

Klimastatusbericht 2003



Der Hitzesommer 2003

Vier Milliarden Jahre Klimageschichte im Überblick

Aktuelle Ergebnisse des Klimamonitorings

Herausgeber und Verlag
Deutscher Wetterdienst
Frankfurter Str. 135
63067 Offenbach

Postfach 10 04 65
63004 Offenbach

Der Klimastatusbericht im Internet:

<http://www.ksb.dwd.de>

ISSN 1437 - 7691

ISSN 1616 - 5063 (Internet)

ISBN 3-88148-394-2

Urheberrecht

Alle Rechte an den hier präsentierten Informationen liegen, soweit nicht anders vermerkt, beim DWD.

Die Nutzung der nachfolgenden Informationen bzw. Teilen davon ist nur unter Nennung des Quellenhinweises „Deutscher Wetterdienst“ gestattet.

Eine kommerzielle Nutzung ohne ausdrückliche Genehmigung ist untersagt.

Zum Titelbild

Das Titelbild zeigt die Verschiebung der Kontinente und die Eisbedeckung im Verlaufe eines Teils der Erdgeschichte und wurde uns von Herrn Prof. Dr. Wolfgang Oschmann zur Verfügung gestellt.

Liebe Leserin, lieber Leser

The Day After Tomorrow – so heißt der Film vom Starregisseur Roland Emmerich, der das Bild einer plötzlich hereinbrechenden Klimakatastrophe beschwört: Die Megapole New York versinkt in Schnee und Eis und mit ihr die Welt.

Es ist nicht die Frage, ob hier ein realistisches Szenario gezeichnet wird. Wenn Klimatologen vom „plötzlichen Klimawandel“ reden, dann denken sie gewöhnlich in Zeitskalen von Jahren, Jahrzehnten und Jahrhunderten und nicht in Stunden, Tagen oder Wochen. Es ist in der dramaturgischen Umsetzung des Filmthemas auch weniger die Frage, ob eine neue Eiszeit oder Warmzeit ansteht. Bemerkenswert genug ist die Tatsache, dass die Themen *Klima* und *Klimaänderung* noch immer Themen an sich sind, welchen das Potenzial zugesprochen wird, Scharen von Kinogängern zu mobilisieren.



Klimawandel hat es immer gegeben und wird es immer geben. Die Artikel zum Themenschwerpunkt *Paläoklimatologie* in dieser Ausgabe des Klimastatusberichts belegen dies eindrucksvoll. Ob dieser Wandel zur Katastrophe wird, hängt wesentlich davon ab, ob die vom Klimawandel betroffenen Systeme sich ausreichend schnell an die Änderungen anpassen können oder nicht. Und dies ist, trotz oder gerade wegen unserer komplexen, hochgradig technisierten und damit vulnerablen Umwelt, nicht notwendigerweise gegeben.

Haben wir im Jahr 2002 noch über das „Jahrhundertereignis“ Elbehochwasser mit seinen milliardenschweren Begleitkosten berichtet, so steht für 2003 der Hitzesommer im Brennpunkt, der in Europa schätzungsweise 25 000 bis 35 000 Tote und einen (volkswirtschaftlichen) Schaden verursacht hat, der die Schäden des Elbehochwassers deutlich übersteigt. In mehreren Beiträgen wird dieser außerordentliche Sommer 2003 klimatologisch analysiert und aus medizinmeteorologischer und agrarmeteorologischer Sicht bewertet.

Was ist also los mit unserem Klima? Können wir etwas tun? Die Antwort kann und darf nur lauten: Ja – wir müssen etwas tun und zwar zum einen gilt es den anthropogenen Anteil an der Klimaänderung drastisch zu reduzieren und zum anderen müssen wir uns anpassen (...und hoffen, dass sich die Systeme, von denen wir abhängig sind, ebenfalls hinreichend schnell anpassen werden).

Nun, ich wünsche Ihnen, wie schon in den Ausgaben zuvor, eine interessante, informative und spannende Lektüre der nachfolgenden Artikel und wir würden uns sehr über Anregungen und Kommentare von Ihnen freuen.

Herzlichen Dank, Ihr

A handwritten signature in black ink, which appears to read 'Martin Werscheck'. The signature is fluid and cursive.

Martin Werscheck
Referat „Satellitengestütztes Klimamonitoring“

Inhaltsverzeichnis

- 7 **Vier Milliarden Jahre Klimageschichte im Überblick**
W. Oschmann
- 25 **Klimaentwicklung in Europa während der letzten Warmzeit**
(126.000 – 115.000 Jahre vor heute)
T. Litt
- 35 **Das Klima der letzten 11.000 Jahre**
R. Schneider, G. Lohmann
- 55 **Zur Temperatur- und Hochwasserentwicklung der letzten 1000 Jahre in Deutschland**
R. Glaser, Ch. Beck, H. Stangl
- 68 **Die Historische Phänologische Datenbank des Deutschen Wetter - dienstes**
Ch. Polte-Rudolf
- 71 **Die Witterung in Deutschland**
G. Müller-Westermeier, W. Riecke
- 79 **Das Klima in den deutschen Küstengebieten**
Ch. Lefebvre
- 84 **Die agrarmeteorologische Situation**
F. - J. Löpmeier
- 94 **Die phänologische Entwicklung**
G. Müller-Westermeier
- 97 **Entwicklung der Ozonschicht**
H. Claude, W. Steinbrecht und U. Köhler
- 101 **Objektive Wetterlagenklassen**
P. Bissolli, E. Dittmann
- 108 **Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre**
H. Nitsche
- 115 **Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa**
B. Rudolf

- 123 **Statistisch-klimatologische Analyse des Hitzesommers 2003 in Deutschland**
C.-D. Schönwiese, T. Staeger, S. Trömel, M. Jonas
- 133 **Hydroklimatologische Einordnung der in Europa extremen Jahre 2002 und 2003**
B. Rudolf
- 142 **Die Trockenperiode des Jahres 2003 in Deutschland im Kontext langzeitlicher Niederschlagsvariabilität**
Ch. Beck, J. Grieser, S. Trömel
- 152 **Die Auswirkungen der Hitzewelle 2003 auf die Gesundheit**
Ch. Koppe, G. Jendritzky, G. Pfaff
- 163 **Das Trockenjahr 2003 aus agrarmeteorologischer Sicht**
F. J. Löpmeier
- 170 **RA VI CLIPS Workshop and Regional Climate Centres: Further steps to improve climate services**
P. Hechler
- 172 **CM-SAF Initial Operations started**
P. Hechler, M. Werscheck
- 174 **The GSNMC – an update**
Stefan Rösner

177	Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen
179	Autorenverzeichnis
182	Impressum
183	Index
186	Gesamtübersicht der Artikel in den Klimastatusberichten 1997 - 2002
1	Titelbild
2	Zum Titelbild
3	Vorwort
4	Inhaltsverzeichnis

Vier Milliarden Jahre Klimageschichte im Überblick

W. Oschmann

Unser heutiges Klima ist nur eine Momentaufnahme. In der Erdgeschichte gab es Phasen mit extremem Treibhausklima und globalen Vereisungen. Die Klimaentwicklung wurde und wird maßgeblich von der Menge der Sonnenstrahlung, der Zusammensetzung und Zirkulation der Atmosphäre, der Größe und Lage der Kontinente und Ozeane, den polaren Eiskappen (falls vorhanden) und der Größe und Aktivität der Biosphäre (einschließlich des Menschen) geprägt (Abb. 1). Atmosphärenwissenschaftler können heute diese Einflussgrößen und ihre Wechselwirkungen messtechnisch erfassen. In der Vergangenheit sind viele dieser Faktoren nicht oder nur bedingt zugänglich und müssen über Proxi-Daten (Näherungsdaten; siehe Boxen im Text) oder deduktiv erschlossen werden. Dabei spielen besonders die langfristigen Veränderungen im Kohlenstoffkreislauf eine große Rolle. Vor allem in der frühen Erdgeschichte ist daher die Rekonstruktion des Klimas schwierig, weil nur wenige Proxi-Daten verfügbar sind. In den letzten Jahrzehnten wurden die Aktivitäten im Bereich Paläoklimaforschung intensiviert, sodass heute eine zusammenfassende, qualitative Darstellung der Klimaentwicklung, auch für die frühe Erdgeschichte möglich ist. Im Folgenden soll dargestellt werden, welchen Variationen die Klimaparameter in der Erdgeschichte unterworfen waren und wie sie sich wechselseitig beeinflussen. Anschließend werden 4 Milliarden Jahre Klimageschichte zusammenfassend dargestellt.

