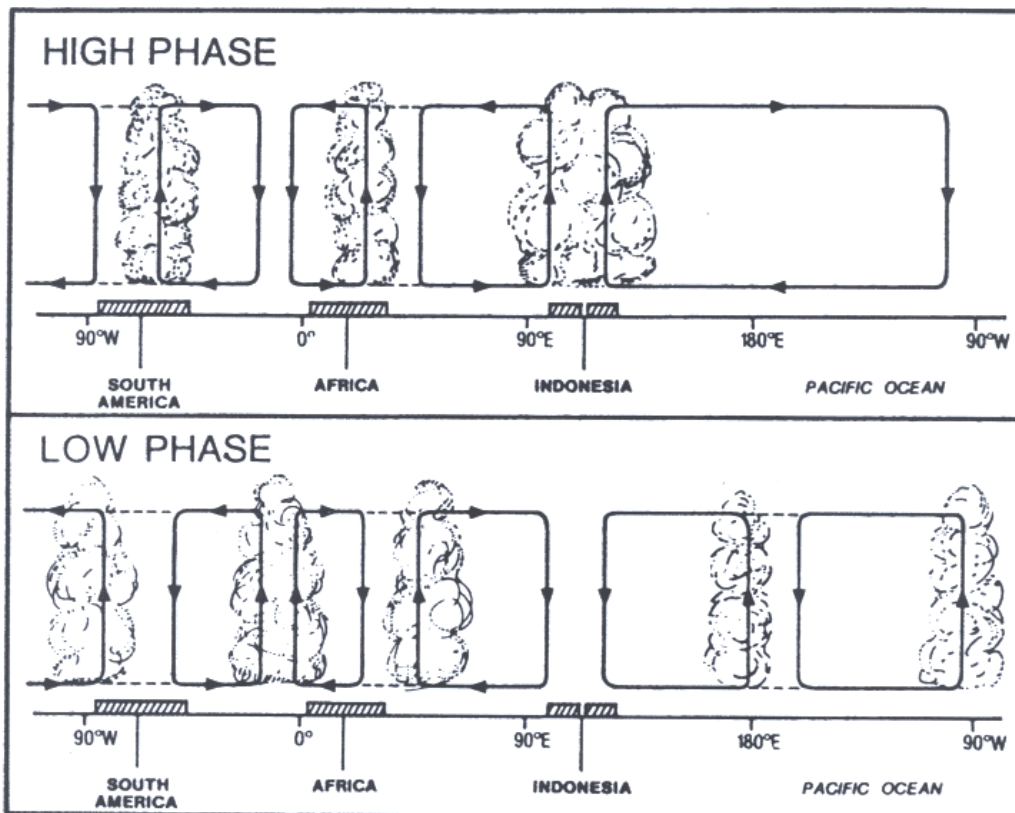


Abb.4: Schema der zonalen Walker-Zirkulation. Oben: Normal-Situation. Unten: El Niño-Situation (vgl. dazu Kap.4.2). Quelle: LINDESAY (1986), aus TYSON (1986)

3.5 Schwankungen der Sonnenaktivität und des Erdmagnetfeldes sowie der Vulkanaktivität

Kurz hingewiesen sei auf extraterrestrische und externe Einflüsse auf das Zirkulationsgeschehen, die natürlich nicht im Zusammenhang stehen mit den anthropogenen Klimamodifikationen.

So hat eine hohe *vulkanische Aktivität* (explosiver Vulkanismus) zum einen den - durch geringere Strahlungstransmission verursachten - troposphärischen Abkühlungseffekt. Zum anderen jedoch kann die damit verbundene stratosphärische Erwärmung über den Tropen eine Intensivierung der stratosphärischen Westzirkulation zur Folge haben, die sich dann z.T. bis in höhere Breiten und tiefere Troposphärenschichten durchsetzt und somit z.B. in Europa milde Winter „produziert“. (vgl. HOUGHTON 1996, 167; SCHÖNWIESE 1994, 211f.)

Schwankungen des Erdmagnetfeldes werden ebenfalls als Einflußfaktor vor allem auf die Westwinddrift angesehen. (vgl. BUCHA 1985, 133ff.)

Die Zusammenhänge sehen dabei folgendermaßen aus: Eine Verstärkung des Erdmagnetfeldes hat einen vermehrten Teilchenstrom im Bereich des magnetischen Pols zur Folge (verstärktes Polarlicht). Dabei wird bei der Abbremsung der Teilchen in der Stratosphäre Wärme in Form von Bremsstrahlung frei. Diese Wärme vergrößert die Polarzyklone in der Höhe, was sich dann in einer verstärkten Westwindzirkulation äußert (vgl. Abb.5).

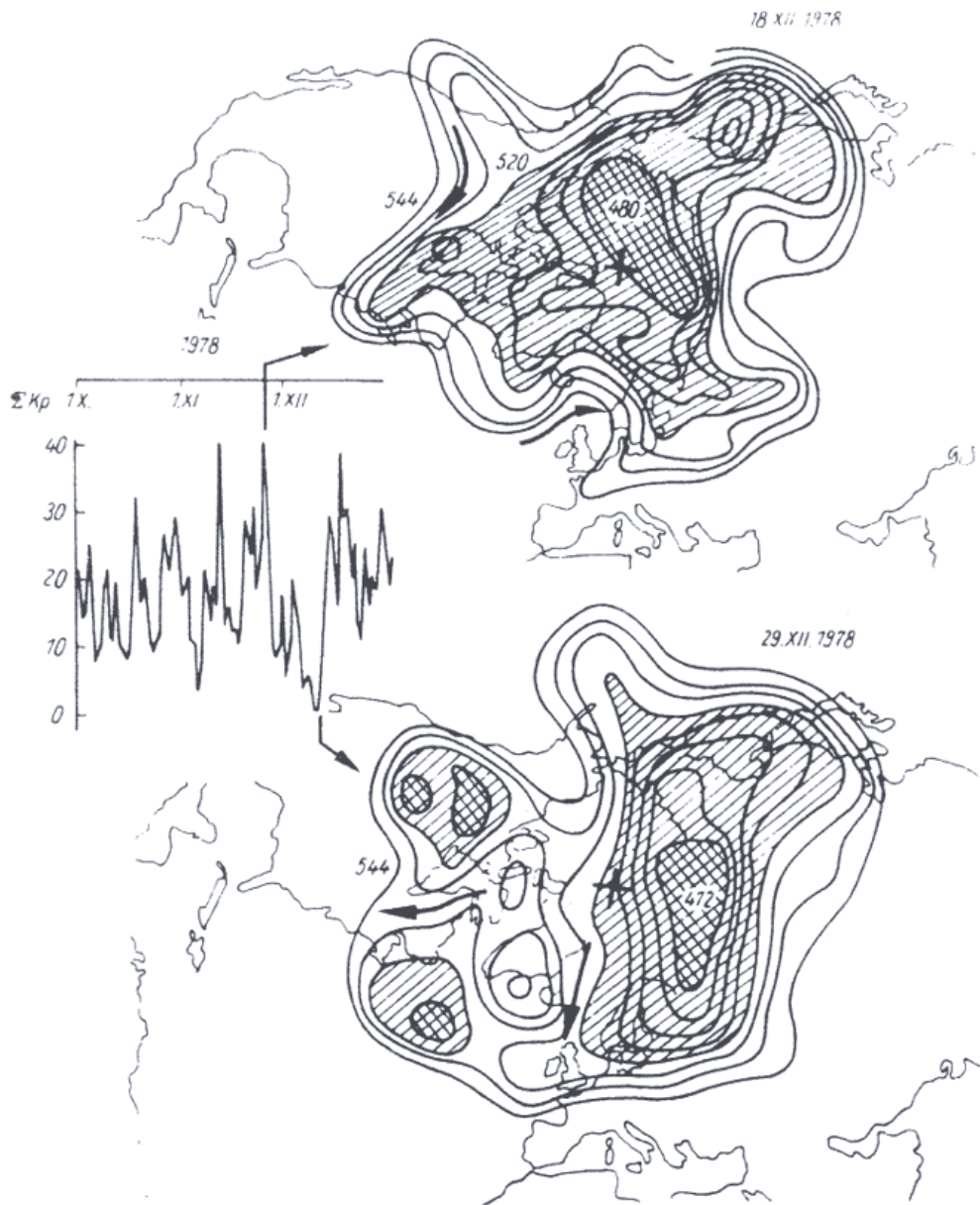


Abb.5: Oben: zonale Zirkulation aufgrund eines verstärkten Erdmagnetfeldes. Unten: Zergliederung der Polarzyklone bei niedriger Aktivität des Erdmagnetfeldes. Quelle: BUCHA (1985)

Ähnliche Folgen dürfte eine *erhöhte Sonnenaktivität* haben (Sonnenflecken). Hierbei würden sich die meridionalen Druckgefälle - von den Tropen und der Hadley-Zirkulation ausgehend - verstärken und letztlich die Westwindzirkulation intensivieren.

3.6 Kopplung zwischen ozeanischer und atmosphärischer Zirkulation

Da die ozeanische Zirkulation nicht Thema dieses Referates ist, sei an dieser Stelle jedoch auf die enge Kopplung und die intensiven Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre hingewiesen. Dafür zwei Beispiele:

1. Die großen Aktionszentren der Atmosphäre sowohl auf der NHK als auch auf der SHK zeigen eine große Übereinstimmung mit den oberflächennahen Meeresströmungen. Dies wird besonders deutlich bei der Betrachtung der Aktionszentren des SRH im nördlichen und südlichen Pazifik und Atlantik sowie im Indischen Ozean. (vgl. z.B. DIERCKE-Weltatlas 1992, 219-222)
2. Der Einfluß der SST auf die Stabilität bzw. Labilität der Atmosphäre. So ist deutlich erkennbar, daß starke konvektive Wolkenbildung und damit verbundene Niederschläge vornehmlich in Gebieten mit hoher SST vorkommen, während Gebiete mit relativ niedriger SST meist entweder Stratusbewölkung, Wolkenfreiheit oder Nebel aufweisen (vgl. auch Abb. auf dem Titelblatt). Dies bedeutet für die Zirkulation, daß ozeanische Gebiete mit hoher SST meistens Gebiete mit aufsteigenden „Ästen“ bestimmter Zirkulationszellen sind. Die Konvektion wiederum bewirkt das Freiwerden latenter Wärme, was zu einer Erwärmung der höheren Troposphäre im Bereich intensiver Konvektion führt.

