

## ZIRKULATIONS- UND PERSISTENZÄNDERUNGEN DES EUROPÄISCHEN WETTERGESCHEHENS IM SPIEGEL DER GROSSWETTERLAGENSTATISTIK

Mit 16 Abbildungen und 3 Tabellen

DIETER KLAUS

*Summary:* Changes in the circulation and persistence of European weather types as reflected in the statistics of large-scale weather situations

Changes in the frequency and persistence of European weather types for the period 1881–1991 are defined and causally explained. Since the late-sixties the values for frequency, but especially those for persistence, of large-scale weather situations with southerly flows over Germany have seen a significant increase, whilst there has been an equally significant decrease for those with northerly flows. This development, unprecedented in the past, coincides with increasing temperatures in the southern hemisphere compared to those in the northern hemisphere, a process which can be plausibly explained by the man-made greenhouse effect, by natural and anthropogenic aerosol loads in the atmosphere, and by the unusual variations in solar activity during the past two decades.

### 1 Problemstellung

Nach F. BAUR (1963) versteht man unter einer europäischen Großwetterlage (GWL) eine Luftdruckverteilung über Europa und dem angrenzenden Atlantik, die während mehrerer Tage wirksam bleibt und mit weitgehend gleichbleibenden Witterungsbedingungen in den europäischen Teilräumen verbunden ist. Grundlage der Großwetterlagenklassifikation ist die Lage der steuernden Höhenhoch- und Höhentiefdruckzentren sowie die daraus resultierende Ausrichtung des Polarfronjets (PFJ) mit der zugehörigen Frontalzone (FZ) über Europa. Für den Zeitraum vor dem Beginn der Höhensondierungen (1952) wurden diese Klassifikationsmerkmale aus den Bodenbeobachtungen abgeleitet. Methodisch begründete Inhomogenitäten sind deshalb nicht auszuschließen.

Für den Zeitraum 1881–1991 liegen die ohne grundsätzliche Änderung der Einteilungsprinzipien täglich klassifizierten GWL vor (HESS u. BREZOWSKY 1977, Deutscher Wetterdienst 1978–1991). Sie werden in diesem Beitrag bezüglich der täglichen, saisonalen und jahreszeitlichen Persistenz- und Häufigkeitsänderungen mit dem Ziel untersucht, die mittel- und langfristigen Tendenzen im großräumigen Zirkulationsgeschehen Europas herauszuarbei-

ten und möglichst auch ursächlich – insbesondere im Hinblick auf Wirkungsanteile des anthropogenen Treibhauseffektes – zu begründen.

### 2 Häufigkeitsvariationen der Zirkulationsform

Beim Auftreten der zonalen Zirkulationsform (ZF) ist der Frontalzonverlauf und der zugehörige PFJ zonal, d. h. parallel zu den Breitenkreisen ausgerichtet. Die außertropischen Zyklonen, die sich in der FZ bilden, überqueren in rascher Folge Europa in West-Ostrichtung. Äquatorwärtige Kalt- und polwärtige Warmluftvorstöße führen zur Ausbildung von Trögen und Rücken im PFJ. Mit wachsender Intensität des längenkreis-parallelen Luftmassenaustauschs verstärken sich die Wellenamplituden derart, daß der PFJ die Breitenkreise zunächst in Winkeln bis etwa 60 Grad (gemischte ZF), schließlich aber von 60–90 Grad (meridionale ZF) schneidet. Die zonale West-Ostdrift der außertropischen Zyklonen geht dann in eine meridionale Bewegungsrichtung über.

Bestimmend für den Witterungsablauf in den europäischen Teilgebieten ist ihre Lage zu den Trögen und Rücken im Verlauf des PFJs. Positionen im Bereich der mit Nord- bzw. Nordwestströmungen verbundenen Trogrückseiten sind durch Kälteanomalien, Positionen im Bereich der mit Süd- bzw. Südwestströmungen verbundenen Trogvorderseiten mit Wärmeanomalien verbunden, wenn die Trogpositionen nachhaltig stationär bleiben. In den Gebieten, die unter den Trögen bzw. Rücken liegen, treten Niederschlagsüberschüsse bzw. -defizite auf (GRABAU 1985, FRANKENBERG u. KAPPAS 1991, KLAUS 1984).

Die Trogachsen bleiben bei der gemischten ZF längenkreis-parallel, können aber beim Auftreten meridionaler ZFen auch Schräglagen einnehmen, so daß Nordost- bis Ostströmungen auf der Trogvorderseite und Südwest- bis Westströmungen auf der Trogrückseite entstehen.

Abb. 1 zeigt die jährlichen Häufigkeiten der ZFen in Tagen für den 111 Jahre umfassenden Zeitraum 1881–1991. Im Mittel weist die meridionale ZF die größte, die zonale die geringste Häufigkeit auf. Das

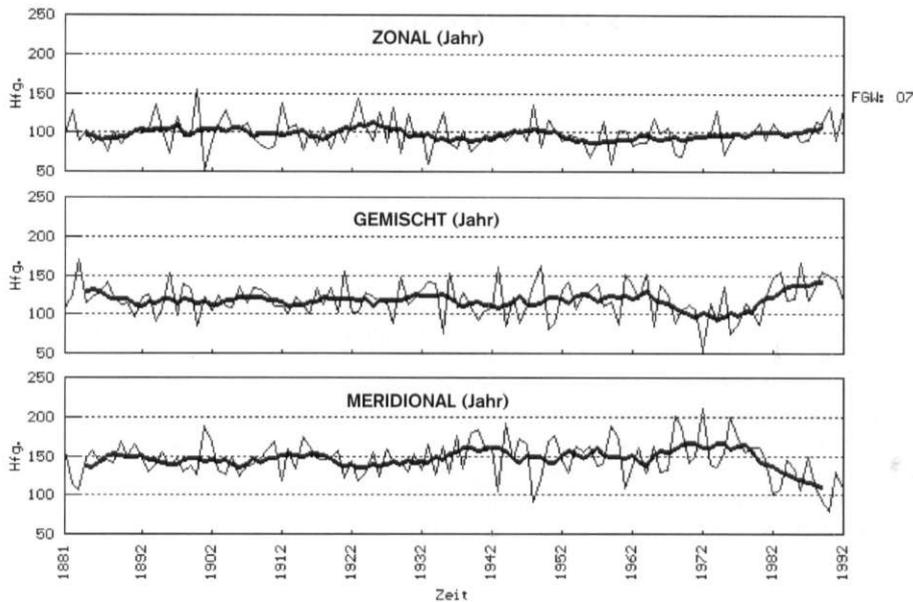


Abb. 1: Jährliche Häufigkeiten der zonalen, gemischten und meridionalen Zirkulationsform geglättet mit 7-jährigen gleitenden Durchschnitten in der Periode 1881–1991

Annual frequencies of zonal, mixed and meridional circulation type, smoothed with 7-year running averages over the period 1881–1991

auffälligste Merkmal der Häufigkeitsentwicklung ist eine 1963 beginnende Häufigkeitsabnahme der gemischten ZF, die ab 1974 in eine kräftige Zunahme übergeht. Zeitgleich aber invers ändern sich die Häufigkeiten der meridionalen ZF, während die zonale ZF einem 1954 beginnenden ansteigenden Trend durchgängig folgt.

Während die beschriebenen Variationen der meridionalen und der gemischten ZF in allen Jahreszeiten seit 1963 näherungsweise gleich erfolgten, stieg die Zahl der zonalen ZF im Herbst und Winter stark an und nahm gleichzeitig im Frühjahr und Sommer etwas weniger stark ab (ohne Abb.). Die Entwicklung der jährlichen Häufigkeiten der zonalen ZF seit 1954 wird demzufolge ausschließlich durch die herbst- und winterlichen Zirkulationsbedingungen bestimmt, wie durch Untersuchungen der zeitlichen Änderungen des Zonalindex im Bereich  $20^{\circ}\text{W}$  bis  $40^{\circ}\text{E}$  im Breitengürtel  $35^{\circ}\text{N}$ – $65^{\circ}\text{N}$  bestätigt wird (EMMERICH 1991).

Die Zirkulationsbedingungen im europäischen Bereich waren demnach im Ablauf der letzten zwei Jahrzehnte zunehmend weniger durch das Auftreten von Großamplitudentrögen und die damit verbundenen blockierenden Hochdruckgebiete zwischen  $50$ – $65^{\circ}\text{N}$  gekennzeichnet. Der mit 50 Tagen zu beziffernde Rückgang wurde zu 20% durch die zonalen

und zu 80% durch die gemischte ZF ausgeglichen. Dadurch wurde die gemischte ZF ab 1980 erstmals seit Beginn der Beobachtungsperiode anhaltend zur häufigsten ZF in allen Jahreszeiten.

Eine Varianzspektrumanalyse der jährlichen Häufigkeiten der ZFen für den Beobachtungszeitraum zeigt, daß bei der zonalen ZF nur 2.1- und 3.1-jährige Perioden signifikant hervortreten, während bei der gemischten und der meridionalen ZF eine signifikante, rund 30jährige Periode mehr als 12% der Gesamtvarianz erklärt. Diese Periodenlänge erinnert an die etwa 35jährige Brückner-Periode, die für Niederschlagszeitreihen aus den unterschiedlichsten Klimazonen belegt ist (KLAUS 1981, S. 43). Die exzeptionelle Häufigkeitsabnahme der meridionalen ZF seit 1974 folgt dieser Periodizität zwar prinzipiell (Maxima um 1911, 1941, 1974; Abb. 1), ihre Intensität überschreitet aber alle vorangegangenen Fluktuationen. Das kann ein Indiz für Änderungen der Steuerungsmechanismen sein.

Die arktischen Temperaturen blieben in den vergangenen drei Jahrzehnten gleich oder nahmen signifikant ab (KAHL et al. 1993). Gleichzeitig stiegen die Temperaturen in den Tropen um  $0.5^{\circ}\text{C}$  an (FLOHN 1989), so daß sich die pol-äquatorialen Gradienten intensivierten. Die Häufigkeitsabnahme der meridionalen ZF seit 1974 zeigt, daß die intensivierten meri-

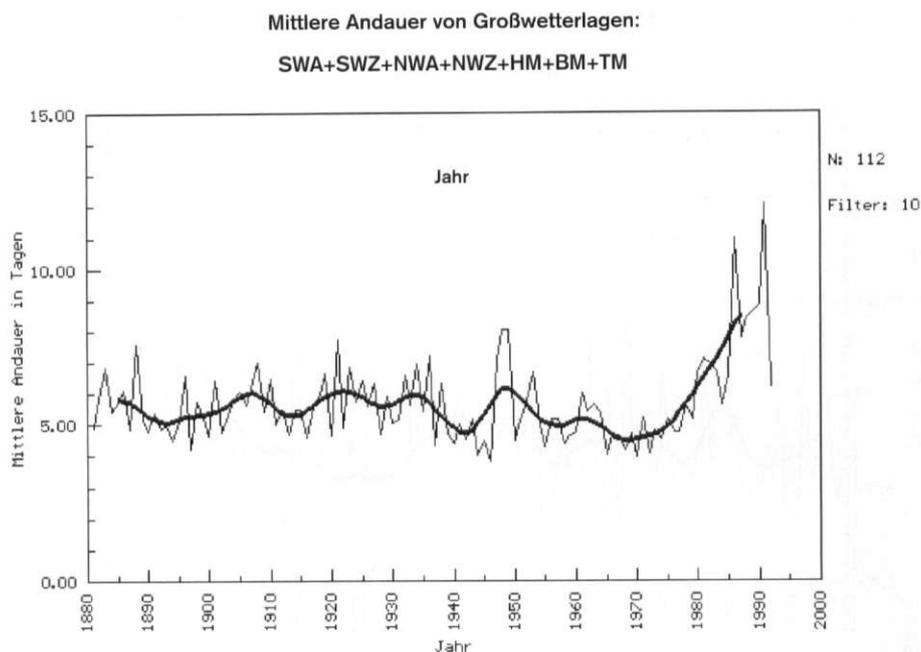


Abb. 2: Mittlere Andauer in Tagen pro Jahr der gemischten Zirkulationsform geglättet mit 11jährigen gleitenden Durchschnitten in der Periode 1881-1991

Mean duration of the mixed circulation type in days per year, smoothed with 11-year running averages over the period 1881-1991

dionalen Gradienten seit 1974 zunehmend häufiger ohne weiträumige meridionale Luftmassentransporte abgebaut wurden. Das ist nur möglich, wenn die latente Wärme verstärkt zum Abbau der pol-äquatorialen Temperaturkontraste beitrug. Tatsächlich erfolgte in den letzten Jahrzehnten eine Intensivierung des hydrologischen Kreislaufes um 15% (FLOHN et al. 1992). Als Folge wird in der tropischen Warmluft zunehmend mehr Energie in Form latenter Wärme polwärts transportiert. Die meridionalen Temperaturkontraste können dadurch ohne weit pol- bzw. äquatorwärts vorstoßende Warm- bzw. Kaltluftmassen abgebaut werden. Die Großamplitudentröge, die typisch sind, wenn sensible Wärme erstrangig den Energietransport leistet, verloren dadurch an Bedeutung.