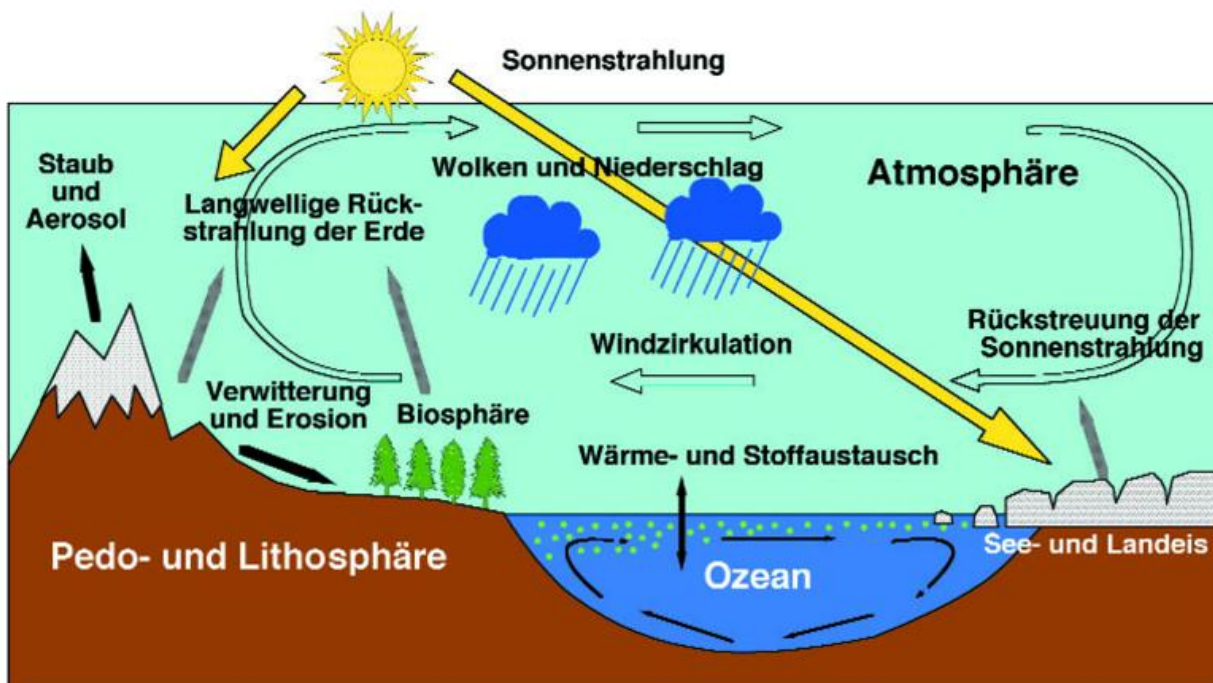


Abb 1. Die Einflussgrößen und ihre Wechselwirkungen im Klimasystem können von den Atmosphärenwissenschaftlern messtechnisch erfasst werden. In der Erdgeschichte müssen dazu Proxi-Daten herangezogen werden, über die auf die Klimafaktoren rückgeschlossen wird.

Variabilität der wesentlichen Klimafaktoren

Strahlungshaushalt

Die auf der Erde ankommende Sonnenstrahlung (im Mittel 1368 W/m^2) ist nicht konstant. Kurzfristige Schwankungen der Strahlungsemission der Sonne sind am besten im 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus und seinen Vielfachen (Hale-Zyklus 22 Jahre und Gleisberg-Zyklus 88 Jahre) bekannt. Ihre Auswirkungen auf den irdischen Wärmehaushalt sind allerdings sehr gering. Längerfristige periodische oder aperiodische Schwankungen der Strahlungsemission der Sonne von 1000 oder Millionen Jahren

Klimaproxis: Datenträger für Paläoklimainformationen

Geochemische Klimaindikatoren

Die Bestimmung des Verhältnisses der Sauerstoffisotope ^{16}O und ^{18}O , die chemisch gleich, aber verschieden schwer sind (Sauerstoff ^{18}O hat zwei Neutronen mehr) ist eine der wichtigsten Standardmethoden zur Paläotemperatur-Rekonstruktion in marinen Ökosystemen. Der Einbau der beiden Isotope in Kalkschalen und Knochen der Organismen ist temperaturabhängig und erfolgt (bei vielen Organismen) im Gleichgewicht mit dem Meerwasser. Aus Plankton- und Benthosorganismen kann somit die Temperatur des Oberflächen- und Bodenwassers im Ozean rekonstruiert werden (Abb. 11).

Durch die Plattentektonik werden die Ozeanböden und ihre Sedimente immer wieder aufgeschmolzen und neu gebildet. Daher gibt es keine Ozeanböden älter als 160 Millionen Jahre. Über die Bodenwassertemperaturen im Ozean früherer Zeiten können daher nur Annahmen gemacht werden. Neben der Sauerstoffisotopie sind in den letzten Jahren noch weitere Möglichkeiten zur Erstellung geochemischen Proxi-Daten etabliert worden z.B. das Ca/Sr-Verhältniss, das Mg/Ca-Verhältniss und die Ca-Isotopie als Temperaturindikatoren.

Dauer sind durchaus möglich, aber wegen der viel zu kurzen instrumentellen Messreihen nicht nachweisbar. Diskutiert wird beispielsweise eine Änderung der Strahlungsintensität, wenn die Sonne bei der Umrundung der Galaxis die staubreichen Spiralarme durchwandert. Die höhere kosmische Hintergrundstrahlung soll zusätzlich die Wolkenbildungsrate beeinflussen. Da sich in den gleichen Zeiträumen auch Variationen der irdischen Klimafaktoren ereignen, gibt es derzeit keine Möglichkeit diese Einflussgrößen zu trennen. Die meisten Paläoklimatologen sehen aber die irdischen Einflüsse als dominant an.

Besser bekannt aus astronomischen Untersuchungen und Modellrechnungen ist eine Zunahme der Strahlungsenergie im Laufe der Entwicklung und Alterung eines Sterns. Für unsere Sonne hat seit 4,5 Milliarden Jahren die Strahlungsenergie um etwa 30% und ihr Radius um etwa 5% zugenommen (z.B. Newman & Rood 1977; Gilliland 1989; Smoluchowski 1989). Bei der heutigen Zusammensetzung der Atmosphäre wäre die Erde in ihrer Frühphase ein Eisplanet gewesen. Der kompensierende Faktor war eine Venus-artige Atmosphäre mit einem extremen CO_2 -Treibhauseffekt (z.B. Kasting 1992a, b, Kasting et al. 1992).

Für den Wärmehaushalt sind auch die Variationen der Bahnparameter der Erde (Abb. 2 Milankovitch-Zyklen) entscheidend, die nach dem serbischen Mathematiker und Astronom Milankovitch (1939) benannt sind. Wie die anderen Planeten auch, kreist unsere Erde auf einer Ellipsenbahn um die Sonne, die aber mit einer Periode

von etwa 100.000 Jahren zwischen mehr oder weniger elliptisch schwankt (Exzentrizität). Zusätzlich verändert sich die Neigung der Erdachse mit einer Periode von etwa 40.000 Jahren zwischen $21,8^\circ$ und $24,4^\circ$ (Obliquität). Als dritter Erdbahnparameter verändert sich der sonnennächste Durchgang der Erde mit den Jahreszeiten in etwa 20.000 Jahren (Präzession). Neben diesen Hauptzyklen gibt es noch vielfältige Überlagerungen (z.B. Bond et al. 1993). Die kumulierten Auswirkungen dieser Schwankungen sind für die letzten 5 bis 10 Millionen Jahre relativ genau berechnet. Die Strahlungsmenge von der Sonne ändert sich dadurch zwar nur wenig, aber die Verteilung auf der Erdoberfläche variiert deutlich. Durch Rückkopplungen können in der Energiebilanz der Erde bis zu 8% Variation auftreten. Die jüngste Eiszeitgeschichte der Nordhemisphäre seit einer Million Jahre wird damit erklärt (z. B. Imbrie 1985). Sicher gab es diese Schwankungen auch in der weiter zurückliegenden Erdgeschichte. Milankovitch-Zyklen können aber nur dann Auslöser von Eiszeiten sein, wenn die Polregionen bereits abgekühlt sind und ein weiterer Temperaturrückgang zur Bildung von Festlandeis führt. Die meiste Zeit der Erdgeschichte war es dafür zu warm.

Milankovitch-Zyklen sind nur näherungsweise periodisch, was die Berechnung ihrer Dauer in die Vergangenheit zunehmend erschwert. Obliquität und Präzession werden stark von unserem Mond beeinflusst. Ihre Perioden wurden im Laufe der Erdgeschichte durch die Gezeitenreibung erheblich länger. Auch die Tageslänge wird durch die Gezeitenreibung des Mondes beeinflusst. Vor 4 Milliarden Jahren betrug die Tageslänge vermutlich nur etwa 14 Stunden, was sich ausgleichend auf den Tag-Nacht-Gegensatz ausgewirkt haben dürfte (z.B. Walker 1990.). Ein Jahr hatte entsprechend mehr als 600 Tage.

Kohlenstoffkreislauf

Außer dem Strahlungshaushalt werden alle weiteren der oben aufgezählten Klimaparameter wesentlich über den Kohlenstoffkreislauf gesteuert und sind vielfältig rückgekoppelt. Der Kohlenstoffkreislauf lässt sich in zwei Teilsysteme trennen: den Silikat-Karbonat-Kreislauf und den Kreislauf aus CO_2 und organischem Kohlenstoff (C-org.).