3.7 Andere Faktoren

Natürlich können an dieser Stelle längst nicht alle zirkulationsbeeinflussenden Faktoren aufgezählt werden. Erwähnt werden sollen noch das **Relief**, was - je nach Größenordnung - Druck- und Windfeld sowie den Wasserhaushalt maßgeblich beeinflusst, jedoch kaum anthropogenem Einfluß unterliegt.

Außerdem sei die **Nutzungsdifferenzierung** angesprochen, die den Wärme- und Wasserdampfaustausch zwischen Boden und unterer Troposphäre mitbestimmt. Vor allem **Siedlungen und andere versiegelte Flächen** können die Zirkulation mesoskalig beeinflussen. Durch die verminderte Verdunstung auf diesen Flächen wird kaum Strahlungsenergie in latente Wärme umgesetzt. Stattdessen wird die fühlbare Wärme erhöht (vgl. städtische Wärmeinsel), was wiederum zur Ausbildung mesoskaliger Zirkulationen führen kann (Stadt-Umland-Zirkulation).

(vgl. FIEDLER et.al. 1995, 32f.; LAUER 1993, 228ff.)

4 Zirkulationsmechanismen und ihre Dynamik

4.1 Südhemisphärische Zirkulation (mit Schwerpunkt Südafrika)

Die südhemisphärische Zirkulation weist eine insgesamt stärker zonal ausgeprägte Komponente auf als die nordhemisphärische Zirkulation. Dies hängt v.a. mit der stärkeren „Kühl-schrank-wirkung“ der Antarktis bzw. des antarktischen Eisschildes zusammen, welches für einen höheren Temperatur- und somit auch Druckgradienten sorgt, der sich in einer stärkeren

Westwinddrift in den höheren Mittelbreiten äußert. Hinzu kommt auch die große Wasserfläche auf der SHK, die die Reibungskraft herabsetzt, damit die Geschwindigkeit erhöht und letztlich zu einer stärkeren Wirkung der Corioliskraft ($= 2 \times m \times v \times \omega \times \sin \alpha$) führt, die - im Gegensatz zur Gradientkraft - isobarenparallel und damit auch druckgürtelparallel wirkt (vgl. Abb.6).

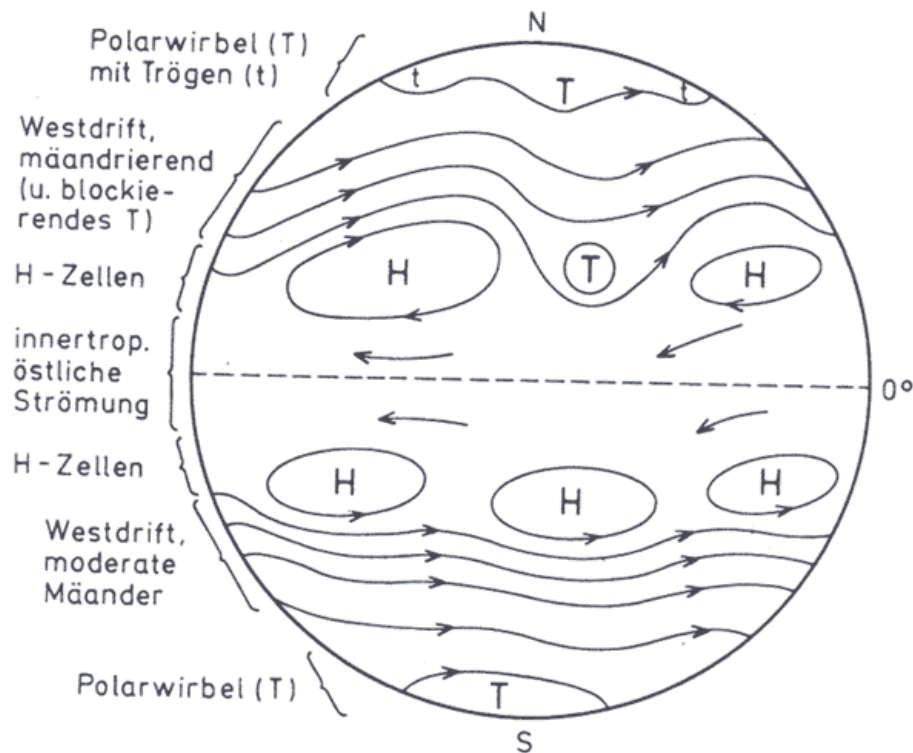


Abb.6: Druckgürtel und Schema der planetarischen Zirkulation im 500 hPa-Niveau (etwa 5,5 km). Quelle: FLOHN (1975), aus SCHÖNWIESE (1994)

Trotzdem weist die südhemisphärische Zirkulation viele Besonderheiten auf, die im folgenden andiskutiert werden. Dabei wird zunächst vor allem auf Südafrika und danach - in Zusammenhang mit El Niño - auf Südamerika, Australien und Indochina eingegangen. Dabei können jedoch immer nur Teilaspekte angesprochen werden.

Wie in Abb.7 zu sehen, ist die **subpolare Tiefdruckrinne (SPT)** idealtypisch ausgeprägt, während der **subtropisch-randtropische Hochdruckgürtel (SRH)** im Südsommer von **kontinental-tropischen Hitzetiefs (KTT)** über den Südkontinenten unterbrochen ist.

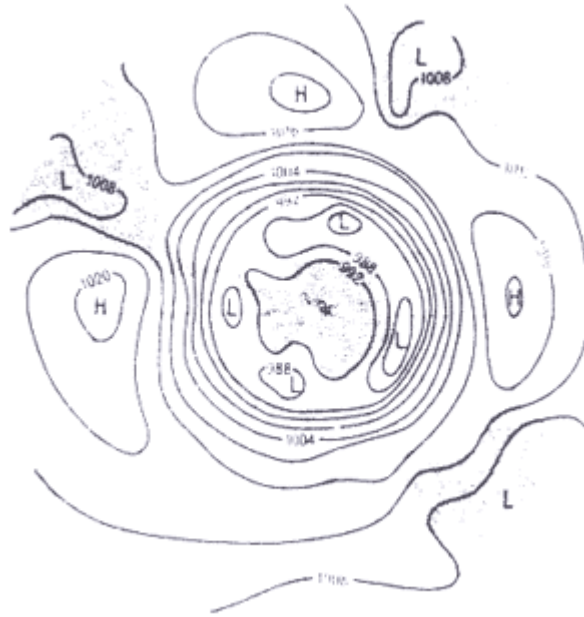


Abb.7: Bodenluftdruckfeld der SHK im Südsommer. Quelle: TYSON (1986)

Die Entstehung dieser KTTs haben eine zonale Zirkulation zur Folge: die **Walker-Zirkulation**, auf die noch näher einzugehen sein wird. Zusammen mit der meridionalen **Hadley-Zirkulation** steuert sie wesentlich Wasserdampftransport und Niederschlag (vgl. Abb.3 u. 4 weiter oben). Dabei kommt es jeweils in den aufsteigenden Ästen zu Niederschlägen, während in den absinkenden Ästen Abtrocknung und Wolkenauflösung dominieren.

Was die horizontalen Luftmassenbewegungen angeht, wird der Süden Afrikas - neben dem KTT - vor allem **von den beiden Hochdruckzellen über Atlantik bzw. Indischen Ozean beeinflusst** (dazu Abb.8). Diese wiederum kontrollieren die Stärke der Südlichen Hadley-Zelle und der südlich davon (ab ca. 30°S) liegenden Ferrel-Zelle. Während Einfluß des Südatlantischen Hochs südliche Winde nach sich zieht (Antizyklonen auf SHK gegen den Uhrzeigersinn) und somit die Ferrel-Zelle schwächt und die Hadley-Zelle stärkt, dominiert bei Einfluß des Hochs über dem südlichen Indischen Ozean nördlicher Luftmassentransport, der umgekehrt die Hadley-Zelle schwächt und die Ferrel-Zelle stärkt. (vgl. TYSON 1986, S.99f.)

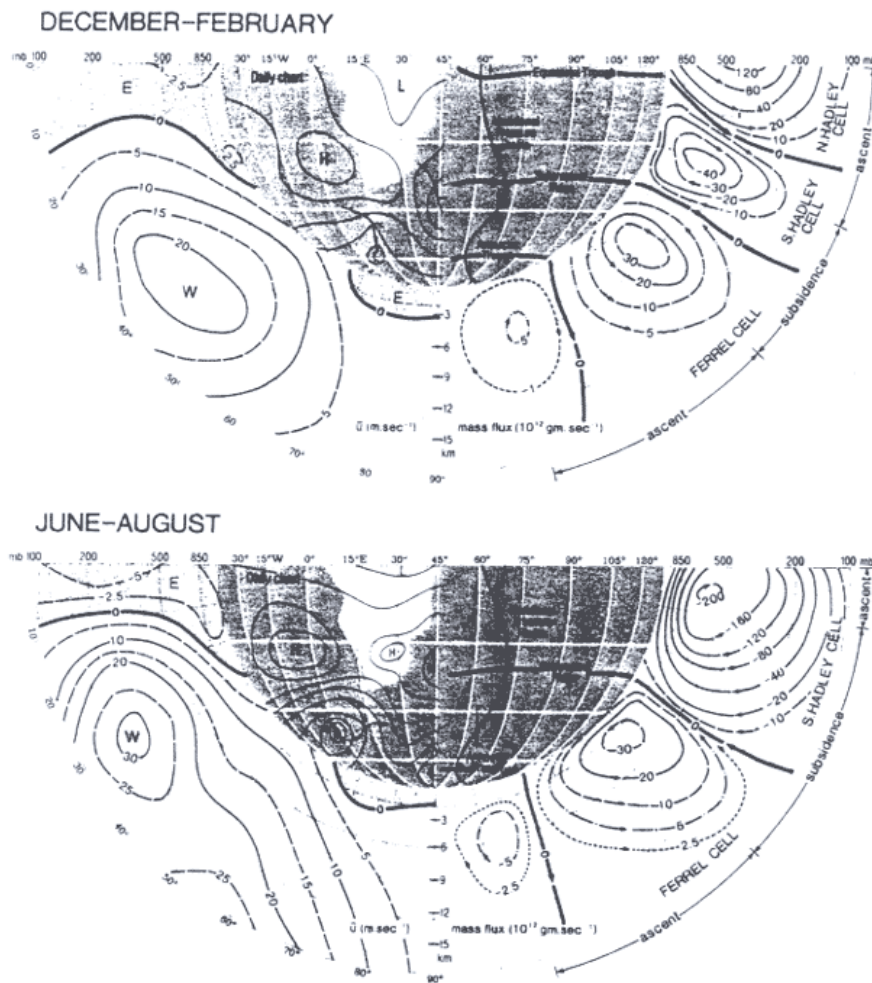


Abb.8: zonaler Wind (linke Seite), Aufriß der meridionalen Zirkulation (rechte Seite) und Bodenluftdruckfeld auf der SHK im Sommer (oben) und Winter (unten). Quelle: TYSON (1986)

Eine Stärkung der Hadley-Zelle hat dabei sicherlich verminderte Niederschläge über dem Horn Afrikas zur Folge (vgl. Abb.3 Hadley-Zelle).