Abb. 2 zeigt, daß die mittlere jährliche Andauer der gemischten ZF seit 1966 um 5 Tage zugenommen hat. Besonders betroffen sind die GWL SWA, SWZ und BM. Diese Persistenzzunahme ist mit einem Anwachsen der maximalen Andauer dieser ZF von 11 auf über 25 Tage verbunden (ohne Abb.). Auch die mittlere jährliche Andauer der zonalen ZF ist seit Mitte der sechziger Jahre infolge einer Zunahme der maximalen Andauer angestiegen. Da auch ein schwa-

cher Persistenzanstieg der meridionalen ZF nachzuweisen ist, der durch die verlängerte Andauer von Lagen mit Trog über Westeuropa (TRW) zurückzuführen ist, kann festgehalten werden, daß seit knapp 20 Jahren ein Anstieg der mittleren Persistenz aller ZFen erfolgt, der maximale Werte bei der gemischten Zirkulationsform erreicht. In Verbindung mit der beschriebenen Intensivierung der Zirkulation deuten die Persistenzänderungen auf eine über den europäischen Bereich hinausgehende Änderung in der Energetik der atmosphärischen Zirkulation hin, wie sie durch die Zunahme der latenten Wärme bereits nahegelegt wurde.

Seit Mitte der sechziger Jahre ist die jährliche Übergangshäufigkeit der gemischten in die meridionale ZF von 14 auf 6 abgefallen. Der Wechsel der zonalen in die meridionale ZF ist ab Mitte der siebziger Jahre, also 10 Jahre später beginnend, von acht auf vier Wechsel abgesunken. Die Übergänge der zonalen in die gemischte ZF und umgekehrt verminderten sich im gleichen Zeitraum, infolge der bereits aufgezeigten Persistenzzunahme, nur um 1-2 Wechsel.

Jahreszeitlich erfolgten die stärksten Persistenzänderungen im Winter. Seit Mitte der sechziger

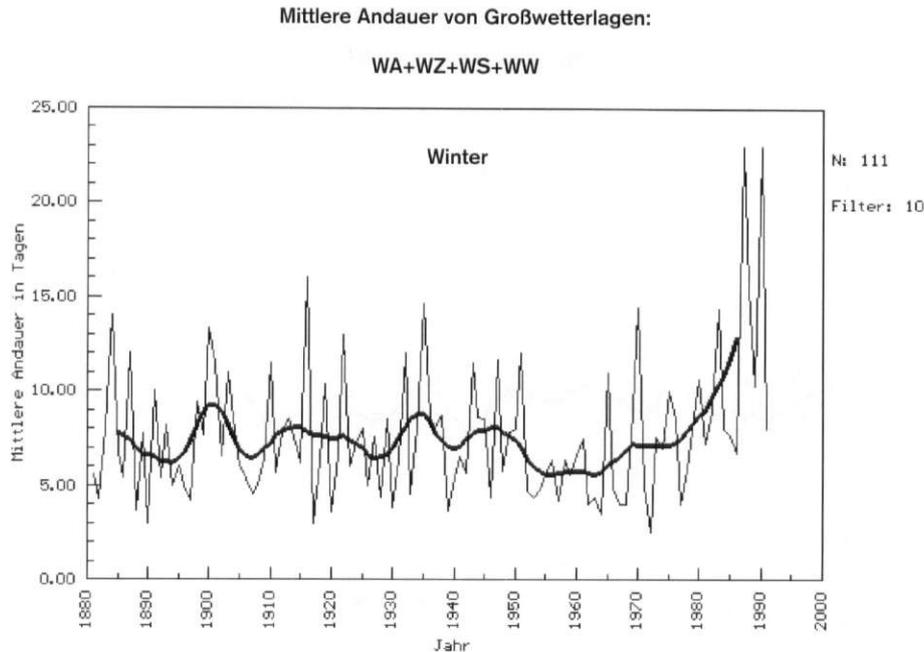


Abb. 3: Mittlere Andauer der zonalen Zirkulationsform in Tagen während der Wintermonate (12, 1, 2) geglättet mit 11-jährigen gleitenden Durchschnitten in der Periode 1881-1991

Mean duration of the zonal circulation type in days during the winter months (12, 1, 2), smoothed with 11-year running averages over the period 1881-1991

Jahre nahm die mittlere Andauer der zonalen ZF um 10 Tage zu (Abb. 3). Die winterliche Häufigkeitszunahme der zonalen ZF erfolgt also durch eine Persistenzsteigerung dieser ZF. Hat sich einmal eine zonale Zirkulationsform durchgesetzt, so reichen die rasch aufeinanderfolgenden Zyklen aus, um die überkritischen meridionalen Gradienten abzubauen, solange der latente Wärmeinhalt der Luftmassen einen ausreichenden Beitrag zum Energietransport leistet. Ob das der Fall ist, wird durch die Oberflächentemperaturen der tropischen Ozeane (SST) entschieden.

### 3 Änderung der mittleren Trogposition

Die Tröge und Rücken im Verlauf des PFJs und der zugehörigen FZ treten beim Durchlaufen des Indexzyklus in wechselnden geographischen Längen auf. Einige geographische Längen, die über oder leewärts von Gebieten mit speziellen Erdoberflächeneigenschaften liegen (Ozeane, Warm-, Kaltwasser-taschen, Festländer, Gebirge, Tiefländer, Eis-, Schneefelder etc.), sind begünstigt.

Jeder Großwetterlage läßt sich an Hand der mittleren Strömungsverhältnisse in der unteren und mitt-

leren Troposphäre die geographische Länge der für sie charakteristischen Trogposition des PFJ und der FZ zwischen 30°W und 60°E zuordnen (DIJK et al. 1974). Dabei soll im weiteren Verlauf als Trog jede äquatorwärts gerichtete Auslenkung der Höhenströmung aus der Breitenkreisrichtung verstanden werden. Zählt man die jährlichen Auftretshäufigkeiten der Großwetterlagen in Abhängigkeit zu den mit ihrem Auftreten verbundenen Trogpositionen in Fünfjahresintervallen für die gesamte Beobachtungsperiode aus, so ergibt sich Abb. 4, wenn die Zahl der Auftrittstage in Prozent aller Tage des Jahres ausgedrückt wird.

Die zeitliche Entwicklung der jährlichen Häufigkeiten bringt zum Ausdruck, daß seit 1946-50 mit zunehmender Intensität ein Trog in 10-20°W ausgebildet ist. Gleichzeitig verliert der quasistationäre Trog in 30-50°E an Bedeutung. Ab 1966 fallen die Häufigkeitswerte im Sektor 10-20°W nie mehr unter 14% und die Häufigkeiten der östlich von 10°E auftretenden Tröge steigen nie mehr über 24% in den jeweils zehn Längengrade umfassenden Segmenten. Westlich und östlich von 10°E erfolgen die zeitlichen Häufigkeitsänderungen demnach invers zueinander.

In den Sommermonaten treten GWL mit Trogpositionen zwischen 30-50°E in maximaler Häufig-

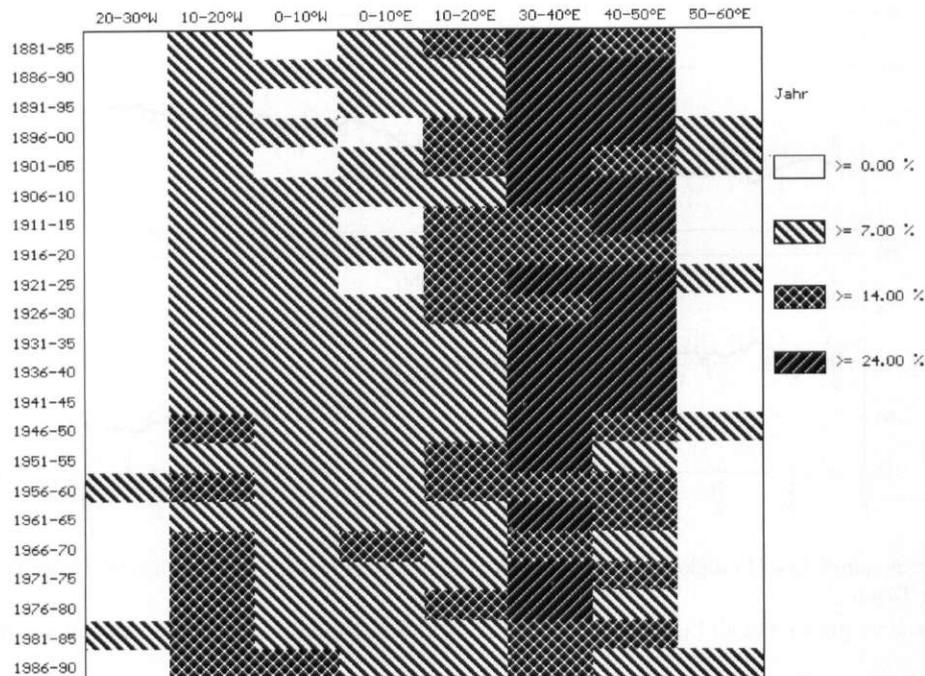


Abb. 4: Jährliche Häufigkeit der Großwetterlagen differenziert nach Lage der Tröge im 500 hPa-Niveau in % aller Tage des Jahres für den Zeitraum 1881-1991 in Fünfjahresintervallen

Annual frequency of European weather types, differentiated according to the location of troughs at 500 hPa level in % of all days of the year, at 5-year intervals for the period 1881-1991

keit auf, in den Wintermonaten gewinnen GWL, die mit Trögen in 30-10°W verbunden sind, an Bedeutung (ohne Abb.). Bezogen auf den quasistationären Trog im Osten Nordamerikas zwischen 60-80°W, reduziert sich die mittlere Wellenlänge der Großamplitudentröge vom Sommer zum Winter. Im Winter bildet sich nicht selten ein Zusatztrög in 20°W zwischen dem quasistationären amerikanischen und dessen osteuropäischem Resonanztrög aus. Genau diese Position ist aber seit 1945 zunehmend ganzjährig begünstigt (Abb. 4).

Im Sommer (ohne Abb.) treten Höhenträge westlich des nullten Meridians in den ersten 30 Jahren der Beobachtungsperiode mit Häufigkeiten unter 7% auf. In den folgenden 35 Jahren dominierten Häufigkeiten bis maximal 14%, während nach 1945 immer wieder Jahrfünfte mit Häufigkeiten bis 24% zu beobachten waren. Seit dieser Zeit erfolgt auch im Sommer eine Verlagerung der Zone hoher Troghäufigkeiten in westliche Richtung, die in den achtziger Jahren im Sommer erstmals in der Beobachtungsperiode zu maximalen Troghäufigkeiten westlich des nullten Meridians führte.

Im Winter ist die Entwicklung seit Mitte der siebziger Jahre gegenläufig. Die Troghäufigkeiten westlich des nullten Meridians nehmen geringfügig ab.

Generell verschwindet seit den sechziger Jahren im Winter die Tendenz zur Begünstigung bestimmter geographischer Längen.

Faßt man die Häufigkeiten aller GWL mit Trogpositionen westlich von 10°E und alle anderen in jeweils einer Summe zusammen, so ergeben sich für die Jahressummen die in Abb. 5 dargestellten Häufigkeitsvariationen. Bis gegen Ende der dreißiger Jahre bewegen sich die mittleren Häufigkeiten der westlichen Tröge um 110 plus/minus 10 Tage. In den dann folgenden 15 Jahren steigt die Häufigkeit auf Werte um 150 Tage an und schwankt ab Mitte der fünfziger Jahre um diesen Wert. Seit Beginn der siebziger Jahre ist ein neuerlicher Häufigkeitsanstieg auf Werte um 170 Tage erkennbar. Die Häufigkeitsvariationen im Frühjahr und Sommer (nicht dargestellt) entsprechen näherungsweise denen der Jahreswerte. Im Winter und Herbst endet ein in den zwanziger Jahren beginnender Häufigkeitsanstieg zu Beginn der siebziger Jahre. Seit dieser Zeit nahmen im Winter und Herbst die Häufigkeiten der westlichen Tröge um etwa 20% ab und die der östlichen entsprechend zu.