Der Silikat-Karbonat-Kreislauf ist ein Langzeitkreislauf, der für das Phanerozoikum (die letzten 600 Millionen Jahre) in etwa ausgeglichen ist. Aus den drei eingehenden Prozessen, chemische Verwitterung, Bildung von Kalkschalen und Vulkanismus ergibt sich eine etwa ausgeglichene Bilanz für das CO_2 (Abb. 3, Berner et al. 1983). In der frühen Erdgeschichte, zwischen 3,5 und 2 Milliarden Jahren, wurde sehr viel kontinenta-

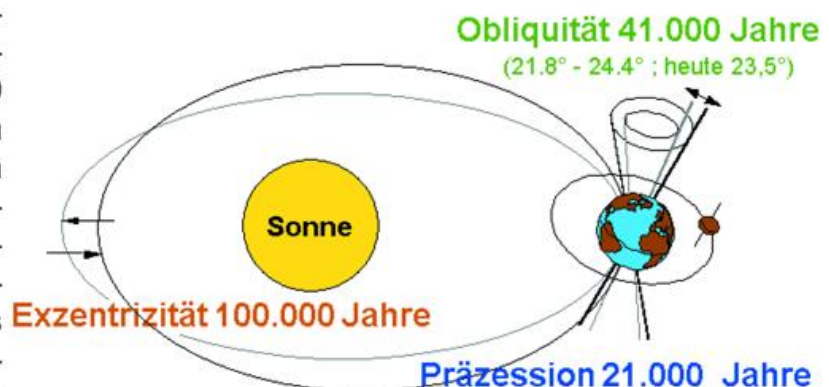


Abb. 2. Die Erdbahn um die Sonne weist drei variierende Parameter auf, Exzentrizität, Obliquität und Präzession, die Einfluss auf den Energiehaushalt der Erde haben.

le Kruste auf der Erde gebildet (Abb. 4 und 8). Der Anteil der Verwitterung mit starkem CO_2 -Verbrauch überwog bei weitem (Eriksson et al. 1998, Vlaar 2000).

Abhängig von der exponierten Landfläche, die der Verwitterung preisgegeben ist, dem CO_2 -Gehalt der Atmosphäre und der Ozeanboden-Neubildung variiert der Silikat-Karbonat-Kreislauf auch in der jüngeren Erdgeschichte noch beträchtlich. Sein Einfluß ist aber viel geringer als der des CO_2 -C-org.-Kreislaufs.

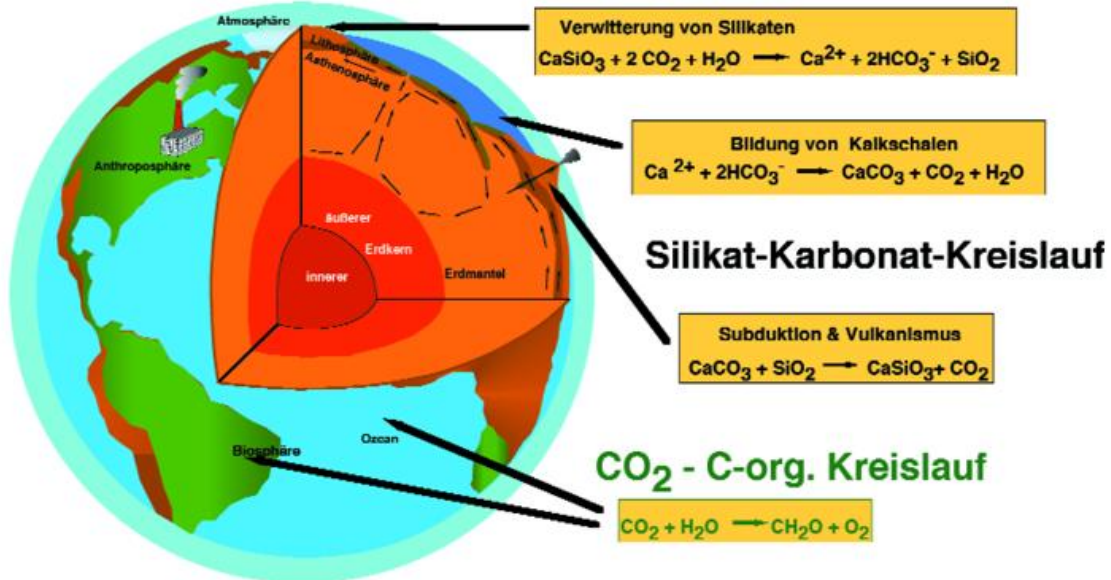


Abb. 3. Der globale Kohlenstoffkreislauf, besteht aus dem Silikat-Karbonat-Kreislauf und dem CO_2 -C-org.-Kreislauf. Im Verlauf der Erdgeschichte wurde über beide Kreisläufe sehr viel CO_2 verbraucht.

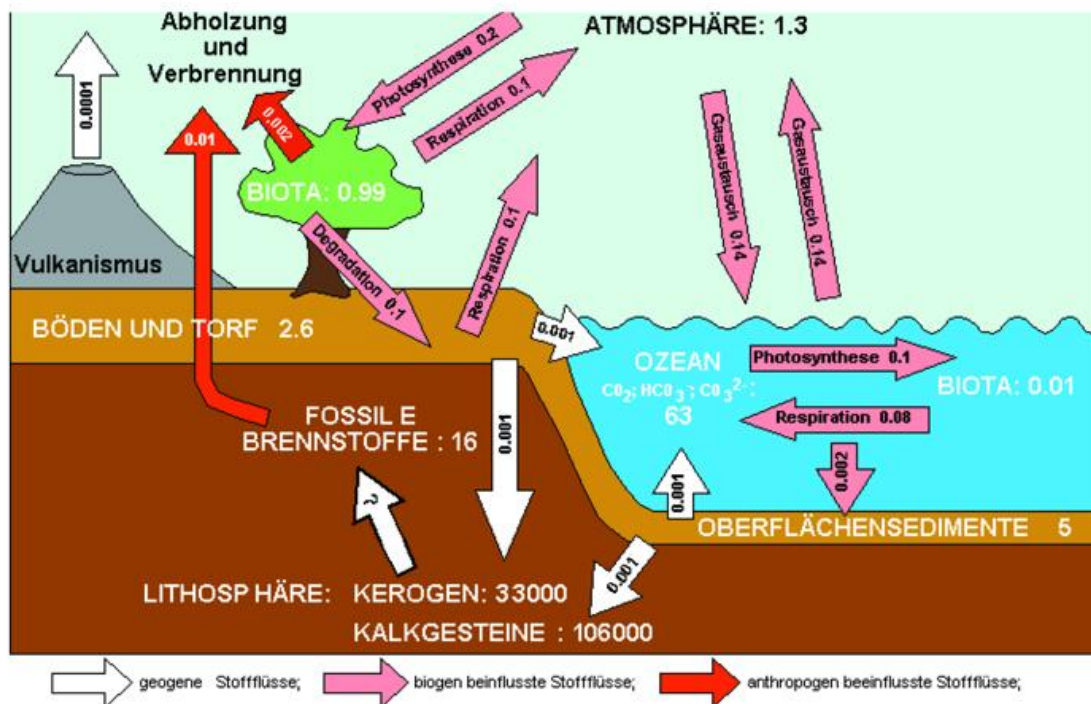


Abb. 4 Schematische Darstellung der Stoffflüsse (jährliche Raten) und Speicher im heutigen Kohlenstoffkreislauf. Obwohl die Biosphäre der kleinste Kohlenstoffspeicher ist, steuert sie die größten Umsatz- und Stoffaustauschraten. Die angegebenen Größen für die Kohlenstoffspeicher und die jährlichen Flussraten sind Relativzahlen bezogen auf die Biomasse = 1. Die Biomasse beträgt heute etwa $0,6 \times 10^{18}$ g Kohlenstoff.

Der CO₂ - C-org.-Kreislauf wird maßgeblich über die Biosphäre gesteuert (Abb. 3 und 4; z.B. Berner 1991, 1997). In der frühen Erdgeschichte war sein Anteil gering, ist aber im Laufe der Evolution stark angestiegen (Schidlowski 1988, 1993). Heute hat dieser Teilkreislauf eine wesentlich größere Bedeutung als der Silikat-Karbonat-Kreislauf, obwohl die Biosphäre den kleinsten Kohlenstoffspeicher auf der Erde ist. Die durch die Biosphäre verursachten Stoffflüsse sind bei weitem die größten und laufen am schnellsten ab. Der Umfang des in der Biosphäre gespeicherten und durch sie umgesetzten Kohlenstoffs hat in der Erdgeschichte erheblich zugenommen. In jüngster Zeit trägt auch der Mensch in beträchtlichem Ausmaß zum Kohlenstoffkreislauf bei.

Klimaproxis: Datenträger für Paläoklimainformationen

Organismen als Klimaindikatoren

Viele (heutige und fossile) Organismen sind gute Klimaindikatoren. Voraussetzung ist, dass ihre ökologischen Ansprüche bekannt sind bzw. sich rekonstruieren lassen. Je weiter wir in die Erdgeschichte zurückgehen, umso unsicherer werden die Rekonstruktionen. Um klimarelevante Aussagen machen zu können, ist es notwendig, die Verbreitung diagnostischer Organismen möglichst global zu erfassen. Geeignete Organismen bzw. Organismengruppen oder Ökosysteme sind z.B. Landpflanzen (Bäume und ihre Blattformen), Phytoplankton, Zooplankton, und Riffe.