Für das klimatische Geschehen und insbesondere die Niederschlagsneigung in dieser Region ist ein weiterer Punkt wichtig, der in gewisser Hinsicht als analog zur NAO (vgl. Kap.4.3) angesehen werden kann (und auch als SAO bezeichnet wird): **Der Wechsel zwischen extrem zonaler und eher meridionaler Zirkulation** (vgl. TYSON 1986, 104f.). Wobei die Auswirkungen durch die geringere polwärtige Erstreckung der Südkontinente anders sind. Hier erreichen nämlich bei zonaler Zirkulation die einzelnen Zyklonenfamilien die Kontinente meist gar nicht (Westpatagonien und einige Inseln südlich 40°S ausgenommen), sondern „jagen“ weiter südwärts um den Globus. Bei meridionaler Zirkulation jedoch können feuchte Luft-

massen von Süden oder Norden her herangeführt werden und sich in zyklonalem Witterungs-
geschehen äußern (vgl. dazu Abb.9), was sich in erhöhter Niederschlagsneigung manifestiert.

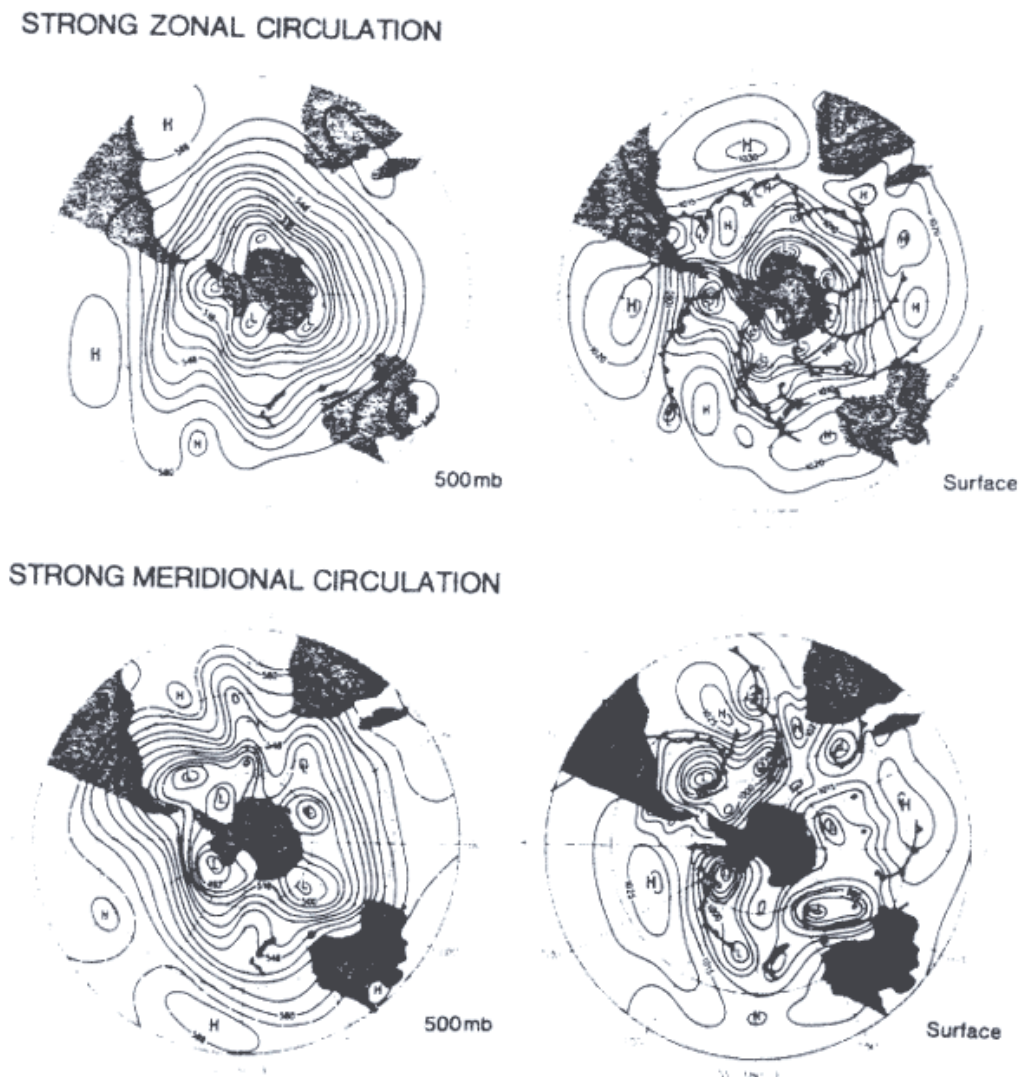


Abb.9: Zonale (oben) und meridionale (unten) Zirkulation auf der SHK. Quelle: TYSON (1986)

Seit den 80er Jahren zeigt sich eine Verstärkung des SPT auf der SHK, die mit einer Erhöhung der SST in Verbindung gebracht wird (NITTA und YAMADA 1989, 376ff.). Ähnliche Prozesse zeigen sich auch auf der NHK. Sie haben ihre Ursache in Veränderungen der tropischen Zirkulation (vgl. dazu Kap. 4.3). Eine Konsequenz daraus ist, daß sich die zonale Windkomponente verstärkte und damit die Windgeschwindigkeitsmaxima zunahmen. (vgl. HURRELL und VAN LOON 1994, 335f.)

4.2 SST, ENSO und Walker-Zirkulation

Näher eingegangen werden soll an dieser Stelle - auch aus aktuellem Anlaß - auf **El Niño** bzw. **ENSO (El Niño Southern Oscillation)** sowie auf die damit gekoppelte **Walker-Zirkulation**.

Der derzeitige El Niño ist der mit Abstand stärkste seit Beginn der Aufzeichnungen. So liegt die Meeresoberflächentemperatur (SST - sea-surface-temperature) z.Z. vor der Küste Perus 4°C über normal (vgl. Abb.10 für El Niño von 1982/83). Die SST und damit das Ausmaß des Warmwasserereignisses zu messen ist eine Möglichkeit, die Stärke eines El Niño anzugeben (vgl. Abb.11).

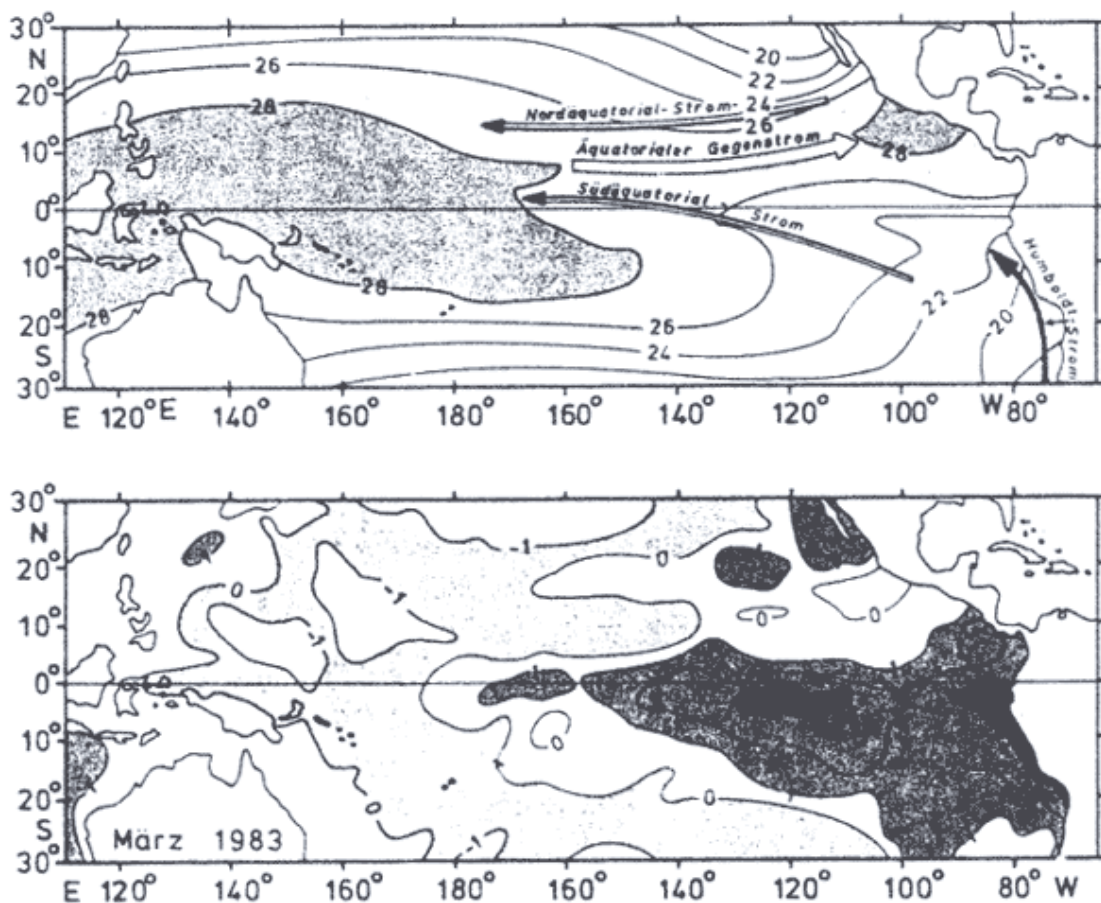


Abb.10: SST während des El Niños von 1982/83. Quelle: LAUER (1993)