Im Bodenniveau ist die Position eines Höhentrog (Vorderseite) bevorzugt mit tiefem Bodendruck verbunden. Das vermehrte Auftreten von Trögen west-

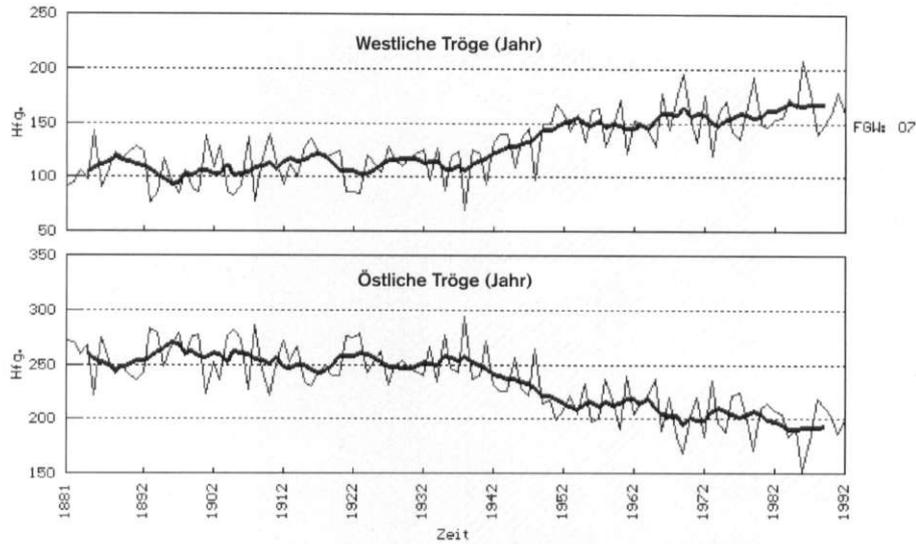


Abb. 5: Summe der jährlichen Häufigkeiten aller Großwetterlagen mit Trogpositionen westlich (oben) und östlich (unten) von  $10^{\circ}\text{E}$  in Tagen

Total of annual frequencies of all European weather types with trough positions west (above) and east (below)  $10^{\circ}\text{E}$ , in days

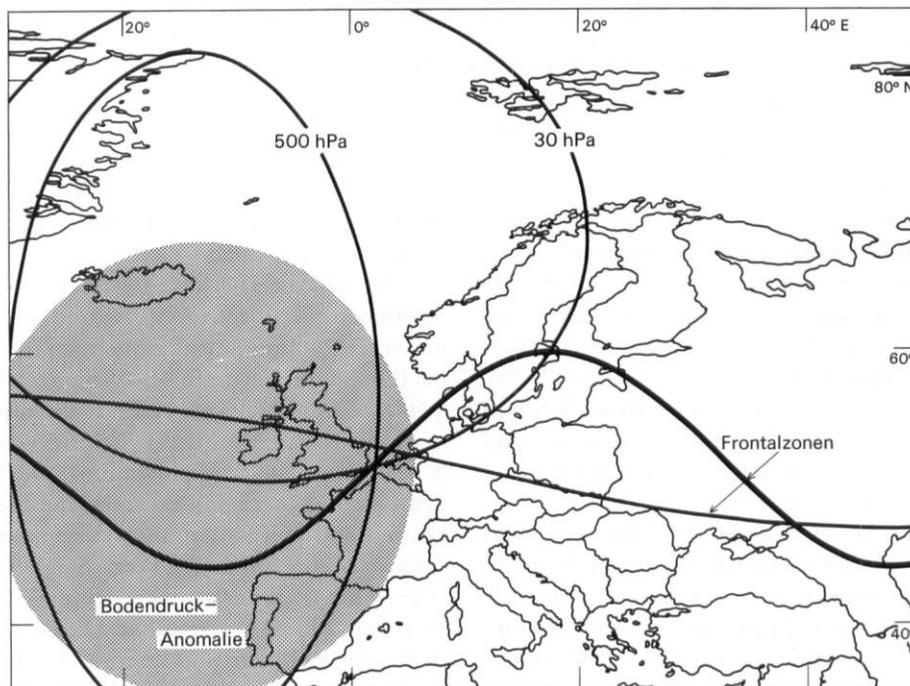


Abb. 6: Verlauf der Frontalzone beim Vorherrschen eines Troges bei  $50^{\circ}\text{E}$  (dünne Linie) und bei zwei Trögen, von denen der erste bei  $10^{\circ}\text{W}$  und der zweite bei  $50^{\circ}\text{E}$  liegt (dicke Linie)

Schraffiert ist der Bereich, in dem negative Bodendruckanomalien im Winter bei hoher solarer Aktivität auftreten (KELLY 1977), insbesondere dann, wenn in der tropischen Stratosphäre Westwinde vorherrschen (LABITZKE u. VAN LOON 1990). Die mit 500 hPa bezeichnete Begrenzung kennzeichnet die Zone, in der die 500 hPa-Fläche 24 Stunden nach Flareereignissen im Mittel um 20 gpm absinkt (SCHUURMANS 1969). Die mit 30 hPa bezeichnete Fläche kennzeichnet den Bereich, in dem die jährlichen Höhen der 30 hPa-Fläche absinken, wenn der Solarflux ( $10,7\text{ cm}$ ) größer als 130 Einheiten ist (LABITZKE u. VAN LOON 1990)

Extent of the frontal zone during the prevalence of a trough at  $50^{\circ}\text{E}$  (thin line) and with two troughs, one at  $10^{\circ}\text{W}$ , the other at  $50^{\circ}\text{E}$  (thick line)

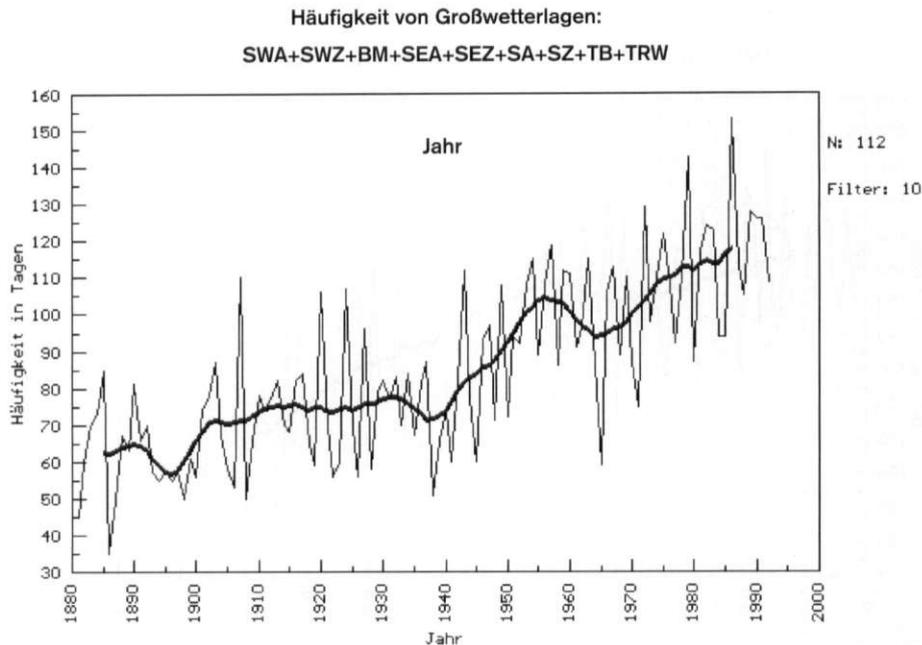


Abb. 7: Summe der jährlichen Häufigkeiten der Großwetterlagen in Tagen, die bevorzugt mit Südströmungen verbunden sind, geglättet mit 10jährigen gleitenden Durchschnitten in der Periode 1881–1991 (Trend  $r = 0,74$ ;  $N = 111$ )

Sum of the annual frequencies of European weather types in days, which occur predominantly in conjunction with southerly flows, smoothed with 10-year running averages over the period 1881–1991 (Trend  $r = 0.74$ ;  $N = 111$ )

lich von  $10^\circ\text{E}$  führt demzufolge über dem westlichen Atlantik im Bodenniveau zu negativen Luftdruckanomalien (Abb. 6), die mit einer Zunahme der GWL mit südlicher und einer Abnahme der GWL mit nördlicher Strömungskomponente (Abb. 7 u. 8) verbunden sind. Über dem westlichen Mittelmeergebiet und Mitteleuropa bildet sich im Anschluß an den Westtrog ein Höhenrücken aus, der mit positiven Druckanomalien im Bodenniveau einhergeht. Hoher Luftdruck über dem Kontinent und tiefer über dem westlichen Atlantik stabilisiert die Strömungen mit süd- und südwestlicher Strömungskomponente und begründet die Persistenzänderungen.

Die Häufigkeitszunahme der GWL mit Südströmung weist einen hochsignifikanten Trend auf, der 55% der Gesamtvarianz erklärt. Die Häufigkeitsabnahme der GWL mit Nordströmung zeigt einen hochsignifikanten negativen Trend, der 46% der Gesamtvarianz erklärt. Insgesamt verdoppelte sich im Laufe der Beobachtungsperiode die jährliche Häufigkeit der Lagen mit Südströmung von 60 auf 120 Tage, während die der Nordlagen von 170 auf 110 Tage abfiel. Das entspricht einer Zirkulationsumstellung, von der knapp 20% aller Tage des Jahres betroffen waren. In den Frühjahrs- und Sommermonaten lag dieser Anteil sogar über 30%.

Die Zahl der GWL, die mit hohem Luftdruck über dem europäischen Kontinent verbunden sind, folgt im Sommer einem hochsignifikanten positiven Trend, der 25% der Gesamtvarianz erklärt. 3.2–3.4jährige Perioden sind diesem Trend überlagert und erklären weitere 12% der Gesamtvarianz. Fast 40% der Häufigkeitsfluktuationen kontinentaler Hochdruckgebiete im Sommer werden durch diese beiden Regelmäßigkeiten erklärt. Die Jahres- sowie Frühjahrs- und Herbstwerte weisen abgeschwächt eine ähnliche zeitliche Entwicklung auf, während die Winterhäufigkeiten durch eine dazu inverse, nichtsignifikante Dynamik gekennzeichnet sind.

Im Mittel verlagern sich die Höhentrogpositionen in westöstlicher Richtung. An Hand der mit den Trogpositionen verbundenen GWL lassen sich die täglichen Lageänderungen der Tröge bestimmen. In Abb. 9 ist die Übergangshäufigkeit der Tröge aus dem Längensegment  $30\text{--}40^\circ\text{E}$  in alle übrigen Segmente, ausgedrückt in Prozent aller Übergänge, dargestellt. Ab 1935 nahm die Übergangshäufigkeit in die westlichen Trogpositionen zwischen  $10\text{--}20^\circ\text{W}$  von 20 auf 30% zu. Im Jahrzehnt 1980–1990 stabilisierten sich die Tröge nach Verlassen der Position  $30\text{--}40^\circ\text{E}$  im Segment  $40\text{--}50^\circ\text{E}$ , der mittleren Position des quasi-stationären europäischen Troges, erstmals während

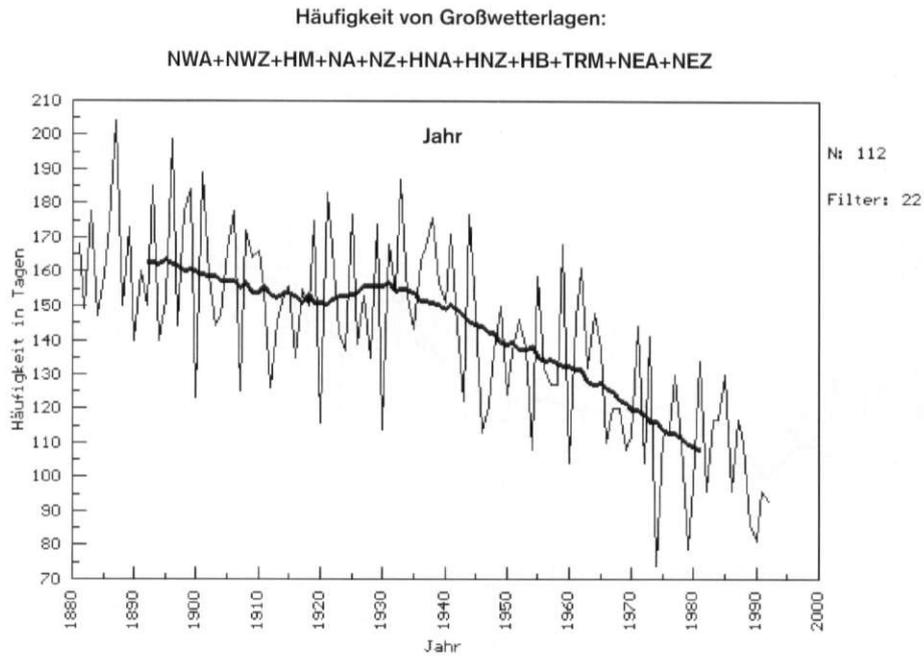


Abb. 8: Summe der jährlichen Häufigkeiten der Großwetterlagen in Tagen, die bevorzugt mit Nordströmungen verbunden sind, geglättet mit 22jährigen gleitenden Durchschnitten in der Periode 1881–1991 (Trend  $r = 0,68$ ;  $N = 111$ )  
 Sum of overall frequencies of European weather types in days, which occur predominantly in conjunction with northerly flows, smoothed with 22-year running averages over the period 1881–1991 (Trend  $r = 0.68$ ;  $N = 111$ )