Riffe: Heutige tropische Flachwasserriffe sind an eine Temperatur des kältesten Monats von größer 20 °C gebunden. Dieser Riffotyp existiert erst seit 220 Millionen Jahren. Für viele andere Riffotypen der Erdgeschichte sind ebenfalls warme Bedingungen (subtropisch bis tropisch) anzunehmen. Es kann allerdings kein genauer Temperaturbereich angegeben werden.

Landflora: Bäume können z. T. bis in sehr hohe Breiten (Polarkreis) vorkommen, zeigen dann aber häufig Frostschäden, die an den Wachstumsringen erkannt werden können. Die Blattformen bei Laubbäumen sind ebenfalls zur Klimakonstruktion nutzbar.

Landfauna: Kaltblüter (Ampibien und viele Reptilien) bevorzugen tropische bis subtropische Klimazonen. Warmblüter (Vögel, Säugetiere und manche Dinosaurier) kommen auch in polaren Regionen vor.

Diversität: Die Vielfalt in Ökosystemen nimmt generell vom Äquator in Richtung Pol ab. Neben der Temperatur wirken auch andere Ökofaktoren.

Provinzialität: Die Verteilung von Faunen und Floren ist stark temperaturabhängig. Ausgeprägte Faunen- und Florenprovinzen deuten auf große Klimagradienten.

Dendro- und Skleroökologie: Viele Organismen zeigen regelmäßige Anwachsmuster beim Größenwachstum (z. B. Bäume, Korallen und Muscheln). Anhand der Jahresringe und Schalenwuchsraten lassen sich saisonale und längerfristige Klimaschwankungen rekonstruieren. Aus dem Holz und Schalenmaterial lassen sich zusätzlich Paläotemperaturdaten über die Sauerstoffisotopie gewinnen. Diese Methoden sind vor allem in der jüngsten Erdgeschichte sehr erfolgreich.

Lage der Größe der Ozeane und Kontinente

Die Ozeane nehmen heute 72 % der Erdoberfläche ein. Dieser Wert ist aber nicht konstant. Vor etwa 20.000 Jahren lag der Meeresspiegel 130 m tiefer als heute, die Ozeanfläche war beträchtlich geringer. Beim Abschmelzen der heutigen Eispanzer

auf Grönland und in der Antarktis würde der Meeresspiegel um etwa 80 m ansteigen. Die Ozeanfläche würde sich entsprechend stark auf Kosten der Landfläche ausdehnen. Die Ozeanneubildung durch die Plattentektonik verursacht ebenfalls große Meeresspiegelschwankungen (Abb. 9). In der Kreide vor etwa 100 Millionen Jahren lag der Meeresspiegel wahrscheinlich 200 bis 250 m über dem heutigen Niveau. Zu dieser Zeit war die Landfläche daher erheblich kleiner und das Klima war bis in hohe Breiten warm humid. Neben der Ozeanfläche hat auch die Temperatur, vor allem im Tiefenwasser der Ozeane, eine große Klimawirksamkeit. Im Tiefenwasser kalter Ozeane ist mehr CO_2 , HCO_3^- und CO_3^{2-} gespeichert als in warmen Ozeanen. Ein sich erwärmender Ozean gibt also CO_2 an die Atmosphäre ab. Ein Erwärmungstrend würde dadurch verstärkt. Andererseits ist die Wärmekapazität von Wasser etwa 1000mal größer als die von Luft. Die Ozeane wirken also immer als Puffersysteme, die rasche Temperaturänderungen in der tiefen Troposphäre bremsen. Heute sind die Ozeane kalt (Durchschnittstemperatur etwa 4 °C). Vor 100 Millionen Jahren waren sie mit etwa 14 bis 16° C ungewöhnlich warm (z.B. Crowley & North 1991, Frakes, Francis & Syktus 1992).

Nicht nur die Fläche der Ozeane bzw. Kontinente beeinflusst das Klima, sondern auch ihre Verteilung. Über den Anteil der Kontinentkruste und ihre Verteilung auf der Erde wissen wir in der frühen Erdgeschichte sehr wenig. Zunächst waren nur wenige kleine Mikrokontinente vorhanden, deren Zahl sich rasch erhöhte bis sie schließlich zu größeren Kontinenten verschmolzen, und möglicherweise auch mehrere Superkontinentphasen durchliefen (Abb. 5). Seit etwa 1 Milliarde Jahren haben wir ungefähre Vorstellungen über die Verteilung und Lage der Kontinente auf der Erde, seit etwa 600 Millionen Jahren haben wir genauere Rekonstruktionen (z. B. Dalziel 1991, Scotese 1988, Ziegler & Scotese 1979). Als genereller Zusammenhang gilt, je zerkümmelter die Kontinente sind umso ausgeglichener das Klima. Allerdings gibt es Überlagerungen durch andere Faktoren vor allem durch den Einfluss der Biosphäre.

Flüssiges Wasser existiert heute zwischen 0 und 100 °C und ist die Voraussetzung für die chemische Verwitterung und die Bildung von Sedimentgestein. Sedimente gibt es seit mindestens 4 Milliarden Jahren (Eriksson et al. 1998). Sie werden oft als Be-

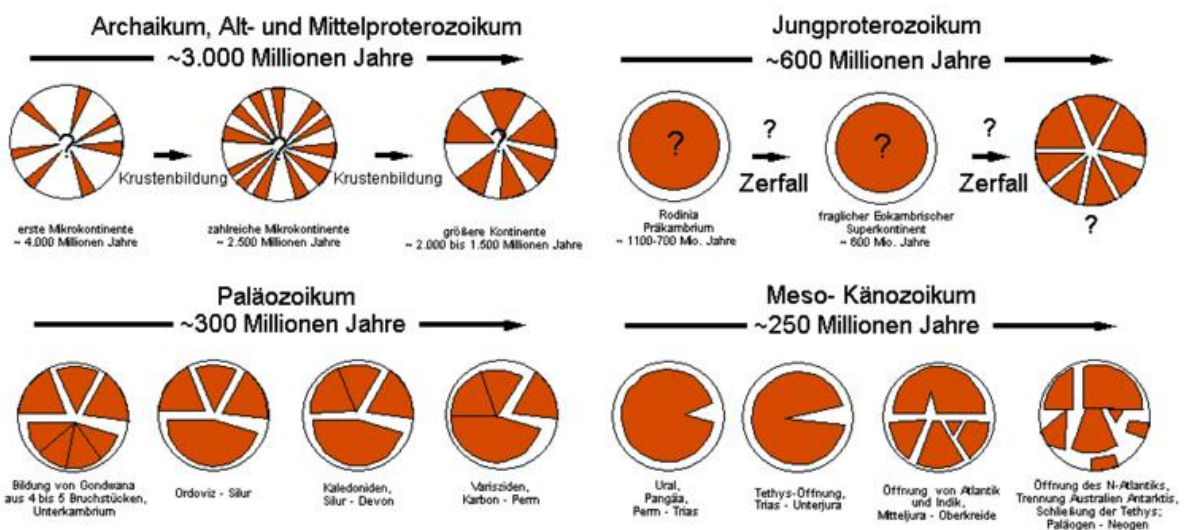


Abb. 5 Schematische Darstellung der Größe und Zahl der Kontinente durch die Erdgeschichte.

leg dafür angeführt, dass die Temperatur auf der Erdoberfläche 100 °C nicht überschritten hat. Dies ist zweifellos richtig für die jüngere Erdgeschichte. In der Frühphase der Erde, bei einem hohen Atmosphärendruck, war aber das "flüssige Fenster" von Wasser deutlich größer, z. B. zwischen –5 und +160 °C bei 5 bar Druck. Dieser Wert ist durchaus plausibel für das frühe Hadaikum und Archaikum (Abb. 8 und 10). Als Beleg für deutlich höhere Temperaturen können bestimmte Gruppen der Archaeobakterien gesehen werden, die als die ursprünglichsten Organismen auf der Erde gelten. Sie zeigen eine ausgeprägte Thermophilie (Vorliebe für Hitze), mit Optimumtemperaturen von > 120 °C (z. B. Oschmann et al. 2002).

Klimaproxis: Datenträger für Paläoklimainformationen

Sedimente und Sedimentstrukturen als Klimaindikatoren

Viele Sedimente und Sedimentstrukturen sind gute Klimaanzeiger. Die genaue Alterseinstufung ist aber oft schwierig.

Glaziale Sedimente (Beispiele)

Tillite, Moränen, gekritzte Geschiebe und **Dropstones** sind Beispiele für Anzeiger von terrestrischer bzw. mariner Vereisung. Sie werden erzeugt, indem Gletscher Sedimentfracht vor sich herschieben, beziehungsweise Kratzspuren auf felsigem Untergrund hinterlassen. Dropstones entstehen wenn Eisberge beim Schmelzen ihre Geröllfracht sedimentieren.