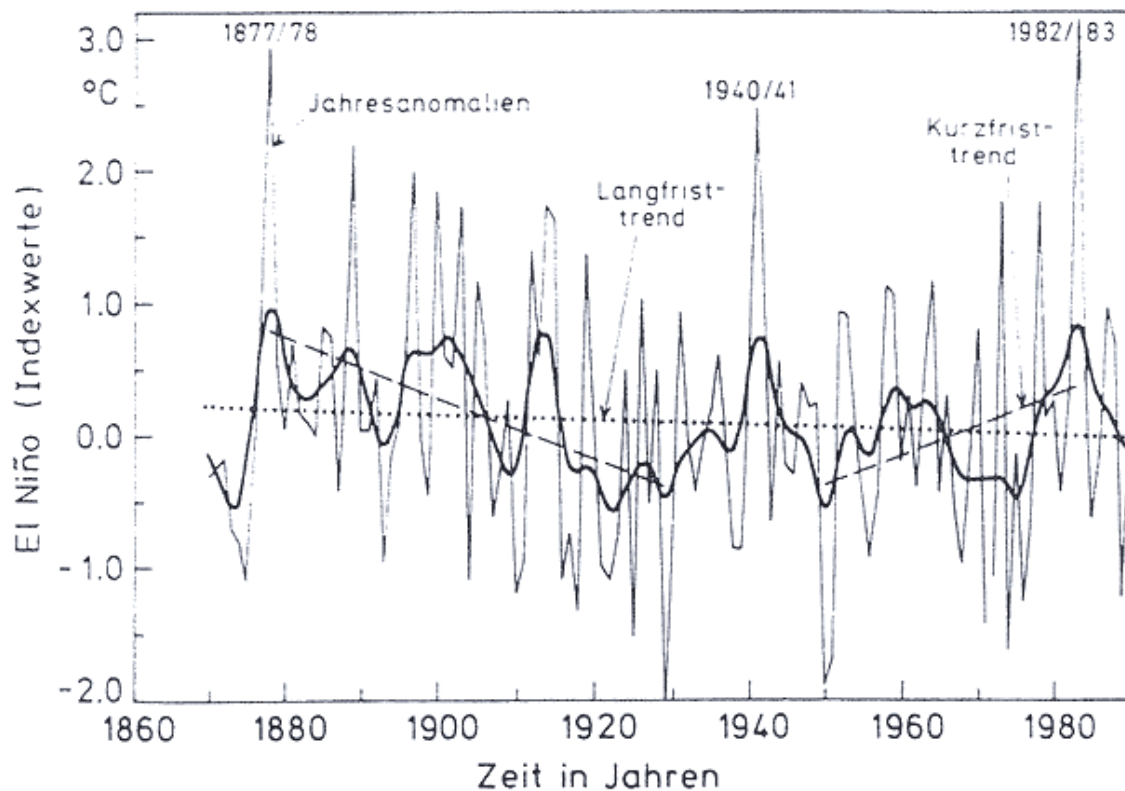


Abb.11: Anomalien der SST im östlichen Pazifik. Quelle: SCHÖNWIESE (1994)

Eine andere Möglichkeit ist der **SOI** (Southern Oscillation Index), der über Druckdifferenzen zwischen Darwin (N-Australien) und Tahiti (zentraler S-Pazifik) gemessen wird. Kommt es zur Erwärmung des zentralen und östlichen Pazifiks in El Niño-Zeiten, so ergibt der SOI negative Werte (Grund dafür: siehe unten). Wenn hingegen der östliche Teil des Pazifik besonders kalt ist (La Niña-Ereignisse), so zeigt der SOI positive Werte an. Abb.12 zeigt den Verlauf des SOI seit über 100 Jahren. Auffällig ist der negative Trend seit 1989, wobei das Extremereignis dieses Jahres noch nicht aufgeführt ist. Außerdem kommen seit etwa 1976 kaum noch La Niña-Ereignisse vor. Statistische Berechnungen von TRENBERTH und HOAR (zitiert nach HOUGHTON et.al. 1996) ergaben hierbei, daß das Verhalten des SOI seit 1990 eine Eintrittswahrscheinlichkeit von einem Mal in 2000 Jahren hat. Somit besteht zumindest eine statistische Korrelation zwischen der Erwärmung der Atmosphäre und dem Eintreten von El Niño-Ereignissen. (vgl. HOUGHTON et.al. 1996, 163ff.)

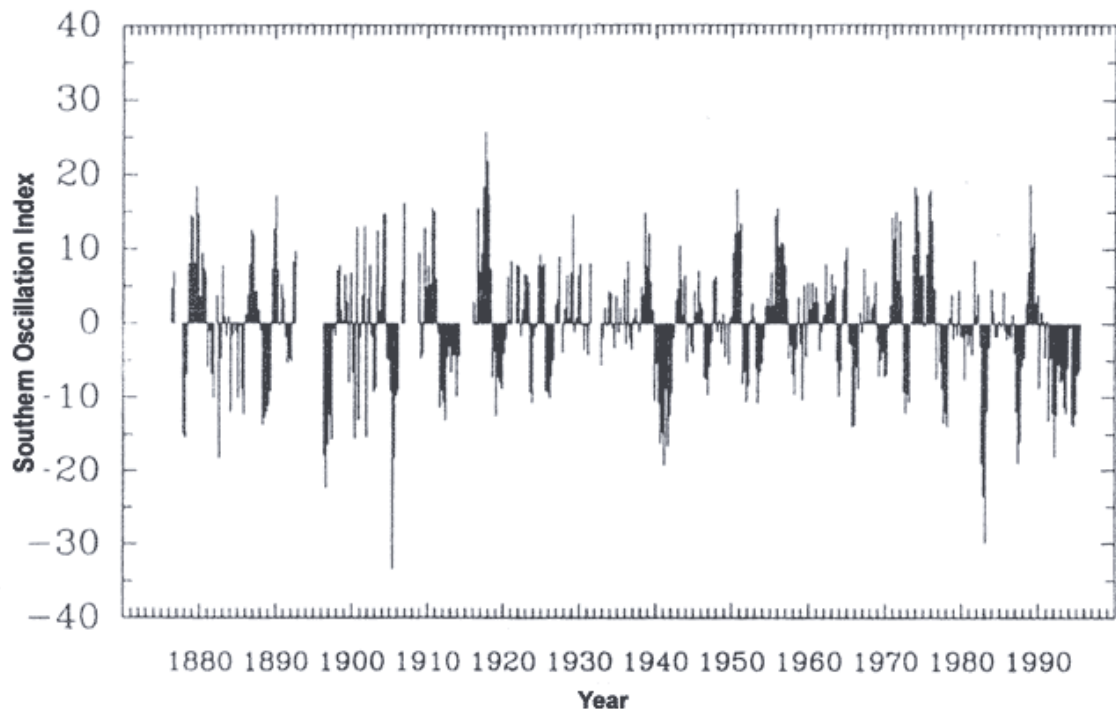


Abb.12: SOI: Negative Anomalien zeigen El Niño-Ereignisse - positive Anomalien zeigen La Niña-Ereignisse an. Quelle: HOUGHTON (1996)

Wie kommt es zu diesen Anomalien und was sind die Konsequenzen?

Der El Niño entsteht dabei durch den Quasi-Zusammenbruch der pazifischen Walker-Zirkulation: In der Normalphase liegt über Indochina niedriger Luftdruck und über dem östlichen Pazifik hoher Luftdruck vor. Analog entwickelt sich die zonale Walker-Zelle (vgl. Abb.4) mit aufsteigenden Luftmassen über Indonesien und absteigenden über dem E-Pazifik. Damit verbunden ist eine östliche (Passat-)strömung im bodennahen Bereich und ausgleichend eine Höhenwestströmung. Daraus resultiert ein „Wegdrücken“ der sich erwärmenden Wässer des kalten Humboldtstromes vor der W-Küste Südamerikas. Dies ermöglicht ein permanentes upwelling kalter Wassermassen eben dort, was wiederum absinkende Luftmassen nach sich zieht und Konvektion verhindert (Entstehung der Atacama-Wüste).

Der Zusammenbruch eben dieser Walker-Zelle hat dann zur Folge, daß die sich erwärmenden Wassermassen vor der Küste nicht mehr vom SE-Passat weggedrückt werden bzw. dieser sich sogar umdreht und die sog. Kelvinwelle Warmwasser von W nach E bis vor die Küste Südamerikas verfrachtet, der Luftdruck über dem E-Pazifik steigt (thermische Konvektion) und es dort und an der W-Küste Südamerikas zu starken Niederschlägen kommt (Überschwemmungskatastrophen in Chile dieses Jahr und Regen in der Atacama). Hingegen brechen über Indonesien Dürren herein, die dieses Jahr zu den verheerenden Waldbränden auf Sumatra

fürten bzw. die von Menschen gelegten Feuer außer Kontrolle geraten ließen (vgl. Abb.4 unten sowie Abb.13). (vgl. TYSON 1986, 112ff.; LAUER 1993, 182ff.)