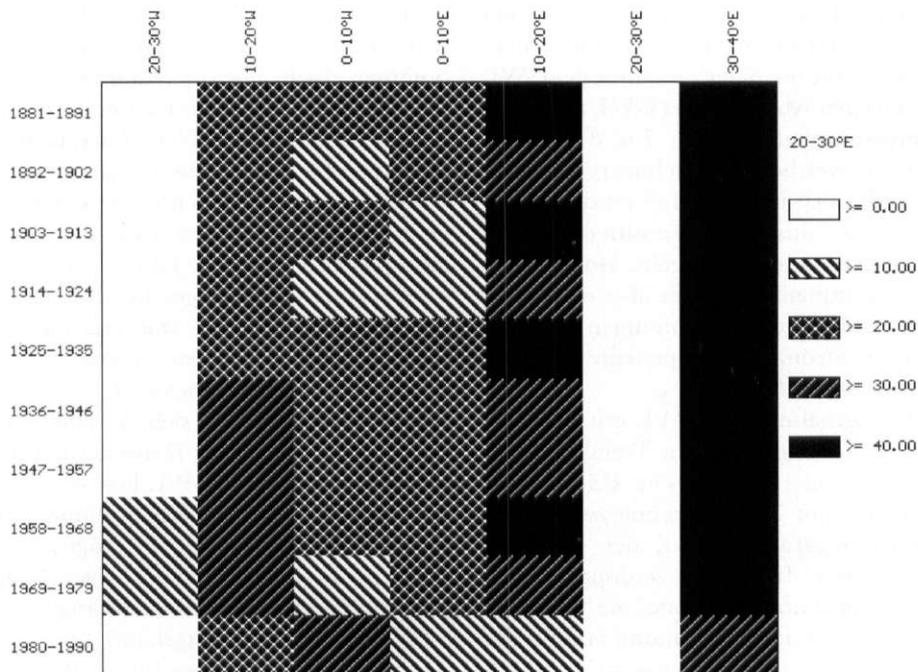


Abb. 9: Jährliche Zahl der Übergänge von Großwetterlagen mit einem 500 hPa-Trog in 30–40°W in Großwetterlagen mit 500 hPa-Trögen in anderen geographischen Längen in der Periode 1881–1991  
 Annual number of transitions of large-scale weather situations with a 500 hPa trough in 30–40°W to those with 500 hPa troughs at other geographical longitudes in the period 1881–1991

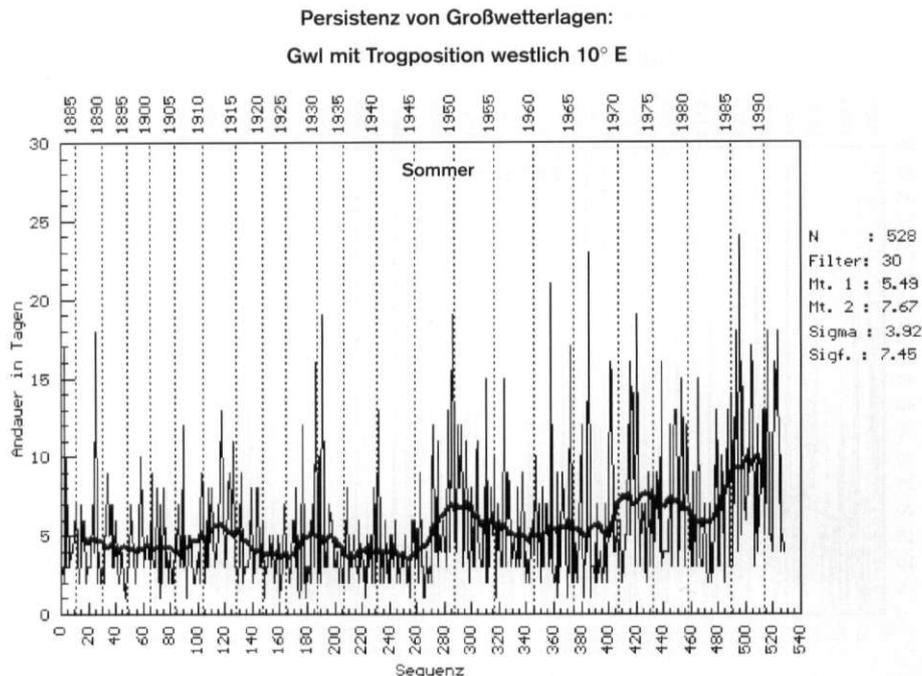


Abb. 10: Ununterbrochene Andauer von Großwetterlagen in Tagen, die in den Sommermonaten mit Trogpositionen westlich von 10°E verbunden sind, für den Zeitraum 1881–1991, geglättet über 31 Fälle umfassende gleitende Durchschnitte. Die untere Abzissenskalierung zeigt die Zahl der insgesamt auftretenden Fälle, die obere die Auftrittsjahre. Die Jahrzehntintervalle sind nicht äquidistant, weil die Zahl der Fälle pro Jahrzehnt variiert

Uninterrupted duration of large-scale weather situations in days which – during the summer months – occur in conjunction with trough positions west of 10°E; period 1881–1991; smoothed with running averages comprising 31 cases

der gesamten Beobachtungsperiode seltener als in den Trogpositionen westlich von 10°E. Bevor der Trog aus 30–40°E die quasistationäre Position des osteuropäischen Troges erreicht, bilden sich seit 1980 neue Tröge über dem Atlantik aus und erreichen die Segmente 0–20°W. Ein Trog in dieser westlichen Lage stabilisiert mitteleuropäische Hochdrucklagen und deutet auf eine stationäre Welle 5 oder 6 des zirkumpolaren Wirbels hin, die sich als Resonanzwelle negativer Luftdruckanomalien im Nordostpazifik mit großer Persistenz ausbilden kann (RÖDER 1992).

Diese Bevorzugung der Trogpositionen westlich von 10°E ist mit einer drastischen Zunahme der Persistenz in allen Jahreszeiten verbunden, wie in Abb. 10 beispielhaft für die Sommermonate abzulesen ist. Dargestellt ist für alle im Ablauf des Sommers auftretenden Sequenzen die Andauer in Tagen für die Summe der GWL mit Trogpositionen westlich (Abb. 10) und östlich (Abb. 11) von 10°E. Eine Gegenläufigkeit der Persistenzentwicklung ist unverkennbar. Die Persistenzzunahme in den letzten Jahrzehnten ist auf die GWL mit Westtrog begrenzt.

Die Persistenz der sommerlichen Osttroglagen ist im Mittel mit 9.9 Tagen fast doppelt so groß wie

die der Westtroglagen mit 5.6 Tagen. Im Zeitraum 1971–1991 betrug im Gegensatz dazu die mittlere Persistenz der Osttroglagen nur noch 7.4 Tage, die der Westtroglagen aber 8.0 Tage. Im Winter und Frühjahr erhöhte sich die Persistenz der Westtroglagen um 1.6 Tage, im Herbst um einen Tag. Die stärksten Persistenzänderungen im Bereich der westlichen Tröge erfolgten im Sommer mit 2.4 Tagen.

Für den mit den GWL verbundenen Witterungscharakter ist die Zyklonalität bzw. Antizyklonalität der Strömung bedeutsam. Die jährliche Häufigkeit aller zyklonalen GWL schwankte bis 1943 um den Mittelwert 180, stieg dann bis 1970 auf über 220 Tage an und fiel in den folgenden zwei Jahrzehnten auf Werte unter 150 Tage (Abb. 12). Außer im Herbst ähneln die Häufigkeitsvariationen der Jahreszeiten denen der Jahreswerte. Da die Häufigkeitsänderungen antizyklonaler GWL exakt invers zu denen der zyklonalen erfolgen, erreichen gegenwärtig die antizyklonalen GWL Häufigkeiten, wie sie während der 111jährigen Beobachtungsperiode nur selten erreicht wurden. Der bereits beschriebene Höhenrücken, der sich über Mitteleuropa im Anschluß an den Westtrog bildet (Abb. 6), ist für diese Entwicklung verantwortlich.

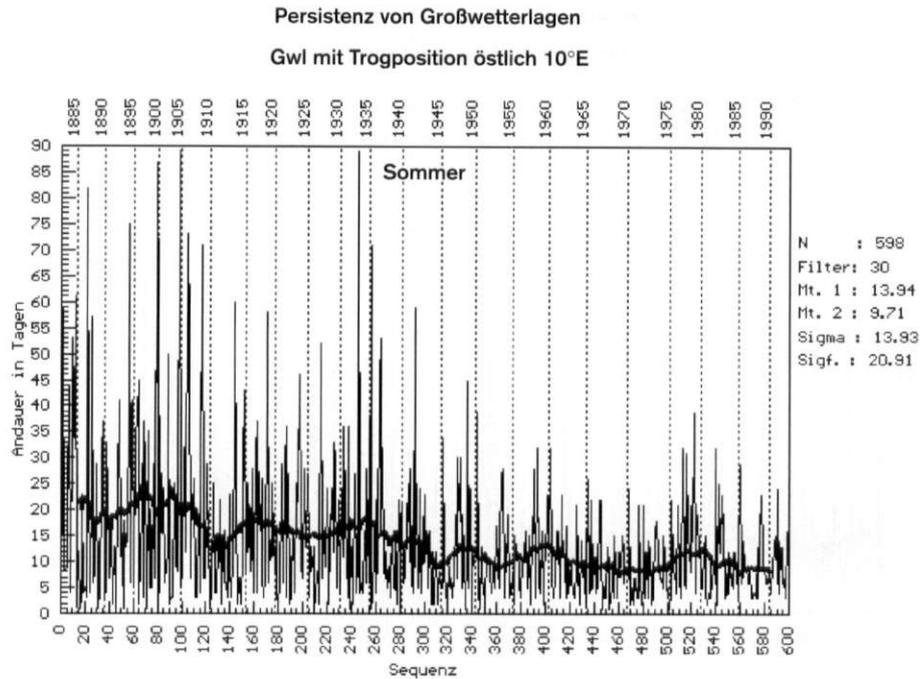


Abb. 11: Ununterbrochene Andauer von Großwetterlagen in Tagen, die in den Sommermonaten mit Trogpositionen östlich von 10°E verbunden sind, für den Zeitraum 1881–1991, geglättet über 31 Fälle umfassende gleitende Durchschnitte. Die untere Abzissenskalierung zeigt die Zahl der insgesamt auftretenden Fälle, die obere die Auftrittsjahre. Die Jahrzehntintervalle sind nicht äquidistant, weil die Zahl der Fälle pro Jahrzehnt variiert

Uninterrupted duration of large-scale weather situations in days which – during the summer months – occur in connection with trough positions east of 10°E; period 1881–1991; smoothed by running averages comprising 31 cases

Die Persistenz der zyklonalen GWL änderte sich von 8 bis 9 Tage, die bis 1940 vorherrschten, auf gegenwärtig 12 Tage. Der Häufigkeitsrückgang zyklonaler GWL (Abb. 12) ist demnach nicht mit rückläufiger, sondern mit zunehmender Persistenz verknüpft. Die zyklonalen Lagen treten demnach zwar insgesamt seltener auf, wenn sie auftreten, bleiben sie aber länger wirksam. Die Persistenz der antizyklonalen GWL hat ebenfalls in den letzten zwei Jahrzehnten deutlich zugenommen. Die Persistenz- und Häufigkeitszunahme ist also bei den zyklonalen und antizyklonalen GWL in den letzten Jahren gleichgerichtet.

#### 4 Beeinflussung durch anthropogene Treibhaus- und Aerosol-effekte

Eine anthropogene Mitverursachung der beschriebenen großräumigen Zirkulations- und Persistenzänderungen in Europa könnte durch den anthropogenen Treibhauseffekt und die anthropogene Aerosolbelastung der Atmosphäre erfolgen.

Durch den anthropogenen Treibhauseffekt wird der Energiefluß innerhalb des Klimasystems gegenwärtig um  $2\text{W/m}^2$  erhöht, durch die anthropogenen Aerosole um bis zu  $1\text{W/m}^2$  regional vermindert (HANSEN u. LACIS 1990, CHARLSON et al. 1992). Zur Einschätzung der Wirkungen dieser Energieflußänderungen können die Energieflüsse des Klimasystems herangezogen werden. Die IR-Abstrahlung der Erde beträgt  $421\text{W/m}^2$ ;  $243\text{W/m}^2$  davon werden im kurzwelligen Bereich eingestrahlt,  $178\text{W/m}^2$  resultieren aus dem natürlichen Treibhauseffekt. Dieser wird mit  $146\text{W/m}^2$  durch die IR-absorbierenden Gase und mit  $33\text{W/m}^2$  durch die Wolken energetisch gespeist. Da die Wolken durch ihre hohe Reflexivität eine kurzwellige Einstrahlungsreduktion um  $-44.5\text{W/m}^2$  bewirken (RAMANATHAN et al. 1989), reduziert die Bewölkung im globalen Mittel insgesamt den Energiehaushalt des Klimasystems um  $-13.2\text{W/m}^2$ .