LÖB ist ein äolisches Periglazialsediment, typisch für ein kaltes und trockenes Kontinentalklima.

Zusammensetzung und Zirkulation der Atmosphäre

Die heutige Atmosphäre besteht aus Stickstoff (78%), Sauerstoff (21%), Argon (1%), CO₂ (0,0370% bzw. 370 ppm) und verschiedenen Spurengasen. In Abhängigkeit von der Temperatur können zusätzlich bis zu 4% Wasserdampf enthalten sein. Diese Zusammensetzung verdanken wir der Verwitterung und der biologischen Evolution. Die Atmosphäre in der Frühzeit der Erde bestand im wesentlichen aus CO₂, N₂ und Wasserdampf, in geringeren Mengen auch aus CO, H₂S, CH₄, NH₃ und Argon. Über einen Zeitraum von vier Milliarden Jahren wurden durch den Kohlenstoffkreislauf gewaltige Mengen an Kerogen (fein verteiltes organisches Material in Sedimentgesteinen) und Kalkgesteinen (Karbonate) in der Erdkruste gespeichert (Schidlowski 1988, 1993). Rechnet man die darin enthaltene Menge an CO₂ um, kommt man auf eine Zusammensetzung der "Uratmosphäre" mit etwa 95 % CO₂ bei einem Druck von 80 bis 100 bar. Eine solche Atmosphäre ähnelt den Verhältnissen auf der Venus. Die Entstehung des Lebens fand also unter vollkommen anderen Bedingungen als heute statt (Oschmann et al. 2002).

Ein großer Unsicherheitsfaktor bei diesen Abschätzungen ist der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre. Wasserdampf ist ein sehr wirksames Treibhausgas, allerdings hängt sein Gehalt in der Atmosphäre von der Temperatur ab. Treibhausklimabedingungen sind vermutlich immer auch mit höheren Wasserdampfanteilen in der Atmosphäre verbunden und daher mit dem CO₂-Anteil positiv rückgekoppelt. Der Einfluß von Wasserdampf und CO₂ kann in der Paläoklimatologie nicht getrennt werden. Unsicher und nicht quantifizierbar ist damit auch Art und Umfang der Bewölkung.

Für die Zirkulation der Atmosphäre in der Erdgeschichte gilt, dass sie den gleichen physikalischen Gesetzmäßigkeiten gehorcht wie heute. Trotzdem muss wegen der verschiedenen Klimatypen, Eishaus- und Treibhausklima, mit höherem, bzw. wesentlich niedrigerem Äquator-Pol-Temperaturkontrast und wegen der anderen Kontinentverteilung stark abstrahiert werden. In Abb. 6 ist die troposphärische Zirkulation (im Nordsommer) für einen hypothetischen, rautenförmigen "Mega-Kontinent" auf der Basis einer dreizelligen Zirkulation (tropische Hadley-Zelle, Ferrel-Zelle und Polarzelle) dargestellt. Diese Situation begünstigt eine starke meridionale Zirkulation, wie sie in der Erdgeschichte zu Zeiten von Pangaea vor etwa 280 bis 190 Millionen Jahren herrschte (z.B. Kutzbach & Gallimore 1989; Hay et al. 1990 a, b; Parrish 1993; Oschmann 2002; Röhl et al. 2001). Ein typisches Merkmal unseres heutigen Klimas sind die polaren Hochdruckgebiete (wegen der polaren Eiskappen), und die Polarfront an der Grenze Ferrel-Zelle zu Polarzelle. Während Treibhausklimaphasen war das Frontensystem wahrscheinlich deutlich schwächer und weiter polwärts verschoben. Möglicherweise fehlte es während der Sommermonate ganz (z.B. Oschmann 1990).

Für einige Abschnitte der jüngeren Erdgeschichte (vor allem seit der Oberkreide, seit etwa 100 Millionen Jahren) gibt es ausreichend Proxi-Daten für die Oberflächenwassertemperaturen der Ozeane und Kontinente, erstellt z. B. anhand der Sauerstoffisotopie von Planktonorganismen und Blattformen der Landpflanzen (siehe Box S. 11). Auf Basis dieser Daten lassen sich die Atmosphärentemperaturen und die Zirkulationsmuster modellieren (z. B. Barron & Peterson 1991; Barron 1992; Barron et al. 1995). In der Erdgeschichte mit bekannter Paläogeographie aber unzureichenden Proxidaten wird versucht, durch Abstraktion der heutigen Verhältnisse die atmosphärische Zirkulation qualitativ zu beschreiben (Parrish & Curtis 1982; Parrish et al. 1982, Oschmann 1990, Gyllenhaal et al. 1991).

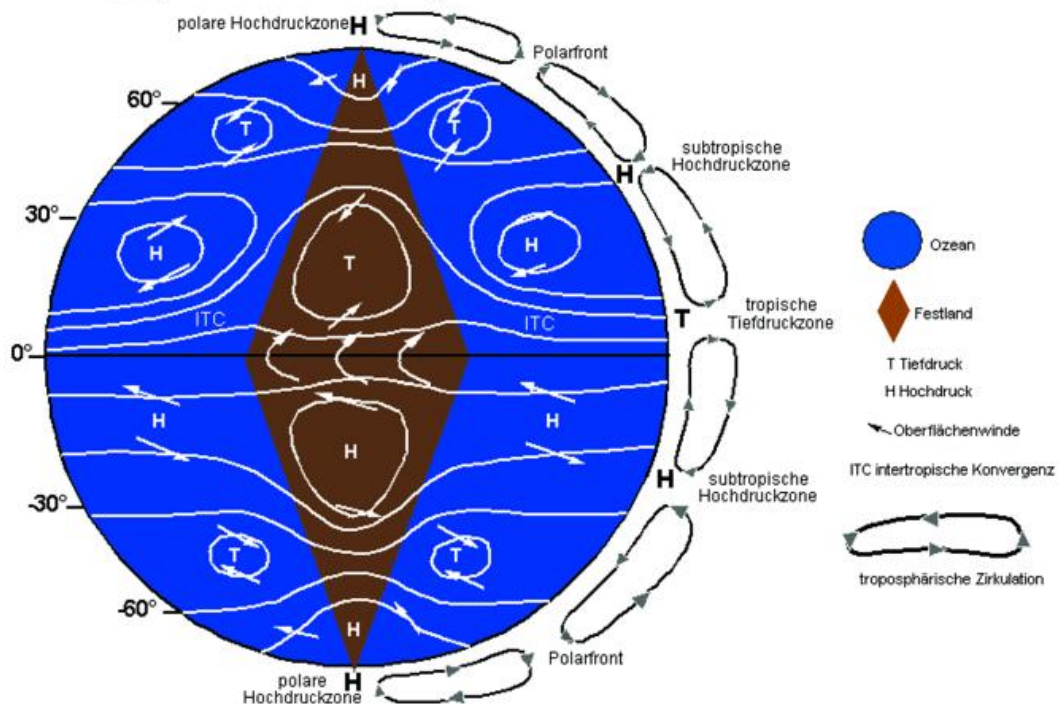
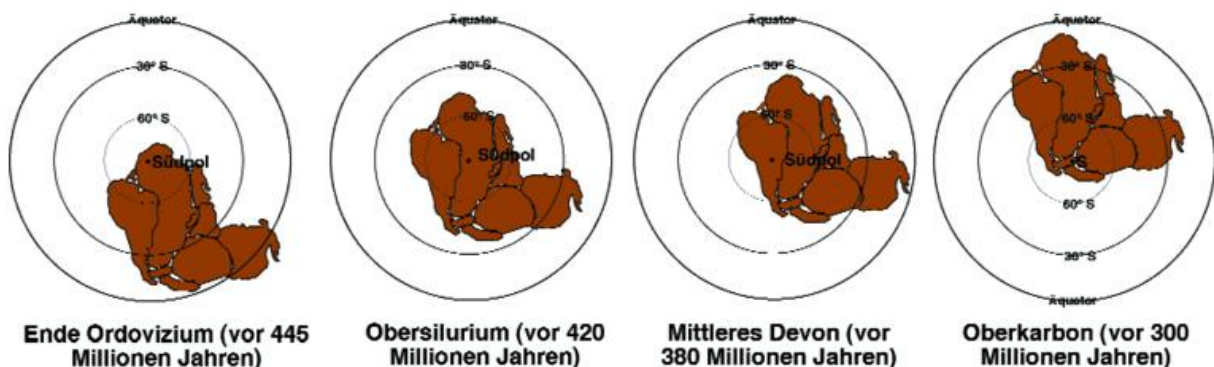


Abb. 6 Globales Zirkulationsschema für einen hypothetischen "Mega-Kontinent" im Nordsommer. Diese Situation führt zu einer verstärkt meridionalen Zirkulation (nach Hay et al. 1990 a, b, und Oschmann 1990).