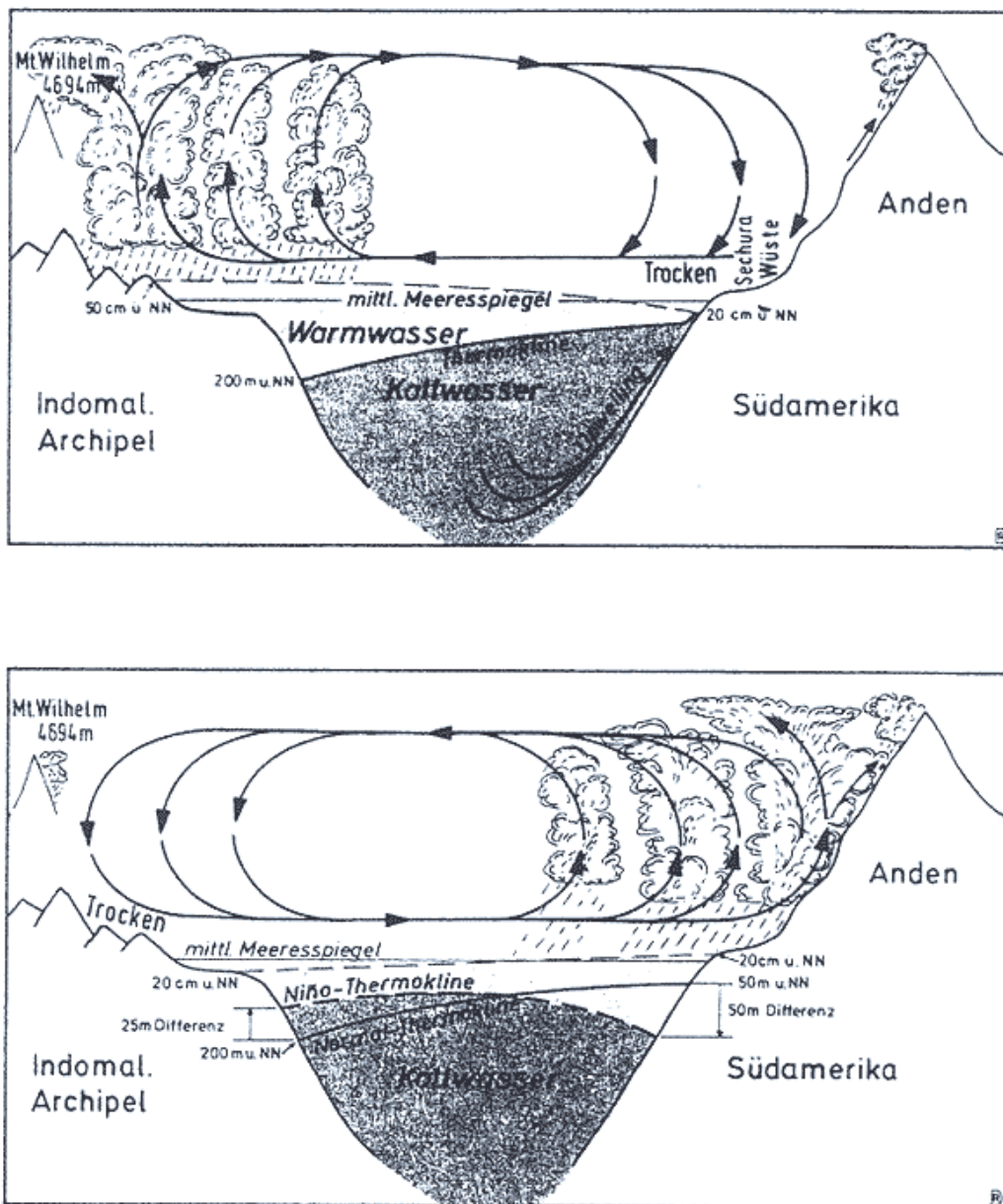


Abb.13: Oben: Normale Ausprägung der Walker-Zirkulation. Unten: Walker-Zirkulation während eines El Niños. Quelle: LAUER (1993)

Die katastrophalen Auswirkungen auf die Nutzungssysteme und damit die Ernten sowie die makaberen Spekulationen an der Chicagoer Getreidebörse können nicht Thema dieses Referates sein. Es wird auf die Berichterstattung der Presse verwiesen (SPIEGEL, SZ, FAZ, FR,...). Bleibt die Frage zu beantworten, weshalb man El Niño über Druckgegensätze zwischen N-Australien (Darwin) und dem zentralen südlichen Pazifik (Tahiti) im Rahmen des SOI (siehe

oben) mißt. Dies liegt an der südwardigen Verlagerung der ITC während eines El-Niño-Ereignisses, was wiederum an den dann insgesamt weiter südlich befindlichen Warmwassermassen liegt. Dies hat das „Einschlafen“ des SE-Passates zur Folge, womit dann ein entscheidender Ast (der südliche) der Hadley-Zirkulation fehlt. Wird die Hadley-Zirkulation abgeschwächt, so verringert sich auch die Stärke des SRH und hier explizit des südpazifischen Hochs als ein Teil desselben. Ist dies der Fall, so wird der zonale Luftdruckgradient zwischen nord-australischem KTT und abgeschwächtem südpazifischen Hoch geringer.

Bei schwachem zonalem Druckunterschied während einer El Niño-Phase zeigt dann der SOI negative Werte an. Bei besonders starken Unterschieden positive Werte (La Niña-Ereignisse). Es sei angemerkt, daß El Niño zur Zeit vor allem von der nicht-wissenschaftlichen Presse für fast sämtliche Witterungsanomalien verantwortlich gemacht wird. Auch in der wissenschaftlichen Literatur werden mannigfache Untersuchungen über sog. Telekonnexionen (Fernwirkungen) veröffentlicht, die jedoch z.T. nur sehr schwer nachvollziehbar sind.

Die SST spielt nicht nur für die ENSO eine entscheidende Rolle, sondern beeinflußt das globale und regionale Klima fundamental. Dies rückt immer mehr in den Mittelpunkt des Interesses, zumal seit Mitte der 70er Jahre ein starker Anstieg der tropischen SST zu verzeichnen ist (vgl. NITTA und YAMADA 1989, 376ff. und Abb.14). Dabei sind die relativ kurzen Fluktuationen auf El Niño-Ereignisse zurückzuführen, während der langfristige positive Trend seit ca. 1976 nicht auf einzelne El Niños bezogen werden kann, sondern wahrscheinlich sowohl auf vermehrtes Auftreten von El Niños als auch auf die generelle troposphärische Erwärmung. Zwischen SST- und troposphärischer Erwärmung besteht dabei eine enge Korrelation, wie Abb.15 zeigt.

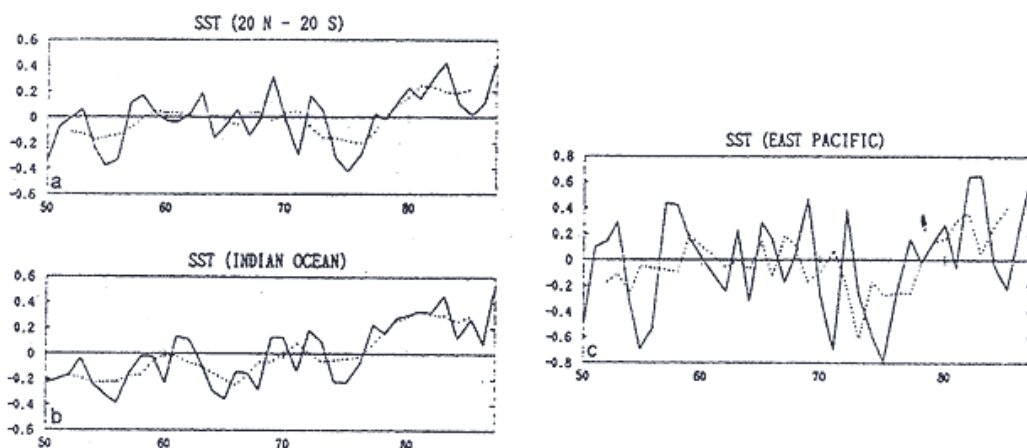


Abb.14: SST-Entwicklung seit 1950. Die gepunktete Linie zeigt einen geglätteten 5-Jahres-Trend. Quelle: NITTA und YAMADA (1989)

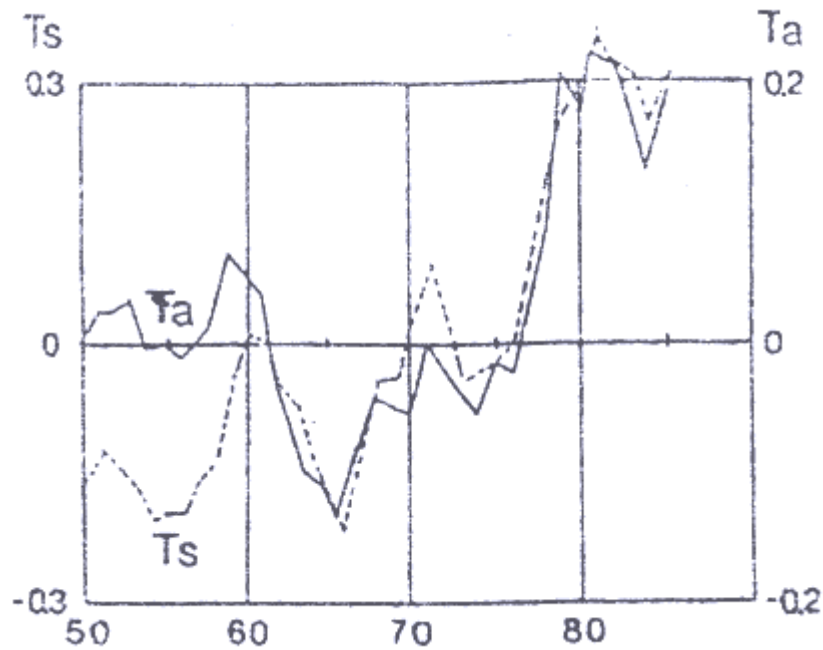


Abb.15: Verlauf von globaler Oberflächentemperatur (Ta) und SST des Indischen Ozeans (Ts).
 Quelle: NITTA und YAMADA (1989)

Regionale Auswirkungen zeigt eine erhöhte SST in der verstärkten Konvektion und Wolkenbildung und somit in erhöhtem Niederschlag in den betreffenden Regionen, wobei hierzu, neben dem ENSO-Gebiet des Pazifiks, auch der tropische Indische und Atlantische Ozean zählen.

Verstärkte Konvektion über den tropischen Ozeanen ist auch im Rahmen des World Climate Research Program (WCRP) gemessen worden. Dabei geschieht die Messung vom Satelliten aus indirekt über ausgehende langwellige Ausstrahlung, die bei verstärkter Konvektion herabgesetzt ist (höhere Gegenstrahlung). (vgl. NITTA und YAMADA 1989, 375ff.)

Dabei ist interessant festzuhalten, daß eine erhöhte Wolkenbildung bisher scheinbar die globale Temperaturerhöhung nicht dämpfen kann - also keine negative Rückkopplung besteht.

4.3 Nordhemisphärische Zirkulation mit Schwerpunkt auf NAO und PNA

Die Westwindzirkulation über dem N-Atlantik wird beherrscht von einem Wechsel zwischen einer mehr zonalen Zirkulation mit dem Transport milder und feuchter Luftmassen nach Mittel- und Nordeuropa (high-index-typ) und einem mehr meridional gerichteten Luftmassentransport, der immer dann auftritt, wenn der meridionale Temperaturgradient $6^{\circ}\text{C}/1000\text{km}$ überschreitet. Es muß dann ein Austausch zwischen subpolaren Kaltluftmassen und subtropischen Warmluftmassen stattfinden, der nur durch meridionalen Transport erreicht werden kann. Während eines solchen low-index-typs kann es durch Verstärkung der Amplituden der

Wellen zu sog. cut-off-effekten kommen (vgl. Abb.16), die in Europa meist mit konstantem und im Winter häufig mit kaltem Witterungsgeschehen verbunden sind, da durch die unterbrochene Westwinddrift arktische Luftmassen aus Osten herantransportiert werden können. (vgl. WEISCHET 1991, 224ff.)