Der Energiegewinn von  $146\text{W/m}^2$ , durch die von Natur aus in der Atmosphäre vorhandenen IR-absorbierenden Gase, führt zu einem Anstieg der globalen Temperaturen von  $-18^\circ\text{C}$  auf  $+15^\circ\text{C}$ , also

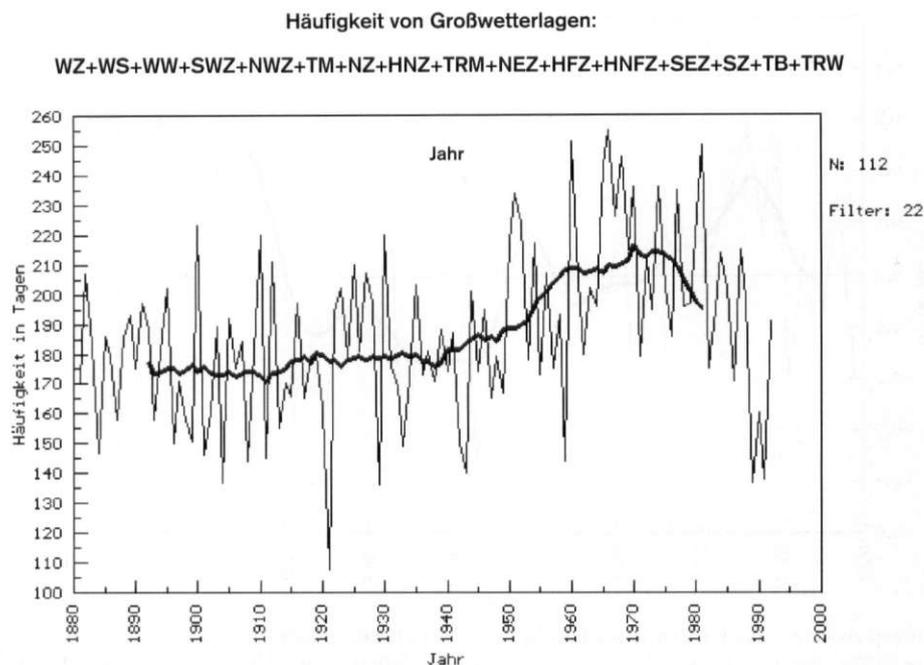


Abb. 12: Summe der jährlichen Häufigkeiten der zyklonalen Großwetterlagen Europas in Tagen für den Zeitraum 1881–1991, geglättet mit 22jährigen gleitenden Durchschnitten

Total of annual frequencies of cyclonic European weather types in days for the period 1881–1991, smoothed with 22-year running averages

um  $33^{\circ}\text{C}$ . Einfacher Proportionalität folgend entspricht demnach einer Erhöhung des Energieflusses um  $4.4\text{W}/\text{m}^2$  ein globaler Temperaturanstieg um ein Grad. Der mit  $2\text{W}/\text{m}^2$  abgeschätzte anthropogene Treibhauseffekt sollte dieser sehr groben Schätzung (genauer bei logarithmischer Abhängigkeit) folgend eine globale Temperaturzunahme von etwa  $0.5^{\circ}\text{C}$  auslösen, die durch den anthropogenen Aerosoleffekt teilweise auf der Nordhemisphäre kompensiert wird. Nach den derzeit komplexesten Klimamodellrechnungen sollen es  $0.75\text{--}1.5^{\circ}\text{C}$  sein (CUBASCH 1991, HANSEN u. LACIS 1990, HANSEN et al. 1985).

Die anthropogen bedingte Zunahme des Energieflusses um  $2\text{W}/\text{m}^2$  wird über den tropischen Ozeanen durch positive Rückkopplungen zwischen den SST, der temperaturabhängigen Wasserdampfaufnahmekapazität der Luft und dem Treibhauseffekt um einen Faktor 3–6 verstärkt (RAVAL u. RAMANATHAN 1989, FLOHN 1989). Als Folge dieser nichtlinearen Verstärkung müßte ein Runaway-Treibhauseffekt über den tropischen Ozeanen entstehen. Dieser wird dadurch verhindert, daß sich bei SST über  $28\text{--}30^{\circ}\text{C}$  hochreichende Konvektion mit flächendeckenden Amboßwolken (Cumulonimbus incus) ausbildet. Letztere mindern die Einstrahlung und sind in Verbindung

mit der verstärkten Verdunstungsabkühlung der SST, die bei heftiger tropischer Konvektion durch die Windgeschwindigkeitszunahme erfolgt, dafür verantwortlich, daß die SST großflächig  $30^{\circ}\text{C}$  nicht übersteigen (RAMANATHAN u. COLLINS 1991, SASSEN 1992, FU et al. 1992, RAMANATHAN et al. 1993).

Die Verstärkung von Erwärmungsimpulsen über den tropischen Ozeanen führt in Verbindung mit der im polaren Bereich gegenwärtig zu beobachtenden Temperaturkonstanz bzw. Abkühlung zu einer Verstärkung der außertropischen Zirkulation und zu einer Zunahme des latenten Wärmegehaltes der polwärts transportierten Luftmassen, was in Europa eine Zunahme der zonalen und gemischten ZFen und einen Rückgang der meridionalen ZF (Abb. 1) auslöste.

Die natürlich und anthropogen verursachte Aerosolverunreinigung der Atmosphäre, die anteilig nicht quantifizierbar ist, ließ die Globalstrahlung in Verbindung mit Bewölkungsänderungen gemittelt über die gesamte Erdoberfläche im Zeitraum 1958–1985 um 5.3% gegenüber 1958 abnehmen (STANHILL u. MORESET 1992). Das entspricht einer Einstrahlungsreduktion um  $9.3\text{W}/\text{m}^2$ . Im Sommer war die Reduktion der Globalstrahlung um einen Faktor 10 größer

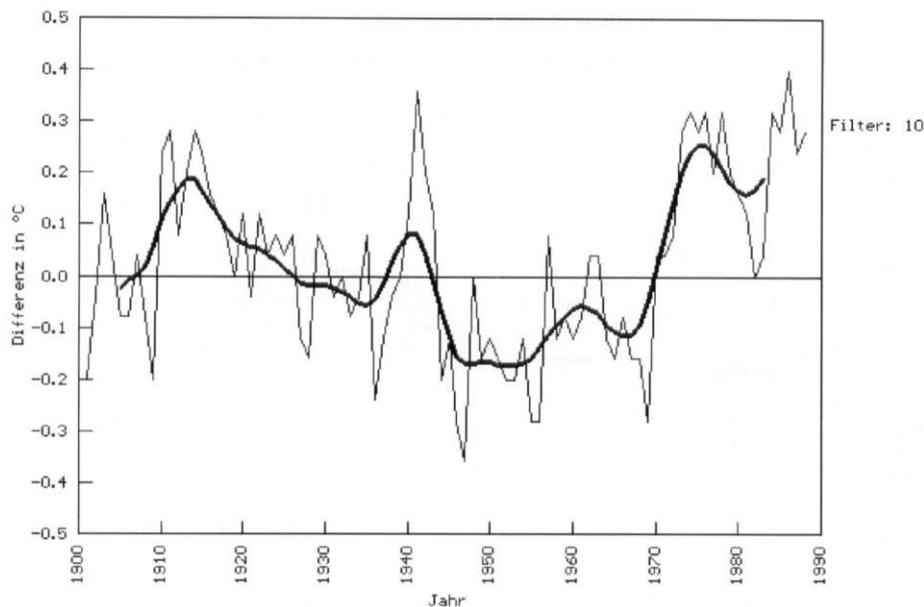


Abb. 13: Differenzen zwischen den nord- und südhemisphärischen Ozeantemperaturanomalien in den Monaten März bis April der Jahre 1901–1988 (Daten nach FOLLAND 1991). Positive Differenzen zeigen an, daß die Südhemisphäre wärmer als die Nordhemisphäre ist

Differences between temperature anomalies in the oceans of the northern and southern hemispheres during the months of March and April in the years 1901–1988. Positive differences indicate that the southern hemisphere is warmer than the northern hemisphere

als im Winter, auf der Nordhemisphäre um den Faktor 7 größer als auf der Südhemisphäre und in den Tropen. Von 1958–1965 nahm die Globalstrahlung der Nordhemisphäre um 1.1%, von 1965–1975 gar nicht und in der letzten Dekade 1975–1985 um 3.8% ab.

Folge dieser Entwicklung könnte die in den letzten Jahrzehnten zu beobachtende Erwärmung der Süd gegenüber der Nordhemisphäre sein, die in allen Jahreszeiten, besonders aber im Frühjahr seit Mitte der vierziger Jahre in Erscheinung tritt (Abb. 13). Die jährlichen, hemisphärischen Energiebilanzen zeigen (FOLLAND et al. 1991, GUNN 1991, WIGLEY 1989), daß die südhemisphärischen Jahresmitteltemperaturen seit 1966 beständig stärker als die nordhemisphärischen über den langfristigen, hemisphärischen Mittelwerten lagen. In Tasmanien sind seit 1960 sogar Temperaturen zu beobachten, die einmalig für die historisch belegte Klimageschichte des letzten Jahrtausends sind (COOK et al. 1991).

Folge dieser Entwicklung ist, daß der transäquatoriale, aber auch der äquatorial-polar gerichtete Energietransport auf der Südhemisphäre an Intensität verlor. Das findet seinen Niederschlag in einem abgeschwächten SW-Monsun über Westafrika und dem

Sahel und in den seit 1976 ausnahmslos überdurchschnittlich hohen positiven Temperaturanomalien im tropischen, südhemisphärischen Pazifik (FOLLAND et al. 1990, S. 216), auf deren Verstärkung durch den anthropogenen Treibhauseffekt bereits hingewiesen wurde. Als Folge davon lagen die Mitteltemperaturen bei den El Niño-Ereignissen der achtziger Jahre um 0.2–0.3 °C höher und der La Niña-Ereignisse um fast 0.5 °C höher als die langjährigen Durchschnittswerte dieser Ereignisse (FOLLAND et al. 1990, 227). Dementsprechend waren die El Niño-Ereignisse der achtziger Jahre besonders intensiv, die La Niña-Ereignisse hingegen sehr schwach ausgebildet.

Mit den überdurchschnittlichen Temperaturen im tropischen Pazifik ist über dem östlichen Pazifik regelmäßig ein intensivierter und äquatorwärts verlagertes Subtropenstrahlstrom (STJ) und ein abgeschwächter PFJ zu beobachten. Die Ursache dafür ist eine Intensivierung der Hadleyzelle als Folge der überdurchschnittlichen SST und einer damit verbundenen Zunahme des polwärtigen Drehimpulstransportes aus der Äquatorialzone in den nordhemisphärischen STJ (BJERKNES 1966). Im atlantischen Sektor wirken sich diese Veränderungen in einer äquatorwärtigen Verlagerung des STJs und einer

Intensivierung des PFJs aus (FLOHN 1989). Letztere findet in der Häufigkeitszunahme der zonalen ZF über Europa ihren Niederschlag (Abb. 1).

Im nordhemisphärischen Sommer erfolgt ein Drehimpulstransport von der Südhemisphäre auf die Nordhemisphäre. Dieser Transport nimmt in den Jahren maximale Werte an, in denen die positiven SST-Anomalien im Bereich der tropischen Ozeane die Zahl tropischer Zyklone über den Durchschnitt ansteigen lassen (KIDSON u. NEWELL 1969). Die sommerliche Häufigkeitsabnahme der meridionalen ZF über Europa, die seit Mitte der siebziger Jahre den Gang der jährlichen Häufigkeiten bestimmt (Abb. 1), fügt sich in dieses Bild.

Die Zirkulationsanomalien, die mit El Niño-Phänomenen verbunden sind, leisten nach gegenwärtiger Kenntnis einen über den mittleren Meridionalaustausch hinausgehenden Energietransport aus der wirbelsturmfreien Tropenzone in die Außertropen, wenn die kritische 28.0 °C Marke der Ozeantemperaturen großräumig überschritten wird. Durch diese zusätzlichen Energietransporte werden auch die interhemisphärischen Energiebilanzdifferenzen ausgeglichen, wie durch die sommerlichen Anomaliendifferenzen nach El Niño-Jahren zum Ausdruck kommt (Abb. 13). Die Folge davon ist eine südhemisphärische Beeinflussung, vielleicht sogar Steuerung der nordhemisphärischen Zirkulation in den Phasen mit südhemisphärischem Energieüberschuß und umgekehrt. Dabei ist davon auszugehen, daß die südhemisphärische Beeinflussung die kontinentale Prägung der nordhemisphärischen Klimadynamik mindert, da die Klimadynamik der zu 81% ozeanbedeckten Südhemisphäre ozeanisch ist.