Kryosphäre

Als Kryosphäre werden Eispanzer in den Polarregionen auf Kontinenten, wie heute in Grönland und der Antarktis, bezeichnet. In der Erdgeschichte gab es mindestens fünf große Vereisungsphasen in denen sich großflächige und kilometerdicke kontinentale Eismassen bildeten. Die Dauer dieser Eiszeiten betrug bis zu einigen 100 Millionen Jahren. Allerdings wechselten sich innerhalb dieser Zeiträume Vereisungs- und Warmphasen in kürzeren Zeitintervallen ab. Die Entstehung der fünf großen Vereisungsphasen in der Erdgeschichte sind mit Evolutionsschüben verbunden, die neue Primärproduzenten hervorbrachten. Jede evolutive Weiterentwicklung erhöhte die Biomasse. Durch die Entwicklung immer stabilerer Zellwand- und Stützgewebe wurde immer mehr organisches Material als Kerogen in die Gesteine eingelagert und nicht wieder zu CO_2 zersetzt (z.B. Berner 1997). Diese Defizite im CO_2 -Haushalt sind vermutlich die wichtigste Voraussetzung für Eiszeiten.

Eine entscheidende Rolle spielt auch die Verteilung der Kontinente auf der Erdoberfläche. Das beste Beispiel ist die Wanderung des großen Südkontinents Gondwana (bestehend aus Afrika, Antarktika, Australien, Arabien, Indien und Südamerika) über den Südpol (Caputo & Crowley 1985; Abb. 7). Ausgedehnte Festlandsvereisung war nur möglich, wenn dieser große Kontinent sich in Polrandlage befand (Ende Ordovizium und Oberkarbon). Bei zentraler Polposition in der Mitte des Kontinents (Obersilurium) lagen die niederschlagsreichen Randgebiete bereits in mittleren Breiten zwischen 30° und 50° . Das trockene Innere des Riesenkontinents konnte nicht vereisen. Die Situation im Mittleren Devon stellt einen Übergang dar, bei der es zu einer schwächeren, lokalen Vereisung in Südamerika gekommen ist.



Größe:

Antarktis: 14 Millionen km^2 Australien: 8 Millionen km^2 Südamerika: 17 Millionen km^2
 Afrika: 30 Millionen km^2 "Arabien u. Indien": 7 Mill. km^2 **Gondwana: ~75 Millionen km^2**

Abb. 7 Vier skizzenhafte Polpositionen des großen Südkontinents Gondwana (bestehend aus Afrika, Antarktika, Australien, Arabien, Indien und Südamerika). Ausgedehnte Festlandsvereisungen entstanden nur, wenn dieser große Kontinent sich in Polrandlage befand (Ende Ordovizium und Oberkarbon)

Geosphäre und Biosphäre

In der Geosphäre steckt heute der bei weitem größte Teil des irdischen Kohlenstoffs im Kerogen (organische Reste) und in den Kalkgesteinen. Die darin enthaltene Menge entspricht mehr als der 100.000-fachen Menge der heutigen Atmosphäre. Zurückgerechnet in CO_2 ergibt sich daraus die Zusammensetzung der "Uratmosphäre" mit etwa 95 % CO_2 bei einem Druck von 80 bis 100 bar (siehe oben).

Durch die fortschreitende Evolution im Verlauf der Erdgeschichte tritt die Biosphäre als treibender Motor für den Kohlenstoffkreislauf und die Klimaentwicklung immer stärker in den Vordergrund. Zum einen erhöht sich die Menge an Biomasse gewaltig. Vor allem mit der Ausbildung der terrestrischen Waldökosysteme steigt die Biomasse um das Tausendfache. Zusätzlich entwickeln in der Erdgeschichte die Primärproduzenten (chemo- und photoautotrophe Bakterien, Phytoplankton und Landpflanzen) immer resistenteres Zellwand- und Stützgewebe. Diese werden (und wurden) bei der Zersetzung nur noch teilweise zu CO_2 und H_2O zurückverwandelt und damit langfristig in der Geosphäre gespeichert. Die organischen Anteile der Geosphäre, das Kerogen, reichern sich unter günstigen Bedingungen zu fossilen Brennstoffen an. Seit etwa 150 Jahren wurden und noch einige Jahrzehnte werden Erdöl- und Erdgasreserven verbraucht, die zu ihrer Entstehung viele 100 Millionen Jahre gebraucht haben. Die Langzeitspeicherefunktion der Geosphäre wird damit aufgehoben.

Klima durch die Erdgeschichte.

Im Wesentlichen wird das Klima in die Erdgeschichte von der gegenläufigen Entwicklung im CO_2 -Gehalt der Atmosphäre und der Strahlungsenergie der Sonne bestimmt. Während die Sonnenenergie etwa gleichförmig zunimmt, verläuft der Rückgang im CO_2 -Gehalt in Schüben, verursacht durch Verwitterung, Kalkbildung und biogene CO_2 -Bindung (Abb. 8). Dadurch kommt es im Verlauf der Erdgeschichte zu einem mehrfachen Wechsel von Warm- und Kaltphasen. Ob dabei großflächige Vereisungen auftreten können, hängt zusätzlich von anderen überlagernden Klimafaktoren, wie z.B. der Kontinentverteilung, ab.

Die folgende Darstellung soll und kann nur einen generalisierten Überblick der wechsellagen Klimageschichte geben.

Die ersten zwei Milliarden Jahre

Vor 4,5 Milliarden Jahren war die Erde glutflüssig mit Temperaturen an der Oberfläche von $> 1200^\circ\text{C}$. Die hohen Temperaturen haben mehrere Ursachen. Sie resultierten aus der adiabatischen Aufheizung bei der Bildung des Sonnensystems, aus der Energie heftiger Meteoriteneinschläge und Protoplanetenkollisionen in der späten Akkretionsphase (ein solches Ereignis führte zur Mondbildung) und aus dem Zerfall kurzlebiger Radionuklide. In der Bildungsphase des Sonnensystems durchlief unsere Sonne zusätzlich die kurze T-Tauri-Phase, in der sie eine variierende aber z.T. vielfach höhere Strahlungsenergie lieferte (Smoluchowski 1989). Zu dieser Zeit gab es keine dauerhafte Atmosphäre oder Ozean auf der Erde.

In der Folgezeit stabilisierte sich die Sonne als Hauptreihenstern. Die Strahlung betrug zunächst nur etwa 70% des heutigen Wertes, steigerte sich aber langsam bis heute (Newman Rood 1977; Gilliland 1989). Die Oberfläche der Erde kühlte langsam ab und bildete durch Ausgasung des Mantels eine Atmosphäre. Möglicherweise ging diese durch extreme Meteoriteneinschläge mehrfach wieder verloren und wurde neu gebildet. Der Druck der frühen Atmosphäre betrug möglicherweise 80 bis 100 bar, bei einem sehr hohen Wasserdampf und CO₂-Anteil. In der Erdatmosphäre war damals möglicherweise mehr als 100.000 mal soviel CO₂ vorhanden wie heute. Die geringere Strahlung der jungen Sonne wurde dadurch kompensiert. Die Mengenangaben für den CO₂-Gehalt in der frühen Atmosphäre differieren erheblich (z. B. Jenkins 1991; Kasting 1992a, b; Kasting et al. 1992, Walker 1990; Eriksson et al. 1998). Eine vernünftige Annahme beruht darauf, dass Venus und Erde bei der Akkretion etwa gleich viel CO₂ erworben haben. Auf der Venus gibt es etwa 6×10^{20} kg CO₂. Wenn man alle oberflächennahen Reservoirs der Erde addiert, ergibt sich eine Äquivalentmenge von 8×10^{19} kg CO₂ (Abb. 4.). Die Differenz, etwa der Faktor 7, steckt wahrscheinlich noch im Erdmantel. Es ist plausibel davon auszugehen, dass ein Großteil des heute lithosphärisch gebundenen CO₂ früher gasförmig in der Atmosphäre enthalten war. Eine ähnliche Abschätzung kann für den Wassergehalt der Erde gemacht werden. Die Ozeane beinhalten etwa $1,4 \times 10^{20}$ kg flüssiges Wasser. Dazu kommt nochmal die etwa 7-fache Menge, die im Erdmantel gespeichert ist. Das Wasser der Ozeane war zunächst als Dampf in der Atmosphäre enthalten. Die frühe Atmosphäre der Erde dürfte demnach sehr dicht gewesen sein.

Klimaproxis: Datenträger für Paläoklimainformationen

Anzeiger für arides Klima (Beispiele)

Fossile Dünen sind Indikatoren für ein arides Klima und weitgehend konstante Windrichtungen.

Redbeds (Rotsedimente) sind Anzeiger für warme und trockene Gebiete, heute zwischen 40°N und 40°S zu finden;

Evaporite (Eindampfungsgesteine) sind in den Subtropen zwischen 15 -30°, z.T. auch im Inneren der Kontinente niedriger und hoher Breiten anzutreffen.

Calcrete (Caliche) sind durch Verdunstung entstandene Kalkkrusten auf ariden Böden.

Carneole sind durch Verdunstung entstandene Kieselsäureausfällungen auf ariden Böden.

Karbonate (Kalkgesteine) gelten als Anzeiger für flachmarine Bereiche in einem warmtrockenen Klima. (Man kennt mittlerweile auch Kaltwasser-Karbonate.)