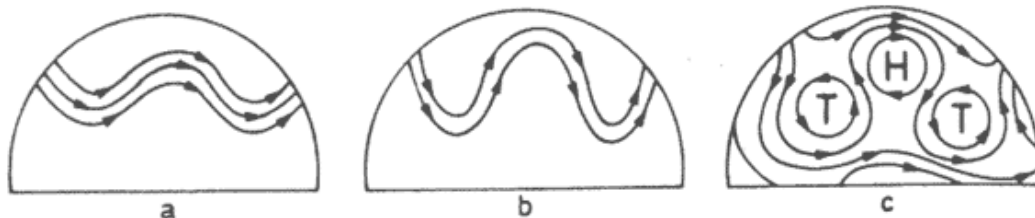


Abb.16: schematische Darstellung des cut-off-Effektes. Quelle: LAUER (1993)

Dieser als **Pendelmechanismus** bezeichnete Vorgang vollzieht sich höchstens in Wochenzyklen. Längerfristige Änderungen hin zu mehr zonalen oder mehr meridionalen Zirkulationsmustern beeinflussen jedoch das Klima in Europa maßgeblich und schlagen sich in einem wichtigen Index nieder: der North-Atlantic-Oscillation oder kurz **NAO**. Berechnet wird die NAO über den Druckgradienten zwischen Ponta Delgada (Azoren) und Stykkisholmur (Island). Ist dieser hoch, so ist der NAO positiv. Ein starker Druckgradient zwischen Islandtief (und somit SPT) und Azorenhoch (und somit SRH) hat den oben beschriebenen zonalen Luftmassentransport zur Folge, der Mittel- und Nordeuropa mit milden und feuchten Luftmassen versorgt, während Südeuropa durch das starke Azorenhoch trockene und warme Luftmassen bezieht. Seit Ende der 80er Jahre zeigt der NAO einen sehr deutlichen positiven Trend (vgl. Abb.17).

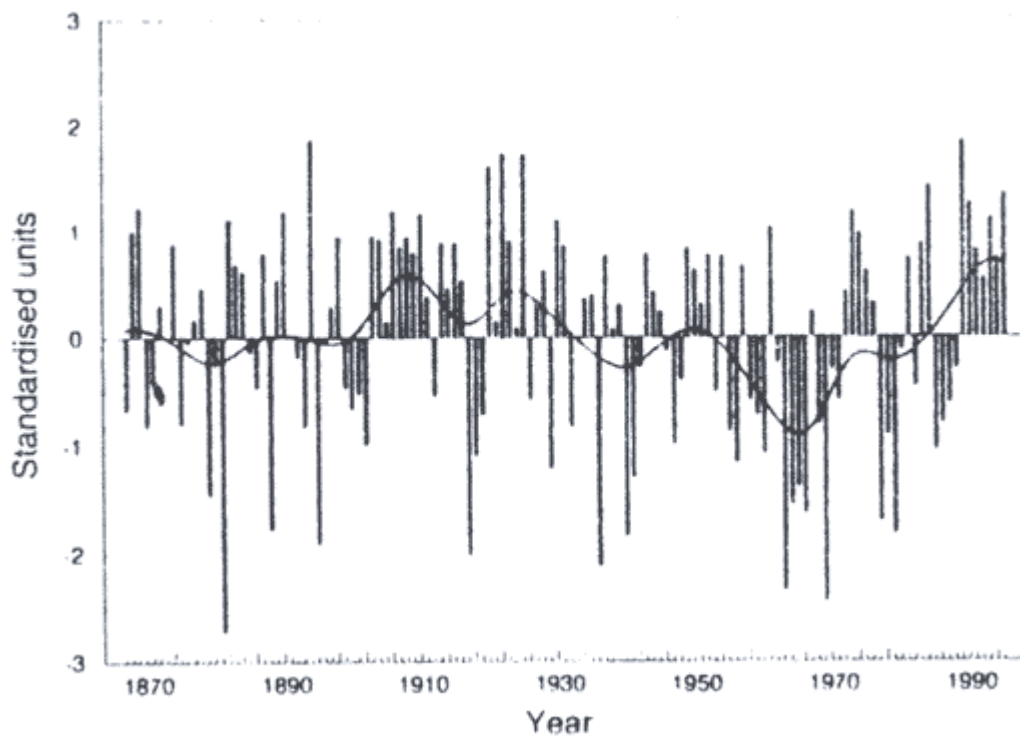


Abb.17: Verlauf der NAO: Positive Anomalien zeigen verstärkte W-Windzirkulation an, negative Anomalien stärker meridionale Zirkulation mit cut-off-Effekten. Quelle: HOUGHTON (1996)

Wichtig ist hierbei auch die Rolle des Golfstromes, der wesentlich durch die Rotation des Azorenhochs angetrieben wird. Ist diese Rotation besonders stark (positiver NAO), so verstärkt sich auch der Golfstrom. Allerdings hat eine Verstärkung des Golfstromes gleichzeitig einen Temperatúrausgleich und somit einen Abbau des (thermisch bedingten) Druckgefälles zur Folge, was wiederum eine schwächere Westwindzirkulation nach sich zieht. Das zeigt sich auch darin, daß zwischen SST (je höher, desto kräftiger ist der Golfstrom entwickelt) und Windstärke eine negative Korrelation besteht (vgl. HOUGHTON 1996, 166). Dadurch ist das 10- bis 20jährige Pendeln des NAO zu erklären. Inwieweit der jetzige positive Ausschlag sich längerfristig manifestiert und somit auf den globalen Klimawandel zurückführbar wäre, bleibt abzuwarten.

Ein ähnlicher Mechanismus ist über dem nördlichen Pazifik entwickelt: der Pacific-North-American (PNA). Dieser Index gibt die Stärke des nordpazifischen Aläutentiefs und dessen südliche Ausdehnung wieder (vgl. Abb.18). Dabei zeigen sich hier signifikante Korrelationen zwischen El Niño-Ereignissen und besonders tiefem Druck im Aläutentief (HOUGHTON 1996, 165)(vgl. Abb.18 und 12 z.B. für die Jahre 1983 und 1940). Diese Druckminderung ist jedoch in der gesamten SPT nachweisbar (vgl. NITTA und YAMADA 1989, 380ff.).

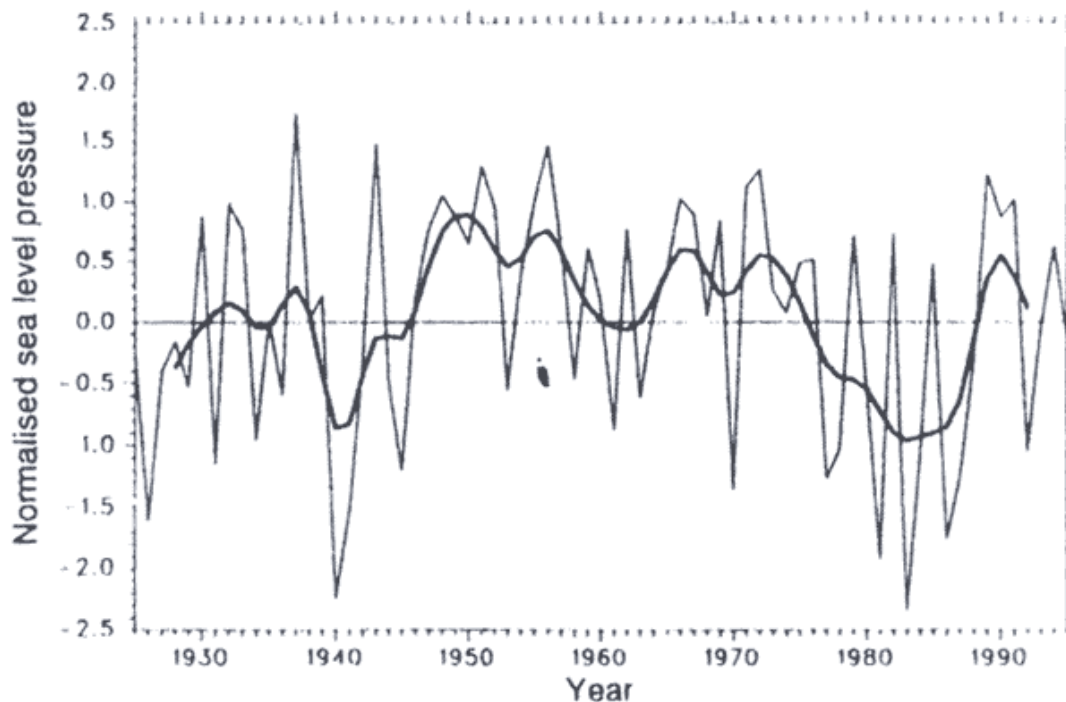


Abb.18: PNA bzw. Stärke des Aläutentiefs: Negative Anomalien zeigen einen besonders niedrigen Luftdruck an. Quelle: HOUGHTON (1996)

Über den Zusammenhang könnte man vielleicht folgendermaßen spekulieren:

Durch die süd(west)wärtige Verlagerung warmer Wassermassen während El-Niño-Ereignissen wird die gesamte Hadley-Zirkulation nach S verlagert und außerdem abgeschwächt (vgl. Kap.4.2). Das hat dann zur Folge, daß der SRH abgeschwächt und gleichzeitig nach S verlegt wird und sich die SPT - hier der Bereich des Aläutentiefs - ausdehnen und verstärken kann.

Eine südwärtsige Verlagerung des SPT und insbesondere des Aläutentiefs hat im übrigen auch eine südwärtsige Verlagerung von Stürmen und Niederschlagsereignissen vor allem an der nordamerikanischen Westküste zur Folge. Diese wurden dann auch im Zeitraum von 1976 bis 1989 (vgl. Abb.18) verstärkt registriert. (vgl. HOUGHTON 1996, 165)

4.4 Regionale Beispiele

4.4.1 Tropische Zirkulation und Niederschlagstrend im Sahel

Die Niederschläge des westlichen Sahels werden z.T. in der Literatur als monsunale Niederschläge bezeichnet (vgl. z.B. LAUER 1993, 141 oder LANDSEA und GRAY 1992, 435). Dies hat eine gewisse Berechtigung, da durch die nordwärtsige Verlagerung der ITC (bis max. 19°N im August) der SE-Passat durch die auf der NHK nach rechts wirkende Corioliskraft zu

einem SW-Wind „umgebogen“ wird und dabei nördlich des Äquators durch Flächenkonvergenz (vgl. Gitternetz der Längen- und Breitengrade) zu aufsteigenden Luftbewegungen gezwungen wird, wobei sich dann die - vor allem um den Golf von Guinea angefeuchteten - Luftmassen abregnen.