Kontinentales Klima ist durch starke jahreszeitliche Gegensätze gekennzeichnet, die eng mit dem Auftreten blockierender Lagen der meridionalen ZF verknüpft sind. In Phasen südhemisphärischer Einflußnahme sollte deshalb die Häufigkeit meridionaler ZFen generell, besonders aber im Winter abnehmen. Soweit die südhemisphärische Steuerung durch den polwärtigen Wassertransport aus tropischen Gewässern entlang den Westküsten der Kontinente erfolgt, sollten die damit einhergehenden Ozeantemperaturanomalien die Persistenz der nordhemisphärischen Zirkulationsformen anwachsen lassen.

Beide Erscheinungen lassen sich seit 1966 und verstärkt seit 1976 an Hand der Persistenz- und Häufigkeitsentwicklungen im atlantisch-europäischen Bereich (Abb. 1-3) nachweisen. Die Wirksamkeit des Wassertransports aus tropischen Breiten nimmt ihren Ausgang im tropischen Ostpazifik und führte seit 1976 entlang der nordamerikanischen Westküste zum

Anstieg der Jahresmitteltemperaturen im Bodenniveau von Alaska bis Mexiko (Karten in FOLLAND et al. 1990, S. 216 und SCHNEIDER 1992). Diese Temperaturanomalien lösten Westverlagerungen im Verlauf der zirkumpolaren Großamplitudenwellen des PFJ aus. Maximale Westverlagerungen und Amplitudenvergrößerungen wurden in den El Niño-Jahren seit 1980 beobachtet (KRUSE u. STORCH 1986). Über dem Atlantik kann die Westverlagerung der mittleren Trogpositionen Zirkulationsumstellungen auslösen, die negative Temperaturanomalien der SST im östlichen Atlantik begünstigen, die ihrerseits zur Häufigkeits- und Persistenzzunahme der Tröge westlich von 10 °E beitragen.

Zusammengefaßt weisen die angeführten Indikatoren darauf hin, daß der anthropogene Treibhauseffekt in Verbindung mit dem anthropogenen Aerosoleffekt eine Erwärmung der Tropenzone und der Südhemisphäre auslöst, die eine verstärkte tropisch-südhemisphärische Beeinflussung der nordhemisphärischen Zirkulation zur Folge hat.

##### 5 Zusammenhänge mit Stratosphärenenerwärmungen

LABITZKE u. VAN LOON (1990) zeigten, daß die seit 1952 bekannten plötzlichen Stratosphärenenerwärmungen im Winter mit dem Sonnenfleckenzyklus hochsignifikant korrelieren, wenn die Richtung der tropischen Stratosphärenwinde berücksichtigt wird. Diese Zusammenhänge wirken sich auch im Bodenniveau aus. Treten stratosphärische tropische Westwinde bei geringer solarer Aktivität auf, so steigt die Zyklonenhäufigkeit über dem östlichen Atlantik um 100% über die bei hoher solarer Aktivität zu beobachtenden Werte.

Die Auswirkungen auf die Zirkulation über Europa werden deutlich, wenn die mittleren ZF- und GW-Häufigkeiten in Abhängigkeit von den West- und Ostjahren und von der solaren Aktivität bestimmt werden (Tab. 1). Signifikante Differenzen treten für die Nord- und Südlagen zwischen maximaler und minimaler solarer Aktivität auf. Nordlagen dominieren bei minimalen, die Südlagen bei maximalen Sonnenfleckenzahlen. Die Differenzen zwischen den West- und Ostjahreshäufigkeiten sind für die jährlichen Häufigkeiten der gemischten und meridionalen ZF und die Lagen mit Hochdruck über Mitteleuropa signifikant. Die meridionale Zirkulation dominiert in Ostjahren, die gemischte ZF und die HM-Lagen in Westjahren. Im Winter sind diese Zusammenhänge ähnlich, aber schwächer ausgebildet.

Tabelle 1: Vergleich der mittleren Häufigkeiten für Jahre mit Solarflux größer 130 (Sf-Max) und kleiner 100 Einheiten (Sf-Min) sowie für Jahre mit West-Winden in der tropischen Stratosphäre (West-Jahre) bzw. Ost-Winden (Ost-Jahre)

Comparison of mean frequencies for years with solar flux more than 130 and less than 100 units as well as for years with westerlies and/or easterlies in the tropical stratosphere

GW-Typ	Sf-Max Jahre	Sf-Min Jahre	Differenz	West-Jahre	Ost-Jahre	Differenz
Zonal	94	94	0	91	97	- 6
Gemischt	118	119	- 1	123	106	+ 17
Meridional	146	146	0	146	157	- 11
Nord	50	61	- 11	54	59	- 5
Ost	32	27	+ 5	30	32	- 2
Süd	38	32	+ 6	35	39	- 4
HM-Typ	58	57	+ 1	64	48	+ 16

Anmerkung: Fett ausgedruckte Differenzen sind signifikant (5%)

Differenziert man innerhalb der West- und Ostjahre in Anlehnung an LABITZKE u. VAN LOON (1990) nach der Intensität der solaren Aktivität, so sind nur zwei Differenzen signifikant. Beide treten in Westjahren auf und erreichen maximale Werte bei hoher solarer Aktivität (Tab. 2). Zum einen sind es die jährlichen Häufigkeiten der Südlagen, zum anderen die winterlichen Häufigkeiten der HM-Lagen. Die nach den Ergebnissen von LABITZKE u. VAN LOON (1990) erwartete signifikante Zunahme zonaler GWL in Westjahren mit geringer solarer Aktivität ist nicht zu

belegen. Die Stratosphärenerwärmungen scheinen in Abhängigkeit zur Richtung der tropischen Stratosphärenwinde nur eine untergeordnete Bedeutung für die beschriebene Zirkulationsumstellung über Europa zu haben.

Eine Besonderheit verdient hervorgehoben zu werden: Sowohl in einigen West- wie verstärkt auch in einigen Ostjahren unterscheiden sich die Standardabweichungen der GW-Häufigkeiten für die Jahre mit hoher Sonnenaktivität signifikant von denen mit geringer (Klammerwerte in Tab. 2). In den West-

Tabelle 2: Mittelwerte der GW-Typen für Westjahre/Ostjahre, differenziert nach Solarflux im 10,7 cm-Bereich kleiner 100 und größer 130 Einheiten

Mean weather type values for years with westerlies/easterlies differentiated by solar flux in the 10.7-cm range less than 100 and more than 130 units

Jahr	GW-Typ	Westjahre			Ostjahre		
		<100	>130	Differenz	<100	>130	Differenz
Jahr	Z	97	93	- 4	88(10)	89(21)	+ 1
	G	118(33)	109(16)	- 9	126 (9)	116(23)	- 10
	M	144	157	+ 13	146(11)	153(32)	+ 7
	N	54	51	- 3	63	56	- 7
	E	28	36	+ 8	29	32	+ 3
	S	31	40	+ 9*	30 (4)	33 (9)	+ 3
	HM	58(23)	48(15)	- 10	58(14)	67(23)	+ 9
Winter	Z	25	25	0	26	27	+ 1
	G	25	30	5	33	26	- 7
	M	17	12	- 5	29 (7)	35(17)	+ 6
	N	17	15	- 2	10 (6)	13 (3)	+ 3
	E	8	6	- 2	5	8	+ 3
	S	6	8	+ 2	7	5	- 2
	HM	10	16	+ 6*	16	14	- 2

( ): In Klammern gesetzte Zahlen sind die Standardabweichungen zu den gemittelten Häufigkeiten der GW-Lagen.

\* : Mittelwerte weichen signifikant (5%) voneinander ab.

jahren treten die signifikant größeren Fluktuationen in Phasen geringer solarer Aktivität, in den Ostjahren hingegen in denen mit hoher Sonnenaktivität auf.

### 6 Korrelationen mit Sonnenfleckenzahlen

Die jährlichen Häufigkeiten der Lagen mit Nordströmung korrelieren über die Gesamtperiode signifikant (1%) negativ mit den jährlichen Sonnenfleckenzahlen (-0.41), die mit Südströmung signifikant positiv (0.42,  $N = 111$ ). Die Differenzierung in West-Ostjahre, die nur für die Zeit nach 1952 (Beginn der Höhensondierung) möglich ist ( $N = 18$ ), verbessert die Signifikanz der Korrelation mit den Sonnenfleckenzahlen nicht.

Ähnliches gilt für die GW-Lagen mit Trögen westlich bzw. östlich von  $10^\circ\text{E}$ . Die Korrelation der Jahreshäufigkeiten mit den Sonnenfleckenzahlen ist bei den Westtroglagen hochsignifikant positiv (0.31), bei den Osttroglagen hochsignifikant negativ (-0.30,  $N = 111$ ). Die Differenzierung in West-Ostjahre führt zu einer Reduktion der Signifikanz in allen Jahreszeiten.

Für den östlichen Atlantik und Westeuropa ist in den Wintern des Zeitraumes 1874–1974 eine negative Luftdruckanomalie im Bodenniveau regelhaft bei starker Sonnenaktivität belegt (KELLY 1977, PARKER 1976). Das betroffene Areal ist in Abb. 6 gekennzeichnet. SCHUURMANS (1969) konnte zeigen, daß 24 Stun-

den nach dem Auftreten von Solarflares die Tendenz zur Ausbildung eines 500 mb-Troges besteht, dessen mit der Trogvorderseite verbundene Höhendivergenz diese negative Bodendruckanomalie so überlagert (Abb. 6), daß die Zyklonenbildung in dieser Region begünstigt wird. Über und nördlich dieser Druckkonfiguration tritt singulär ein begrenzter Bereich auf, in dem die mittlere jährliche Höhe der 30 hPa Fläche signifikant negativ mit der solaren Aktivität korreliert (Abb. 6; LABITZKE u. VAN LOON 1990).

Die langfristige Zunahme der maximalen Sonnenfleckenzahlen (Abb. 14) begünstigt die Intensivierung des 500 mb-Troges und die damit einhergehende Zyklonenbildung über dem östlichen Atlantik. Das begünstigt die GW-Lagen mit Südströmung bei gleichzeitiger Häufigkeitsreduktion der GW-Lagen mit Nordströmung, da letztere mit hohem Luftdruck über dem östlichen Atlantik und dem angrenzenden Westeuropa verbunden sind.

### 7 Variationen der Andauer des Sonnenfleckenzyklus

Zwischen den Variationen der Andauer des im Mittel 11jährigen Sonnenfleckenzyklus und den nordhemisphärischen Jahresmitteltemperaturen konnte ein überraschend enger Zusammenhang ( $r = 0.95$ , Abb. 15b) nachgewiesen werden (FRIIS-CHRISTENSEN

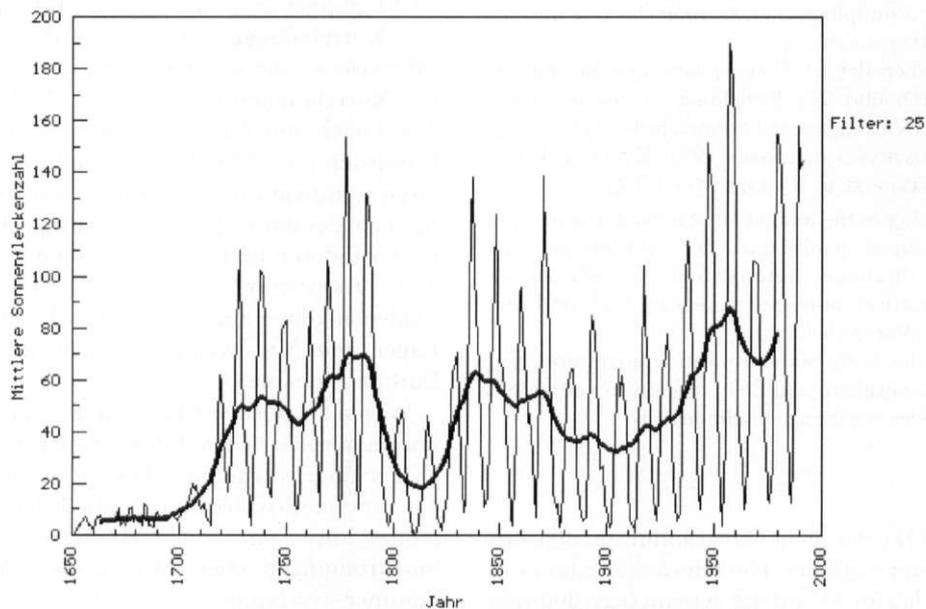


Abb. 14: Jahresmittelwerte der Sonnenfleckenrelativzahlen für den Zeitraum 1651–1991 (Daten nach GLEISSBERG 1952 und Deutscher Wetterdienst 1950–1991)