Anzeiger für humides Klima (Beispiele)

Laterite (Fe und Al reiche Roterde) und **Bauxite** (Al reiche Erde) sind Verwitterungsprodukte bei warm-humidem Klima am Festland.

Kohlen sind Anzeiger für humides Klima von den Tropen bis in kühl gemäßigte Zonen. Kohle bildet sich aus Landpflanzen, die seit dem Silur vorkommen.

Nachdem die Oberfläche der Erde sich ausreichend abgekühlt hatte, bildete sich durch Differenziation aus dem Mantel eine dauerhafte Kruste (Kontinente) und die Ozeane regneten aus der Atmosphäre ab. Nun konnte viel CO_2 physikalisch und chemisch im Ozean gelöst werden. Zusätzlich wurde durch den nun einsetzenden Silikat-Karbonat-Kreislauf über die Verwitterung und Kalkbildung sehr viel CO_2 gebunden und auf der kontinentalen Kruste abgelagert und damit dem Recycling über die Subduktion entzogen. Allmählich machte sich auch die Primärproduktion der Bakterien bemerkbar und erhöhte zusätzlich den CO_2 -Verbrauch (Eriksson et al 1998; Schidlowski 2001; Oschmann et al 2002).

Diese früheste Phase der Erdgeschichte ist nicht bzw. nur sehr dürftig überliefert. Die ältesten Minerale sind etwa 4,3 Milliarden, die ältesten Gesteine etwa 4 Milliarden Jahre alt. Informationen aus der Zeit davor stammen von Meteoriten, unseren benachbarten Himmelskörpern und theoretischen Überlegungen. Älteste Nachweise des Verwitterungskreislaufs (und damit von flüssigem Wasser) gehen auf mindestens 4 Milliarden Jahre zurück. Die mutmaßlich ältesten Bakterien sind 3,5 Milliarden Jahre alt (zur kontroversen Diskussion siehe: Schopf & Packer 1987, Schopf et al. 2002, Brasier et al. 2002). Wahrscheinlich gehen flüssiges Wasser und bakterielles Leben auf der Erde viel weiter in die Erdgeschichte zurück, vermutlich deutlich jenseits von 4 Milliarden Jahren (zur kontroversen Diskussion siehe z. B.: Eriksson et al. 1998; Schidlowski 2001, Oschmann et al. 2002; Zuilen et al. 2002; Abb. 8).

Die erste große Eiszeit (2,5 bis 2,3 Milliarden Jahre)

Die Phase der langsamen Abkühlung und des stetigen CO_2 -Verbrauchs hielt bis etwa 2,5 Milliarden Jahre vor heute an. Schließlich unterschritt das Energiebudget der Erde den kritischen Wert und die erste große Eiszeit, die etwa 200 Millionen Jahre dauerte, setzte ein (Jenkins 1991; Kasting 1992a, b; Kasting et al. 1992; Walker 2000). (Zum Vergleich, das Zeitalter der Dinosaurier war mit 135 Millionen Jahren deutlich kürzer.) Sehr wahrscheinlich handelt es sich nicht um eine durchgehende Eiszeit, sondern um mehrere sich mit Warmzeiten abwechselnde Vereisungsphasen. Wenn die organische Produktion und die Rate der chemischen Verwitterung hoch waren, wurde viel CO_2 verbraucht und die Erde vereiste. Dadurch kam die bakterielle Produktion und die chemische Verwitterung weitgehend zum Erliegen und der CO_2 -Wert stieg wieder an. Als Folge hörte die Vereisung wieder auf. Dieser Wechsel wiederholte sich, bis die Solarstrahlung, die inzwischen auf etwa 85% des heutigen Wertes gestiegen war, den Mangel an CO_2 kompensierte. Am Ende der Eiszeitperiode treten die ersten Rotsedimente auf, die ihre Farbe durch sedimentäre Mineralbildungen mit 3-wertigem Eisen bekommen. Zur Bildung dieser Minerale muss in der Atmosphäre freier Sauerstoff vorhanden gewesen sein. Die zunehmende Bedeutung des biogenen Kreislaufs ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2$) wird dadurch deutlich (Eriksson et al 1998; Schidlowski 2001; Oschmann et al 2002; Abb. 8).

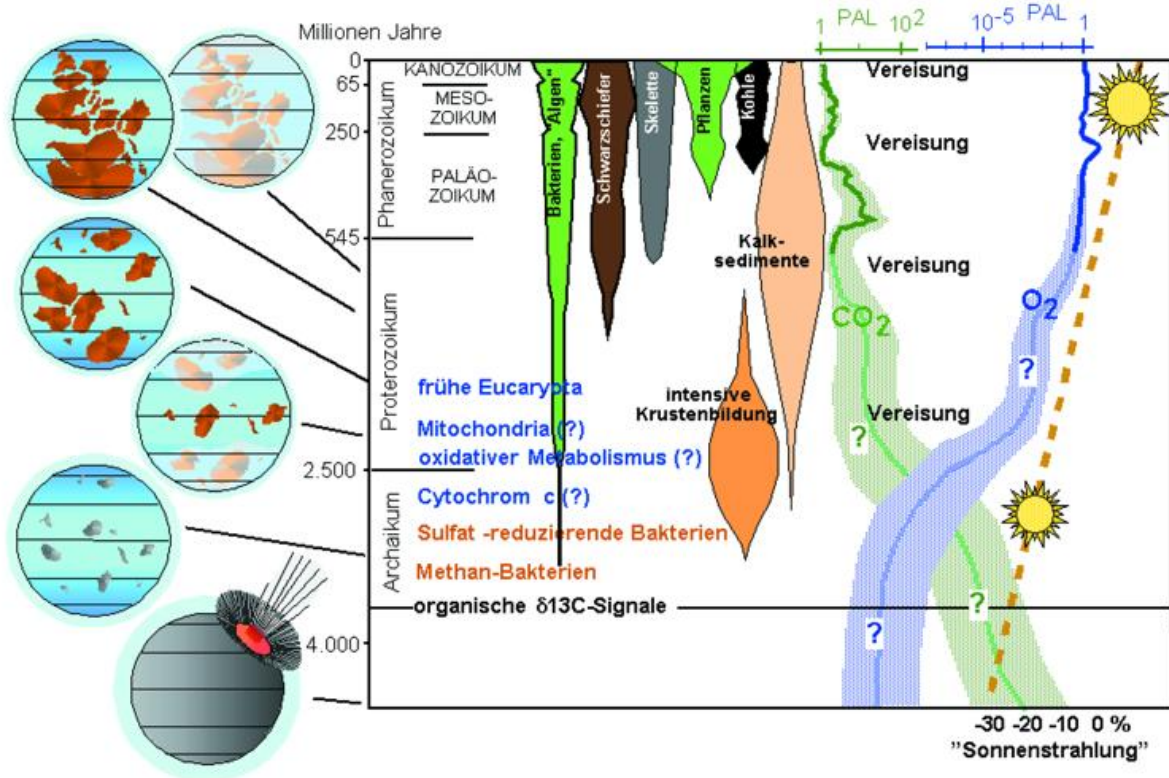


Abb. 8 Zusammenfassende Darstellung der Evolution und der klimarelevanten Faktoren der Erdgeschichte. Die geringere Strahlung der jungen Sonne wird durch die hohen CO_2 -Werte in einer Venus-ähnlichen Atmosphäre kompensiert. Allmählich wird durch die Verwitterung und die Primärproduktion der CO_2 -Gehalt stark erniedrigt. In der Folgezeit ereignen sich immer wieder Eiszeitperioden. Die vier größten sind hier verzeichnet.

Der Planet der Bakterien und Einzeller (2,5 bis 0,9 Milliarden Jahre)

Bakterien sind in großer Vielfalt auf der Erde präsent und halten durch ihre Stoffwechsel den CO_2 -Wert etwa auf einem Vielfachen (eventuell 20 fachen) des heutigen Wertes. Der Sauerstoffwert in der Atmosphäre und im Oberflächenwasser der Ozeane stabilisierte sich auf etwa 0,5 bis 1% des heutigen Wertes, und ließ damit vielfältige anoxische und oxische, autotrophe und heterotrophe Stoffwechselwege zu. Die Bakterien entwickelten die Fähigkeit sich zu vielzelligen, aber überwiegend undifferenzierten Aggregaten zusammen zu lagern. Den entscheidenden Impuls für die Höherentwicklung gab aber die Inkorporation von kleinen oxischen, heterotrophen und autotrophen Bakterien als funktionale Einheiten in andere Bakterien. Durch diese Endosymbiose entstanden vor etwa 2,3 Milliarden Jahren tierische und pflanzliche Eucariota (Einzeller mit echtem Zellkern) mit deutlich stabileren Zellwandstrukturen als bei den Bakterien. In der Folgezeit wurde durch eine gesteigerte organische Produktion und die Einbettung der zersetzungsresistenten Zellwandstrukturen in die Lithosphäre, der Atmosphäre erneut viel CO_2 entzogen (Abb. 8). Verstärkt wurde dieser Trend zusätzlich durch die, vor etwa 1,5 Milliarden Jahren auftauchenden, mehrzelligen Organismen (Kandler 1994, Grasshoff & Gudo 2002, Oschmann et al. 2002).