Im westlichen Sahel (20°E bis 20°W südlich der Sahara) zeigt sich seit den 50er Jahren ein abnehmender Niederschlagstrend. Dieser korreliert mit einer Abnahme der Niederschlagsregiebigkeit der ITC in einem Band zwischen 5°E/W und zwischen 4°N und 19°N. Außerdem zeigt sich insgesamt ein äquatorwärtiges Zurückziehen der ITC (vgl. Abb.19).

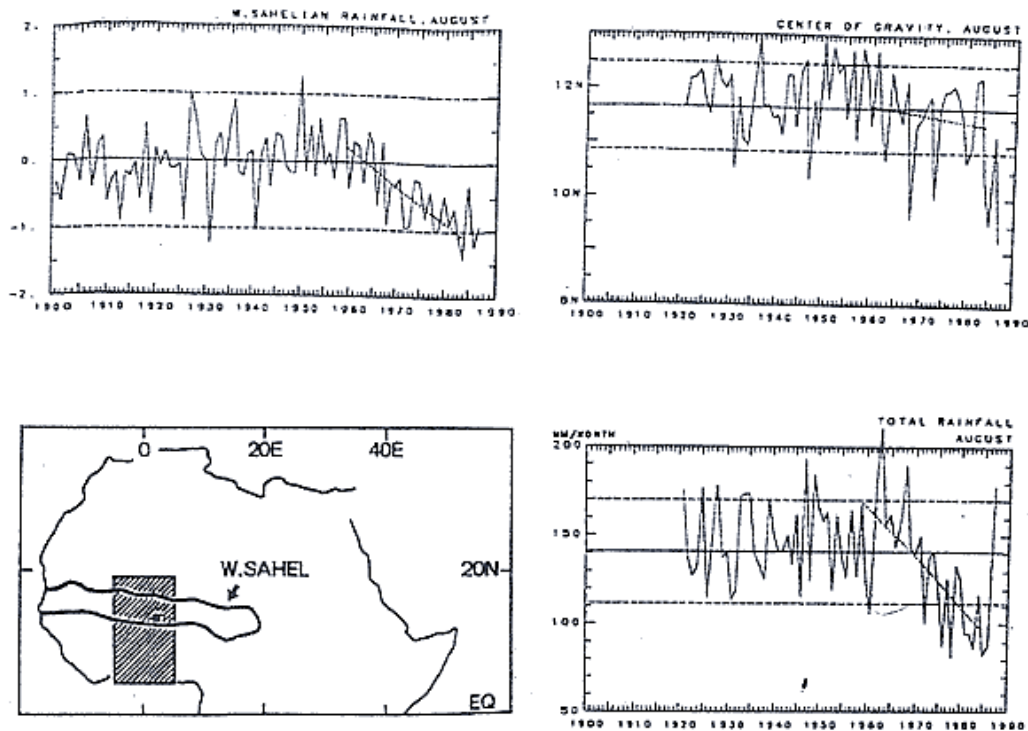


Abb.19: Trenddarstellungen: August-Niederschlag im westlichen Sahel (links oben), maximale nördliche Ausdehnung der ITC im August (rechts oben), August-Niederschlag im 5°W/E-Band (rechts unten) und erläuternde Darstellung zur räumlichen Einordnung (links unten).

Quelle: SHINODA und KAWAMURA (1994)

Die Ursache für diese Klimatrends sind in einer Druckerhöhung des SRH über dem Sahel zu sehen. So zeigt etwa die Höhe der 700hPa-Fläche eine negative Korrelation mit dem Niederschlag über dem Sahel (vgl. Abb.20). Eine vertikale Erhöhung der 700hPa-Isobare bedeutet gleichzeitig eine Druckzunahme im Bodenniveau.

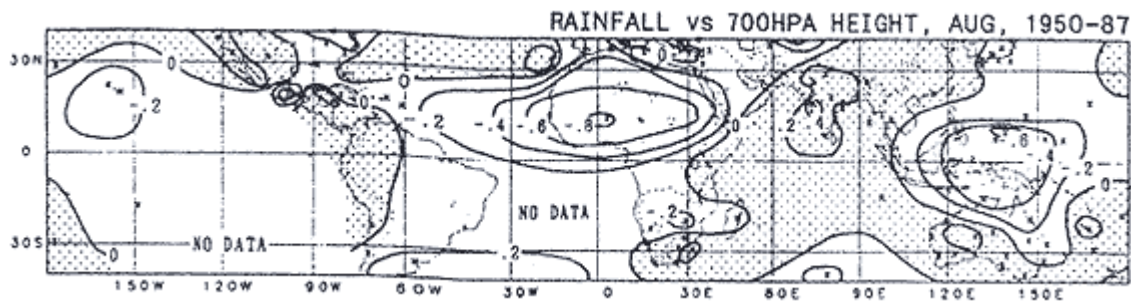


Abb.20: Korrelation zwischen Niederschlag und Höhe des 700 hPa-Niveaus. Quelle: SHINODA und KAWAMURA (1994)

Die zirkulationsdynamischen Ursachen für diese Druckerhöhung liegen zum einen in der erhöhten SST im tropischen Atlantik und Indik sowie in einer Intensivierung der Hadley-Zirkulation aufgrund erhöhter Konvektion in den inneren Tropen. Beide haben zur Folge, daß über dem westlichen Sahel Konvektion immer mehr verhindert wird:

1. Eine wärmere SST über den beiden umgebenden tropischen Ozeanen bedeutet eine stärkere Konvektion über denselben, während über der Landmasse Afrikas die Konvektion gehemmt wird. Dies hat eine **Schwächung der Walker-Zirkulation** zur Folge, da die Temperaturunterschiede zwischen Land und Meer quasi nivelliert werden.
2. Eine **Stärkung der Hadley-Zirkulation** bringt dem Sahel häufiger und in größeren Mengen absinkende Luftmassen und somit Abtrocknung der Troposphäre.
3. Die **Konzentration der SST-Erwärmung auf die innertropischen Ozeananteile** kann unter Umständen der Grund für das eingeschränkte nordwärtige Wandern der ITC sein (vgl. Abb.19), da eine verstärkte SST-Erwärmung in diesen Bereichen zwar die tropische Zirkulation intensiviert, sie aber gleichzeitig räumlich stärker fixiert.

(vgl. SHINODA und KAWAMURA 1994, 344ff.)

Ironischerweise haben die seltener werdenden feuchten Jahre (wie z.B. 1988/89) im Sahel eine für die USA und Teile Mittelamerikas bedrohliche Folge: das verstärkte Auftreten von Hurricanes. (vgl. LANDSEA und GRAY 1992, 435ff.) Diese haben ihren Ursprung in den sog. easterly waves, welche Störungen in der Passatinversion darstellen (vgl. Abb.21), die in ihrer Rückseite Konvergenzen aufweisen, die bis zu Cumulonimbuswolken führen und bei über 26°C SST die Hurricane-Bildung einleiten können.

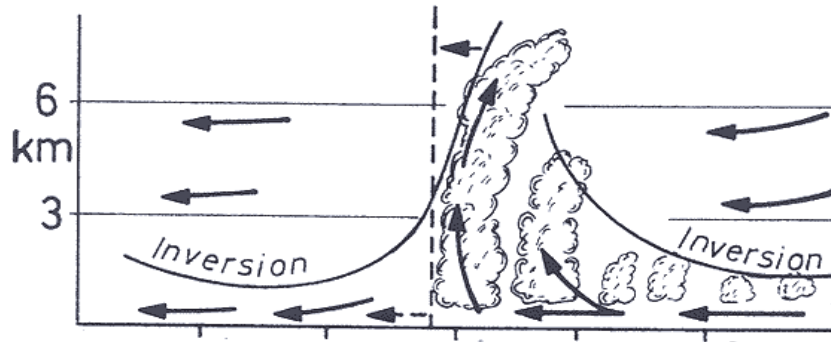


Abb.21: schematische Darstellung der easterly waves. Quelle: LAUER (1993)

Kräftige easterly waves treten in verstärktem Maße in feuchten Saheljahren auf und werden dann mit der Passatströmung in Richtung Karibik verfrachtet (vgl. Abb.22). Die Ursache hierfür dürfte zum einen in der stärkeren Anfeuchtung und damit Labilisierung der Passatströmung in feuchteren Jahren liegen. Auf der anderen Seite liegt in trockenen Jahren eine Verstärkung der nördlichen Hadley-Zelle vor (s.o.), die eine Verstärkung des subtropischen (West)jets zur Folge hat, welcher dann die easterly waves abschwächt bzw. an der Überquerung des Atlantiks hindert.

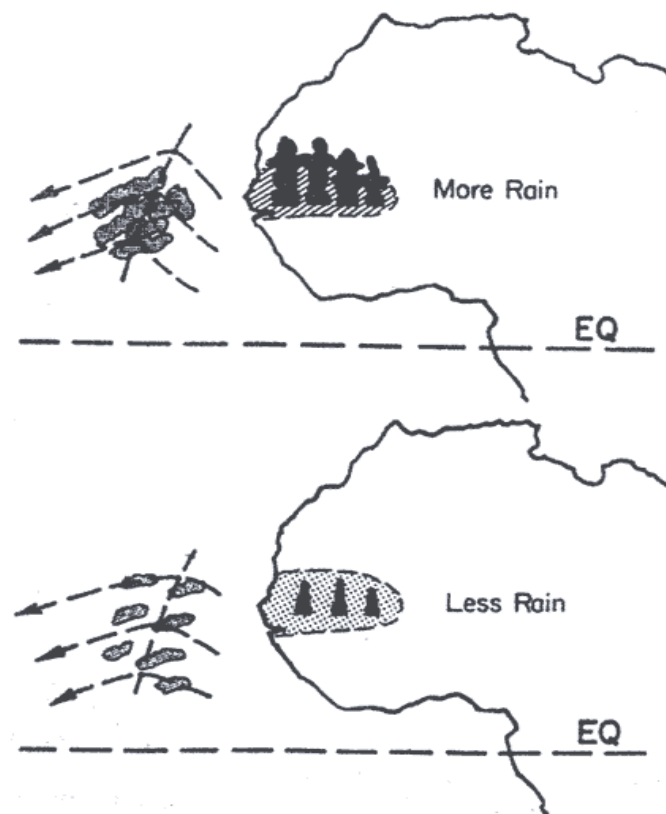


Abb.22: Ausprägung und Verfrachtung der easterly waves in Abhängigkeit von der Menge der Niederschläge im westlichen Sahel. Quelle: LANDSEA und GRAY (1992)

4.4.2 Zirkulationsänderungen über Südamerika bei einer Verdopplung der CO₂-Konzentration

Auf der Basis von fünf verschiedenen GCM-Modellen wurden für den Fall einer CO₂-Konzentrationsverdopplung mögliche Veränderungen von Bodenluftdruckfeld, Temperatur und Niederschlag berechnet.