Annual mean values of sunspot numbers for the period 1651–1991

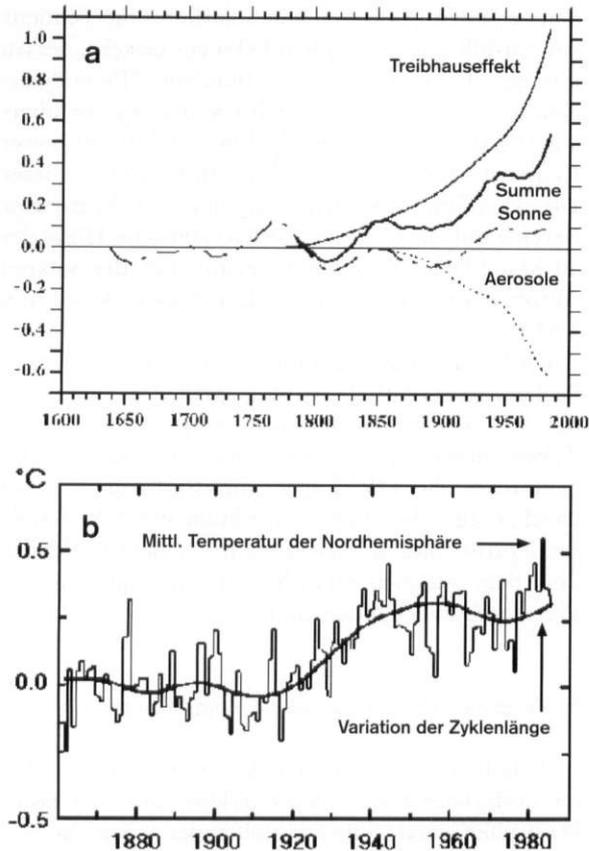


Abb. 15: (a) Anomalien der nordhemisphärischen Jahresmitteltemperaturen (Summe) hergeleitet durch Superposition der Klimawirkungen von anthropogenem Treibhauseffekt, atmosphärischer Aerosolbelastung und solarer Zyklenlängenvariation;

(b) Anomalien der nordhemisphärischen Jahresmitteltemperaturen und ihre Beziehung zu den gleichzeitig erfolgenden Variationen der Sonnenfleckenzyklenlängen (FRIS-CHRISTENSEN u. LASSEN 1992, KELLY u. WIGLEY 1992, SCHLESINGER u. RAMANKUTTY 1992)

(a) Anomalies in the total of annual mean temperatures of the northern hemisphere, derived through superposition of climatic effects from the anthropogenic greenhouse effect, atmospheric aerosol load, and variation of the solar-cycle length;

(b) anomalies in the annual mean temperatures of the northern hemisphere and their relation to variations in sunspot cycles occurring simultaneously

u. LASSEN 1991), der nicht ohne Einfluß auf den europäischen Raum sein kann. Die Schwankungsbreite der Zykluslänge lag im Ablauf der vergangenen 300 Jahre zwischen 9 und 14 Jahren (GLEISBERG 1952). Während dieser Zeitspanne korrelierte die Zykluslänge signifikant negativ mit den Sonnenfleckenzahlen und dem-

entsprechend auch mit der Intensität der solaren Aktivität, soweit diese durch die Sonnenfleckenzahlen erfaßt wird.

Die Überraschung darüber, daß die Temperatur der Nordhemisphäre 120 Jahre lang ohne Verzug auf die solaren Aktivitätsschwankungen reagierte, drückt KEITH SHINE, Atmosphärenphysiker der Universität Reading, so aus: „If it's correct, we have to change our view of climate fundamentally. It's an incredible correlation; it would imply that almost nothing else beside solar variation is important in the climate system“ (KERR 1991, BÄSEMANN 1992).

Die Bedeutung der Zyklenlängenvariationen für die nordhemisphärischen Temperaturen ist durch einige Arbeiten bestätigt worden. Die Größenordnung der Beeinflussung wird unterschiedlich bewertet, soll aber geringer als der anthropogene Treibhauseffekt sein. Bei Berücksichtigung der Zyklenlängenvariationen, darin stimmen alle Autoren überein, muß die Wirkung des Treibhauseffektes auf die globalen Temperaturen nach unten korrigiert werden, vielleicht um bis zu 48% (SCHLESINGER u. RAMANKUTTY 1992, KELLY u. WIGLEY 1992). In Abb. 15 a ist die nordhemisphärische Jahrestemperatur (Summe) als Ergebnis des Zusammenwirkens von Treibhauseffekt, atmosphärischer Aerosolbelastung und solarer Zyklenlängenvariation mit großen Unsicherheiten behaftet abgeschätzt worden.

Zwischen den Häufigkeitsvariationen der Großwettertypen und den Zyklenlängen bestehen einige hochsignifikante Korrelationen (Tab. 3). Die höchsten Korrelationen werden im Sommer und für die Jahreswerte, die geringsten im Winter beobachtet. Die Korrelationen zwischen den Zyklenlängen und den Lagen mit Südströmungen sowie mit hohem Luftdruck über Mitteleuropa sind außer im Winter meist signifikant negativ. Eine Ausnahme bildet der SE-Typ, der nur im Sommer hochsignifikant negativ, in den anderen Jahreszeiten aber meist positiv korreliert. Das bedeutet, daß besonders im Sommer mit Zyklenlängenverkürzungen die Häufigkeiten der Lagen mit Südströmungen über dem westlichen Europa zunehmen.

Wegen der positiven Korrelation, die zwischen den nordhemisphärischen Jahrestemperaturen und den Zyklenlängenvariationen besteht, ist zu folgern, daß ein nordhemisphärischer Anstieg der Jahresmitteltemperaturen mit einer Häufigkeitszunahme der Südströmungen über Westeuropa – bevorzugt im Sommer – verbunden ist. Durch die positive Korrelation, die zwischen den Variationen der Zyklenlängen und den Sonnenfleckenzahlen erwiesen ist (FRIS-CHRISTENSEN u. LASSEN 1991), wird die in dieser

Tabelle 3: Korrelationskoeffizienten ( $r$ ) zwischen den Zeitspannen in Monaten, die zwischen den aufeinanderfolgenden Maxima und Minima der Sonnenfleckenzahlen des im Mittel 11jährigen Sonnenfleckenzyklus liegen, und den im Ablauf dieser Zeitspannen beobachteten Häufigkeiten der Großwettertypen.  $N = 22$  für den Zeitraum von 1881 bis 1991

Correlation coefficients ( $r$ ) between the time periods in months located between the successive maxima and minima of sunspots of the mean 11-year sunspot cycle and the weather type frequencies observed during this time period

Großwettertypen	Jahr	Frühjahr	Sommer	Herbst	Winter
West-Typ	0.06	0.41	0.27	-0.28	-0.21
HM-Typ	-0.48*	-0.63**	-0.79**	0.11	0.03
SW-Typ	-0.33	-0.36	-0.35	-0.27	-0.21
Süd-Typ	-0.51*	-0.39	-0.73**	-0.22	0.17
SE-Typ	0.43*	0.62**	-0.52**	0.06	0.31
NW-Typ	0.44*	0.49*	0.54**	-0.41	0.11
Nord-Typ	0.60**	-0.17	0.53*	0.54**	-0.05
NE-Typ	0.60**	0.61**	0.44**	0.57**	0.45*
TM-Typ	0.32	0.23	-0.39	0.27	0.28
Ost-Typ	0.00	0.38	-0.19	0.41	-0.33
Westtröge	-0.60**	-0.50*	-0.67**	-0.48*	-0.22
Osttröge	0.59**	0.49**	0.67**	0.48*	0.24

Signifikanzniveau 5%:  $r > 0.42$ , Kennung: (\*)

Signifikanzniveau 1%:  $r > 0.53$ , Kennung: (\*\*)

Arbeit bereits beschriebene, hochsignifikante positive Korrelation zwischen den Sonnenfleckenrelativzahlen und den Häufigkeiten der Lagen mit Südströmung bestätigt. Wie ebenfalls bereits aufgezeigt, sind hohe Sonnenfleckenzahlen mit negativen Druckanomalien - bevorzugt im Winter - über dem östlichen Atlantik verbunden (Abb. 6). Tiefer Druck über dem östlichen Atlantik löst Südströmungen über dem westlichen Europa aus, die mit Ausnahme der SE-Strömungen in allen Jahreszeiten mit überdurchschnittlichen Temperaturen verbunden sind. Ganz entsprechend lassen sich die fast durchgängig positiven Korrelationen zwischen den Häufigkeitsvariationen der GW-Typen mit Nordströmungen und den Änderungen der Zyklenlängen begründen.

### 8 Langfristige Perspektive

Zwischen den solaren Aktivitätsschwankungen und den europäischen Temperaturen bestand in den vergangenen 5000 Jahren ein überzufälliger Zusammenhang, wie EDDY (1978) gezeigt hat. Durchgängig war hohe solare Aktivität mit überdurchschnittlichen, geringe mit unterdurchschnittlichen Temperaturen in Europa verbunden. Varianzspektrumanalysen der Solaraktivitäts- und Temperaturvariationen lassen 400-, 200-, 100- und 80jährige Perioden

signifikant hervortreten (STUIVER u. BRAZIUNAS 1989).

Die solaren Aktivitätsschwankungen seit dem Maunder Minimum um 1650 sind durch die Sonnenfleckenrelativzahlen gut dokumentiert (GLEISSBERG 1952). Nach Trendabzug und Filterung läßt sich die geglättete Zeitreihe durch die Superposition zweier Sinusschwingungen mit 100- und 200jähriger Periode hervorragend approximieren ( $r = 0.70$ ,  $N = 340$ ). Die Prognose an Hand dieser Sinusschwingung ließ bis in die achtziger Jahre eine Abnahme der solaren Aktivität vermuten. Viele Astrophysiker prognostizierten diese Dynamik (WILLET 1987, LANDSCHEIDT 1987). Ab 1980 stieg die solare Aktivität entgegen diesen Prognosen auf neue Höchstwerte an (Abb. 14). Der geglättete Kurvenverlauf deutet einen Doppelpeak an und verhält sich damit ähnlich wie im 18. Jahrhundert (Abb. 14). Wird der zweite Gipfel ebenso wie damals deutlich höher als der erste, so könnte die solare Aktivität in den nächsten ein oder zwei 11jährigen Sonnenfleckenzyklen weiter ansteigen. Ein weiterer Temperaturanstieg über Europa könnte die Folge sein und eine Erwärmung auslösen, die der des 11. Jahrhunderts nahe kommt.

Anders als die Sonnenfleckenrelativzahlen lassen sich die Zyklenlängenvariationen nach Glättung durch Superposition von Sinusschwingungen mit Perioden von 80 und 100 Jahren signifikant approxi-

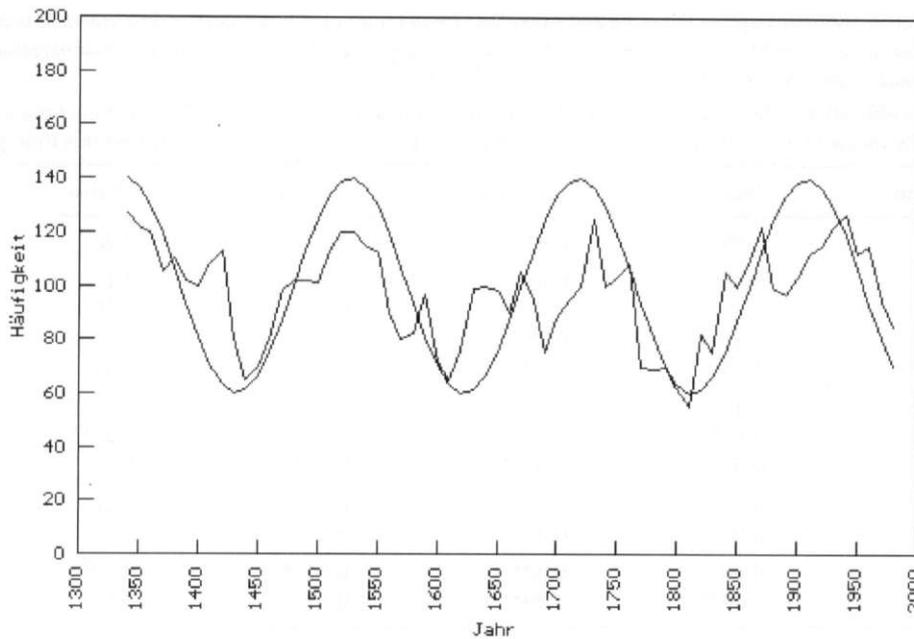


Abb. 16: Häufigkeit von Südwestlagen über England (Daten aus LAMB 1982) mit überlagerter Sinusschwingung mit der Periode 190 Jahre ( $r = 0,64$ ;  $N = 64$ )

Frequency of south-westerlies over England with superimposed sinus oscillations over a 190-year period ( $r = 0.64$ ;  $N = 64$ )

mieren ( $r = 0.8$ ,  $N = 245$ ). Die Amplitude der 80jährigen Sinusschwingung ist um 20% größer als die der 100jährigen. Die um 1940 beginnende Schwingungswelle hebt sich allerdings durch eine deutlich kürzere Wellenlänge von den beiden vorangegangenen Wellen ab.

Sowohl die Dynamik der Sonnenfleckenrelativzahlen wie auch die der Zyklenlängenvariationen zeigt demnach seit Mitte dieses Jahrhunderts Fluktuationen, die aus der vorausgegangenen Dynamik nicht bzw. nur bei Beachtung einschränkender Bedingungen herzuleiten sind. Ein stationäres Verhalten ist nicht zu erwarten, da die Sonnenaktivität Folge dissipativer Prozesse fernab dynamischer Gleichgewichtszustände ist, deren Dynamik beim Überschreiten kritischer Schwellenwerte durch deterministisch chaotische Systemzustandsfolgen, also durch Nichtprognostizierbarkeit gekennzeichnet ist. Dennoch scheinen Attraktoren zu existieren, die der Klimadynamik immer wieder Regelhaftigkeit aufprägen. So folgten die SW-Lagen über England über 640 Jahre durchgängig einer rund 190jährigen Periode (Abb. 16).

Die in dieser Arbeit beschriebenen Häufigkeitszunahmen der Summe der GW-Lagen mit Trogpositionen westlich von  $10^\circ\text{E}$  und eng damit verbunden

der GW-Lagen mit Südströmung über Deutschland (Abb. 5 u. 7) weisen seit 100 Jahren einen positiven Trend aus. Das kann ein Hinweis auf eine rund 200jährige Periode sein. In diesem Fall könnte in absehbarer Zukunft mit einer Trendwende zugunsten der GW-Lagen mit Oströgen gerechnet werden. Fragwürdig bleibt dieser Wendepunkt wegen der Unsicherheiten in der anthropogenen Klimawirksamkeit und wegen der Nichtstationarität, die sowohl die Klimadynamik wie auch die Solardynamik und demzufolge verstärkt die Solar-Klima-Kopplung und die Anthro-Klima-Kopplung betrifft. Die Regelmäßigkeiten der Vergangenheit deuten aber darauf hin, daß der nichtanthropogene Erwärmungstrend höchstens noch während der nächsten zwei 11jährigen Sonnenfleckenzyklen wirksam bleibt (SEITZ et al. 1989), mit großer Wahrscheinlichkeit aber früher abbricht. Es wird nicht einfach sein, diese Trendwende solarer Klimabeeinflussung von anderen natürlichen und vor allem von den anthropogenen treibhaus- und aerosolbedingten Änderungsimpulsen zu trennen.

*Danksagung:* Für Hilfen bei der Umstellung der Rechenprogramme vom Großrechner auf PC danke ich Herrn Max Voss.

## Literatur

- BÄSEMANN, H.: Die Klima-Connexion. Beeinflussen Sonnenflecken doch das Klima auf der Erde? In: *Bild d. Wissenschaft* 2/19, 1992, S. 106-108.
- BALIUNAS, S. u. JASTROW, R.: Evidence for long-term brightness changes of solar-type stars. In: *Nature* 348, 1990, S. 520-522.
- BAUER, F.: *Großwetterkunde und langfristige Witterungsvorhersage*. Frankfurt 1963.
- BJERKNES, J.: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. In: *Monthly Weather Review* 97, 1969, S. 163-172.
- BRYSON, R. A.: Volcans et climat. In: *La Recherche* 13, 1982, S. 845-849.
- CHARLSON, R. J., LANGNER, J. u. RODHE, H.: Sulphate aerosol and climate. In: *Nature* 348, 1990, S. 22-23.
- COOK, E., BIRD, T., PETERSON, M., BARBETTI, M., BUCKLEY, B., ARRIGO, S., FRANCEY, R. u. TANS, P.: Climatic change in Tasmania inferred from a 1089-year tree-ring chronology of Huon Pine. In: *Science* 253, 1991, S. 1266-1268.
- CUBASCH, U.: Modellierung der anthropogenen Klimaveränderung mit globalen gekoppelten Ozean-Atmosphären Modellen. In: *Prisma, Global Change* 2/1, 1991, S. 7-9.
- Deutscher Bundestag: 1. Bericht der Enquete-Kommission „Schutz der Atmosphäre“. Bonn 1992.
- Deutscher Wetterdienst: *Die Großwetterlagen Europas*. Amtsblatt des Deutschen Wetterdienstes. Offenbach 1950-1991.
- DIJK, v. W., SCHMIDT, F. H. u. SCHUURMANS, C. J. E.: Beschrijving en toepassingsmogelijkheden van gemiddelde topografieën van het 500 mbar-vlak in afhankelijkheid van circulatietypen. Wetenschappelijk Rapport 74-3, 1974.
- EDDY, J. A.: Evidence for a changing sun. In: EDDY, J. A. (Ed.): *The new solar physics*. Boulder/Colorado 1978, S. 11-33.
- EMMERICH, P.: 92 Jahre nordhemisphärischer Zonalindex. Eine Trendbetrachtung. In: *Meteorol. Rdsch.* 43, 1991, S. 161-169.
- FLOHN, H.: Wo bleibt das Erwärmungssignal. In: *Die Geowissenschaften* 7/2, 1989, S. 31-37.
- FLOHN, H., KAPALA, A., KNOCHE, H. R. u. MÄCHEL, H.: Water vapor as an amplifier of the greenhouse effect: new aspects. In: *Meteorol. Zeitschrift, N. F.* 1, 1992, S. 122-138.
- FOLLAND, C. K., KARL, T. R. u. VINNIKOV, K. Y. A.: Observed Climate Variations and Change. In: HOUGHTON, J. T., JENKINS, G. J. u. EPHRAUMS, J. J. (Eds.): *Climate Change. The IPCC Scientific Assessment*, 1990, S. 194-255.
- FOLLAND, C., OWEN, J., WARD, M. N. u. COLMAN, A.: Prediction of seasonal rainfall in the Sahel region using empirical and dynamical methods. In: *Journal of Forecasting* 10, 1991, S. 21-56.
- FORTAK, H.: *Meteorologie*. Darmstadt 1971.
- FRANKENBERG, P. u. KAPPAS, M.: Temperatur- und Wetterlagentrends in Westdeutschland. *Mannheimer Geographische Arbeiten* 30. Mannheim 1991.
- FRIIS-CHRISTENSEN, E. u. LASSEN, K.: Length of the solar cycle: An indicator of solar activity closely associated with climate. In: *Science* 254, 1991, S. 698-700.
- FU, R., GENIO, A. D., ROSSOW, B. W. u. LIU, T.: Cirrus-cloud thermostat for tropical sea surface temperatures tested using satellite data. In: *Nature* 358, 1992, S. 394-397.
- GLEISSBERG, W.: *Die Häufigkeit der Sonnenflecken*. Scientia Astronomica, Bd. 2. Berlin 1952.
- GRABAU, J.: *Klimaschwankungen und Großwetterlagen in Mitteleuropa seit 1881*. Diss., Universität-Gesamthochschule Paderborn. Paderborn 1985.
- GRIBBIN, J.: Hot summers and cold winters ahead. In: *New Scientist*, 13. Sept. 1984, S. 15.
- GUNN, J.: Influences of various forcing variables on global energy balance during the period of intensive instrumental observation (1958-1987) and their implication for paleoclimate. In: *Climatic Change* 19, 1991, S. 393-420.
- HANSEN, J., RUSSELL, G., LACIS, A., FUNG, I., RIND, D. u. STONE, P.: Climate response times: Dependence on climate sensitivity and ocean mixing. In: *Science* 229, 1985, 857-859.
- HANSEN, J. E. u. LACIS, A. A.: Sun and dust versus greenhouse gases: an assessment of their relative roles in global climate change. In: *Nature* 346, 1990, S. 713-719.
- HENDERSON-SELLERS, A.: Increasing cloud in a warming world. In: *Climatic Change* 9, 1986, S. 267-309.
- HESS, P. u. BREZOWSKY, H.: *Katalog der Großwetterlagen Europas*. Berichte d. Deutschen Wetterdienstes, Bd. 15/113. Offenbach 1977.
- JONES, P. D. u. WIGLEY, T. M. L.: Die Erwärmung der Erde seit 1850. In: *Spektrum der Wissenschaft*, Okt. 1990, S. 108-116.
- KAHL, J. D., CHARLEVOIX, D. J., ZAITSEVA, N. A., SCHNELL, R. C. u. SERREZE, M. C.: Absence of evidence for greenhouse warming over the Arctic Ocean in the past 40 years. In: *Nature* 361, 1993, S. 335-337.
- KELLY, P. M.: Solar influence on North Atlantic mean sea level pressure. In: *Nature* 269, 1977, S. 320-322.
- KELLY, P. M. u. WIGLEY, T. M. L.: Solar cycle length, greenhouse forcing and global climate. In: *Nature* 360, 1992, S. 328-330.
- KERR, R. A.: Could the sun be warming the climate? In: *Science* 254, 1991, S. 652-653.
- KIDSON, J. W. u. NEWELL, R. E.: Exchange of atmospheric angular momentum between the hemispheres. In: *Nature* 221, 1969, S. 352-353.
- KLAUS, D.: *Klimatologische und klimaökologische Aspekte der Dürre im Sahel*. Erdwissenschaftliche Forschung, Bd. 16. Wiesbaden 1981.
- : Hat sich das Klima Mitteleuropas geändert? 100 Jahre europäische Großwetterlagenstatistik. In: *Berichte zur Deutschen Landeskunde* 58/1, 1984, S. 147-182.
- KRUSE, H. A. u. STORCH, H. v.: A step towards long range weather prediction: The exceptional atmospheric circu-

- lation of January 1983 and its relation to El Niño. In: Meteorol. Rdsch. 39, 1986, S. 152-160.
- LABITZKE, K. u. LOON, H. VAN: Sonnenflecken und Wetter. Gibt es doch einen Zusammenhang? In: Die Geowissenschaften 8, 1990, S. 1-6.
- LAMB, H. H.: Climatic change in our own times and future threats. In: Geography 67, 1982, S. 203-220.
- LANDSCHEIDT, T.: Long-range forecasts of solar cycles and climate change. In: RAMPINO, M. R., SANDERS, J. E., NEWMAN, W. S. u. KÖNIGSON, L. K. (Eds.): Climate: History, Periodicity and Predictability. New York 1987, S. 421-445.
- MÖRNER, N. A.: Short-term paleoclimatic changes: Observational data and a novel causation model. In: RAMPINO, M. R., SANDERS, J. E., NEWMAN, W. S. u. KÖNIGSON, L. K. (Eds.): Climate: History, Periodicity and Predictability. New York 1987, S. 256-269.
- PARKER, B. N.: Global pressure variation and the 11-year solar cycle. In: Meteorol. Magazine 105, 1976, S. 33-44.
- RAMANATHAN, V., CESS, R. D., HARRISON, E. F., MINNIS, P., BARKSTROM, B. R., AHMAD, E. u. HARTMANN, D.: Cloud-Radiative Forcing and Climate: Results from Earth Radiation Budget Experiment. In: Science 243, 1989, S. 57-62.
- RAMANATHAN, V. u. COLLINS, W.: Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Niño. In: Nature 351, 1991, S. 27-32.
- RAMANATHAN, V., SOLLINS, W., FU, R., LLU, W. T., GENIO, A. D. u. ROSSOW, B. W.: A thermostat in the tropics. In: Nature 361, 1993, S. 410-412.
- RASMUSSEN, E. M.: Intraseasonal and Interannual Climate Variability. In: Climatic Change 16, 1990, S. 153-171.
- RAVAL, A. u. RAMANATHAN, V.: Observational determination of the greenhouse effect. In: Nature 342, 1989, S. 758-761.
- RÖDER, W.: Kommt jetzt ein Dürresommer? Beilage zur Berliner Wetterkarte 62/92 vom 26. 5. 1992.
- SASSEN, K.: Evidence for liquid-phase cirrus cloud formation from volcanic aerosols: Climatic implications. In: Science 257, 1992, S. 516-519.
- SCHLESINGER, M. E. u. RAMANKUTTY, N.: Implications for global warming of intercycle solar irradiance variations. In: Nature 360, 1992, S. 330-333.
- SCHNEIDER, S. H.: Will sea level rise or fall? In: Nature 356, 1992, S. 11-12.
- SCHUURMANS, C. F. E.: The influence of solar flares on the tropospheric circulation. Medelingen en Verhandelingen 92, 's-Gravenhage 1969.
- SEITZ, F., JASTROW, R. u. NIERENBERG, W. A.: Scientific Perspectives on the Greenhouse Problem. Georg C. Marshall Institute. Washington, D. C. 1989.
- STANHILL, G. u. MORESHET, S.: Global radiation climate change: The world network. In: Climatic Change 21, 1992, S. 57-75.
- STUIVER, M. u. BRAZIUNAS, F.: Atmospheric <sup>14</sup>C and century-scale solar oscillations. In: Nature 338, 1989, S. 405-408.
- WIGLEY, T. M. L.: Possible climate change due to SO<sub>2</sub>-derived cloud condensation nuclei. In: Nature 339, 1989, S. 365-367.
- WILLETT, H. C.: Climatic responses to variable solar activity - past, present, and predicted. In: RAMPINO, M. R., SANDERS, J. E., NEWMAN, W. S. u. KÖNIGSON, L. K. (Eds.): Climate: History, Periodicity and Predictability. New York 1987, S. 404-414.