Fünf wichtige Ergebnisse lassen sich dabei festhalten:

1. Eine südwärtige Verlagerung der Luftdruckgürtel über dem südlich des Äquators gelegenen Teil Südamerikas. Sowohl ITC als auch die Pazifische Antizyklone wandern nach S, was zum einen zu erhöhten Niederschlägen in S-Bolivien und NW-Argentinien und zum anderen zu einer südlichen Verlagerung der Atacama führt.
2. Eine damit in Verbindung stehende Erwärmung, die besonders in S-Brasilien und Paraguay signifikant wird.
3. Erhöhte Niederschläge im tropischen Teil S-Amerikas südlich etwa 15°S und geringere Niederschläge nördlich davon. Dies kann auf eine höhere „Amplitude“ der ITC im Südsummer zurückgeführt werden.
4. Erhöhte Konvektion und damit größere Niederschläge im Bereich der ITC vor allem an der Pazifikküste nördlich des Äquators.
5. Höhere Niederschläge im subpolaren S des Kontinents als Reaktion auf erhöhte Temperaturen und somit höhere absolute Wasserdampfgehalte sowie auf stärkere Konvektion.

(vgl. LABRAGA 1997)

5 Die Rolle der Aerosole im Zirkulationsgeschehen

Unter Aerosolen werden alle sog. „Verunreinigungen der Luft“ verstanden, die sowohl natürliche Quellen (z.B. Saharastaub) als auch anthropogene Quellen (z.B. Industrieemissionen) haben können. (vgl. WEISCHET 1991, 39f.)

In die bisherigen Klima- bzw. Zirkulationsmodellen (GCM) geht die Aerosolkonzentration nicht mit ein. Dabei spielt sie nicht nur bei der Bildung von Niederschlägen eine wichtige Rolle (Wirkung der Aerosole als Kondensationskeime), sondern hat auch auf regionale Zirkulationen Auswirkungen: Da Aerosole zum einen den in Wolken reflektierten Strahlungsanteil erhöhen und zum anderen auch über den Wolken für eine erhöhte Streuung und Reflexion einfallender Solarstrahlung sorgen, kann es regional zu starken Abkühlungen der Atmosphäre kommen.

Dies gilt z.B. für die Regionen, die - von den Passaten angetriebene - Staubpartikel aus der Sahara in größerem Ausmaß empfangen (z.B. Kanarische und Kapverdische Inseln). Ebenso jedoch auch für solche, die über Windverfrachtung besonders viel Aerosole aus den Industrieregionen der Welt erhalten.

Resultat solch regionaler Abkühlungen der Atmosphäre ist ein häufigeres Aufeinandertreffen kalter und warmer Luftmassen, was zu erhöhten Sturmhäufigkeiten führen kann.

Um die Wirkungen der Aerosole genauer zu studieren, ist auf der Kanareninsel Teneriffa das **ACE II** (Aerosol Concentration Experiment) gestartet worden, bei dem die Aerosolkonzentrationen in der Atmosphäre mittels Flugzeugen genau kartiert werden und versucht wird, regionale Zirkulationsmodelle daran zu eichen.

Auch im globalen Maßstab wird den Aerosolen, und dabei insbesondere den **Sulfat-Aerosolen**, z.Z. mehr Aufmerksamkeit gewidmet. Dies zeigen Berechnungen, nach denen aus Industrieanlagen emittierte Sulfat-Aerosole durch Anlagerung von Wasser Dunstschleier bilden, die vor allem über den industriellen Ballungsräumen den zusätzlichen Treibhauseffekt abmildern bzw. verschleiern (vgl. CHARLSON und WIGLEY 1994, 46ff.) und damit mittelbar auch in die Zirkulation eingreifen.

6 Zusammenfassung und mögliche Verschiebung der Luftdruckgürtel bei einer globalen Erwärmung

In *Kapitel 2* wurden globale Klimamodelle vorgestellt, wobei für Betrachtungen der atmosphärischen Zirkulation eigentlich nur die letztgenannten General Circulation Modells (GCM) eine wesentliche Rolle spielen.

Kapitel 3 behandelte Einflußfaktoren der Zirkulation, wobei kein Anspruch auf Vollständigkeit erhoben werden kann, da die Einflüsse vielfältig und die Vernetzung sehr stark ist.

Kapitel 4 gab dann als Hauptkapitel einen groben Überblick über die Zirkulation von Nord- und Südhemisphäre und stellte einige wesentliche statistische Indizes vor, die als Zustandsbeschreibungen der atmosphärischen Zirkulation angesehen werden können. Außerdem wurden regionale Beispiele bzw. auch Beispiele für Telekonnexionen geliefert, während in *Kapitel 5* - als kleiner Exkurs - die Rolle der Aerosole im regionalen Zirkulationsgeschehen kurz angerissen wurde.

Um dabei den globalen Überblick nicht zu verlieren, sei an dieser Stelle folgendes hinzugefügt:

Eine globale Erwärmung, wie sie sich z.Z. abzeichnet, wird nach Berechnungen der meisten Klimamodelle eine Verstärkung des tropischen Zirkulationsgeschehens und insbesondere der Hadley-Zirkulation nach sich ziehen. Dies hätte dann eine polwärtige Verschiebung des gesamten meridionalen Zirkulationssystems zur Folge. Eine polwärtige Verschiebung der zonalen Druckgürtel und damit auch der Klima- und Vegetationszonen wäre die Konsequenz. (vgl. ENDLICHER 1991, 67ff.)

7 Verwendete Abkürzungen

ACE:	Aerosol Concentration Experiment
ÄT:	Äquatoriale Tiefdruckrinne
EBM:	Energiebilanzmodelle
ENSO:	El Niño Southern Oscillation
GCM:	General Circulation Models; A: Atmospheric; O: Oceanic
ITC:	Innertropical Convergence
KTT:	Kontinental-tropisches Tiefdruckgebiet
NAO:	North Atlantic Oscillation
NHK:	Nordhalbkugel
PNA:	Pacific-North-American
RCM:	Radiative Convection Models
SAO:	South Atlantic Oscillation
SHK:	Südhalbkugel
SOI:	Southern Oscillation Index
SPT:	Subpolare Tiefdruckrinne
SRH:	Subtropisch-Randtropischer Hochdruckgürtel
SST:	Sea Surface Temperature
WCRP:	World Climate Research Program

8 Literatur

- BARRY, R.G.; CHORLEY, R.J. (1992): Atmosphere, Weather & Climate. London; New York.
- BUCHA, V. (1985): Relations between heliogeophysical phenomena and changes in atmospheric circulation. In: Freiburger Forschungshefte, C 420, 133-145.
- CHARLSON, R.J.; WIGLEY, T.M.L. (1994): Sulfat-Aerosole und Klimawandel. In: Spektrum der Wissenschaft, April 1994, 46-53.
- ENDLICHER, W. (1991): Klima, Wasserhaushalt, Vegetation. Darmstadt.
- FIEDLER, F. et.al. (1995): Wärme- und Wasserdampfaustausch zwischen Atmosphäre und Erdboden. In: Paläoklima und Klimaprozesse; herausgegeben von der Hermann von Helmholtz-Gemeinschaft Deutscher Forschungszentren (HGF).
- HOUGHTON, J.T. et.al. (Hrsg.)(1996): Climate Change 1995. The science of Climate Change. Cambridge.
- HURRELL, J.W.; VAN LOON, H. (1994): A modulation of the atmospheric annual cycle. In: Tellus, 46 A, 328-338.
- JACOBET, J. (1993): Regionale Unterschiede im atmosphärischen Zirkulationsgeschehen bei globalen Klimaveränderungen. In: Die Erde, 124, 63-77.
- LABRAGA, J.C. (1997): The Climate Change in South America due to a doubling in the CO₂ concentration: Intercomparison of General Circulation Equilibrium Experiments. In: International Journal of Climatology, 17, 377-398.
- LANDSEA, C.W.; GRAY, W.M. (1992): The Strong Association between Western Sahelian Monsoon Rainfall and Intense Atlantic Hurricanes. In: Journal of Climate, 5, 435-453.
- LAUER, W. (1993): Klimatologie. Braunschweig.
- NITTA, T.; YAMADA, S. (1989): Recent Warming of Tropical Sea Surface Temperature and Its Relationship to the Northern Hemisphere Circulation. In: Journal of the Meteorological Society of Japan, 67, 375-383.
- SCHMUTZ, C.; WANNER, H. (noch nicht veröffentlicht, demnächst in der „Erdkunde“): Low Frequency Variability of Atmospheric Circulation over Europe between 1785 and 1994.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1994): Klimatologie. Stuttgart.
- ders. (1995): Klimaänderungen. Berlin; Heidelberg; New York.
- SCHULTZ, J. (1995): Die Ökozonen der Erde. Stuttgart.
- SHINODA, M.; KAWAMURA, R. (1994): Tropical Rainbelt, Circulation, and Sea Surface Temperatures Associated with the Sahelian Rainfall Trend. In: Journal of the Meteorological Society of Japan, 72, 341-357.
- SHUKLA, J. (Hrsg.)(1991): Prediction of interannual Climate Variations. Berlin; Heidelberg; New York; London; Paris; Tokyo; Hong Kong; Barcelona; Budapest.
- TYSON, P.D. (1986): Climate Change and variability in southern Africa. Oxford; Johannesburg; Kapstadt.
- WANNER, H. et.al. (1997): Global Climate Change and Variability and its Influence on Alpine Climate-Concepts and Observations, in „Theoretical and Applied Climatology
- ders. et.al. (noch nicht veröffentlicht): 50 years of Alpine Weather Statistics (AWS).

Das Internet quillt z.Z. über vor Informationen zu El Niño. Hier eine kleine Auswahl interessanter Seiten:

- <http://ingrid.Idgo.columbia.edu/SOURCES/.Indices/ensomonitor.html>
- http://quest.arc.nasa.gov/topex/student/NASAfact/El_Nino.html

- <http://www.pmel.noaa.gov/toga-tao/el-nino-story.html>
- <http://naulu.soest.hawaii.edu/subdir/update.dir/2ndQtr97-UHSLC.html>