Die zweite große Eiszeit (900 bis 600 Millionen Jahre)

Diese Eiszeitperiode war durch viele längere Warmphasen unterbrochen und wird deshalb heute oft in mehrere separate Vereisungen unterteilt. Hier wird sie als ein Ereignis behandelt, weil die Ursachen der Vereisungen mit der hohen Bakterien- und Planktonproduktion, sowie mit dem langsamen Aufblühen der mehrzelligen Algen zusammenhängen. Vermutlich war es die gravierendste Vereisungsperiode, die es je auf der Erde gab, bei der selbst niedrige Breiten bis in die Äquatorregion betroffen waren. Man spricht deshalb auch in dieser Zeit vom "Schneeball Erde" (Abb. 8, Jenkins 1991, Hoffmann 1998).

Das Aufblühen der marinen Vielzeller (570 bis 440 Millionen Jahre)

Nach Abklingen der extremen Eiszeit erreichte die Sonnenstrahlung etwa 96 % des heutigen Wertes. Der CO₂-Gehalt der Atmosphäre lag vermutlich 15- bis 20-mal höher als heute. Damit herrschte auf der Erde ein bis in hohe Breiten ausgeglichenes Klima (Berner 1991). Der Sauerstoffgehalt der Atmosphäre erreichte einige Prozent und erlaubte vielfältiges pflanzliches und tierisches Leben (Abb. 9). In diese Phase fiel auch die Entwicklung der Hartteile (Knochen und Kalkschalen, sowie pflanzlicher Stützgewebe), die in der Folgezeit eine starke Zunahme der Diversität und der Individuengröße der Organismen förderte.

Die dritte Eiszeit (460 bis 430 Millionen Jahre)

Diese Vereisungsphase war nicht so gravierend und auf die Südpolregion beschränkt, die im Bereich der heutigen Sahara lag (Abb. 7 und 9). Die Ursache lag wahrscheinlich in der Entstehung der Landpflanzen, die in diesem Zeitintervall begannen, sich am Festland zu etablieren. Der CO₂-Gehalt der Atmosphäre sank auf etwa den 10-fachen heutigen Wert (Berner 1991; Crowley & North 1991; Frakes Francis & Syktus 1992).

Die Entwicklung der Waldökosysteme (430 bis 330 Millionen Jahre)

Bereits relativ kurze Zeit nach der ersten Besiedlung des Festlands durch Pflanzen entstanden verholzte Gewächse, die bald Bäume und nach und nach richtige Waldökosysteme bildeten. Dadurch wuchs die Biomasse auf Kosten des atmosphärischen CO₂. Die aus Lignin und Zellulose bestehenden Stützgewebe der Bäume wurden zum Teil in der Lithosphäre gebunden. Vor etwa 360 Millionen Jahren kam es zu einer regional begrenzten Vereisung in Südamerika, das damals in der Südpolregion lag (Abb. 7 und 9). Der Sauerstoffgehalt der Atmosphäre näherte sich den heutigen Werten (Berner 1991, 1997; Crowley & North 1991; Frakes et al. 1992).

Die vierte Vereisungsphase (320 bis 270 Millionen Jahre)

Die vierte Vereisungsphase betraf weite Teile des großen Südkontinents Gondwana (Abb. 7 und 9). Betroffen waren vor allem Südamerika, das südliche Afrika, die Antarktis, Indien und Australien. Durch Kontinentkollisionen formte sich der Superkontinent Pangaea. Die plattentektonische Aktivität kam dadurch vorübergehend zum Stillstand und der CO₂-Ausstoß durch Vulkanismus verringerte sich. Zusätzlich breiteten sich die Waldökosysteme aus und erreichten erstmals globale Dimensionen. Auf Kosten des atmosphärischen CO₂ wuchs der Anteil des biogen gebundenen und in der Lithosphäre gespeicherten Kohlenstoffs stark an. Die CO₂-Werte lagen, bei geringerer Sonnenstrahlung, in der gleichen Größenordnung wie heute. Der atmosphärische Anteil an Sauerstoff lag wahrscheinlich höher als heute (Crowley et al. 1989; Crowley & Baum 1992; Kutzbach & Gallimore 1989; Berner 1991, 1997; Crowley & North 1991; Frakes et al. 1992).

Das warme Mesozoikum (270 bis 35 Millionen Jahre)

Vom ausgehenden Paläozoikum bis in das frühe Tertiär herrschte auf der Erde ein Klima ohne großflächige Vereisungen. Mit der Entwicklung der Landtierwelt (Amphibien, Reptilien, Insekten usw.) im ausgehenden Paläozoikum übernahmen heterotrophe Organismen eine wichtige Rolle beim Recycling des organischen Materials und somit als CO₂-Produzenten. Zusätzlich wirkte sich die Zunahme der Sonnenenergie, und das Zerschneiden von Pangaea mit der verbundenen Erhöhung des vulkanischen CO₂-Ausstoßes auf das Klima aus (Abb. 9).

Solange Pangaea existierte (bis etwa 190 Millionen Jahre) war das Klima extrem kontinental geprägt mit riesigen innerkontinentalen Wüstengebieten und einer starken, saisonal wechselnden, meridionalen Zirkulation (Kutzbach & Gallimore 1989; Parrish 1993; Röhl et al. 2001; Oschmann 2002). Nach dem Zerschneiden von Pangaea stellten sich global warm-humide Bedingungen ein, die bis in hohe Breiten reichten (z. B. Parrish & Spicer 1988; Spicer & Parrish 1990). Vor etwa 100 Millionen Jahren erreichte diese Warmperiode ihren Höhepunkt mit ungewöhnlich hohen Temperaturen im tiefen Ozean von 14 bis 16 °C (Crowley & North 1991; Frakes et al. 1992). Etwa zu dieser Zeit setzten sich neue Phytoplanktontypen im Ozean durch und auf dem Festland wurden die Blütenpflanzen dominant. Der Anteil der Biosphäre erhöhte sich damit noch einmal auf Kosten des atmosphärischen CO₂-Anteils.

Die fünfte Vereisungsphase (35 Millionen Jahre bis heute)

Die letzte große Eiszeitperiode begann vor etwa 35 Millionen Jahren mit der Vereisung der Antarktis, die sich seit dieser Zeit als isolierter, relativ kleiner Kontinent in zentraler Südpolposition befindet. Sie wird durch eine ringförmige Wind- und Wasserzirkulation vom Austausch mit den wärmeren, niederen Breiten abgeschirmt. Dadurch kühlte das Wasser um die Antarktis ab und sank in die Tiefen der Ozeane. Durch diesen Prozess sind die Weltmeere heute 12 bis 14° kälter als vor 70 Millionen Jahren. Seit etwa 3 Millionen Jahren ist auch die Nordpolarregion permanent vereist. Seit

etwa einer Million Jahre gab es 10 Phasen ausgedehnter Kontinentvereisung auf der Nordhemisphäre. Die Eisschilde von mehreren Kilometer Dicke reichten in Nordamerika bis zu den Großen Seen und von Skandinavien bis nach Mitteleuropa. Auch unser heutiges Klima gehört zu dieser Eiszeit, auch wenn wir gegenwärtig in einer eher wärmeren Zwischenphase leben (Wolfe 1978; Douglas & Woodruff 1981, Berner 1991, 1997; Crowley & North 1991; Frakes et al. 1992).

Die Ursache dieser jüngsten Eiszeit liegt in der Entstehung neuer Phytoplanktonorganismen, die heute die marine Primärproduktion bestimmen, und vor allem im Aufkommen der Blütenpflanzen vor etwa 100 Millionen Jahren, die den biogenen Kohlenstoffanteil nochmals auf Kosten des atmosphärischen CO_2 erhöhten (Abb. 8 und 9). Obwohl die Sonnenenergie auch in den letzten 100 Millionen Jahren weiterhin leicht zugenommen hat, konnte dadurch das CO_2 -Defizit nicht ausgeglichen werden.

Abb. 9 Zusammenfassende Darstellung der klimarelevanten Faktoren der jüngeren Erdgeschichte und die wesentlichen evolutiven Erneuerungen. Als steuernder Faktor tritt die terrestrische Primärproduktion immer stärker in den Vordergrund (siehe Klappkarte).

Abb. 10 Darstellung von 4,5 Milliarden Jahren Erd- und Lebensgeschichte anhand einer Zeitspirale mit der Gliederung in der Erdzeitalter und Systeme. Aus der Frühphase der Erde, dem Hadäikum, gibt es auf der Erde keine Überlieferungen. Archaikum und Proterozoikum sind die Zeitalter der Bakterien und Einzeller. Bereits in diesen Zeiten steuert die Biosphäre entscheidend das Klima der Erde. Erst mit Beginn des Phanerozoikums gibt es Makrofossilien mit Hartteilen. In der Folgezeit verläuft die evolutive Entwicklung und mit ihr gekoppelt die Klimaentwicklung sehr rasch (siehe Klappkarte).

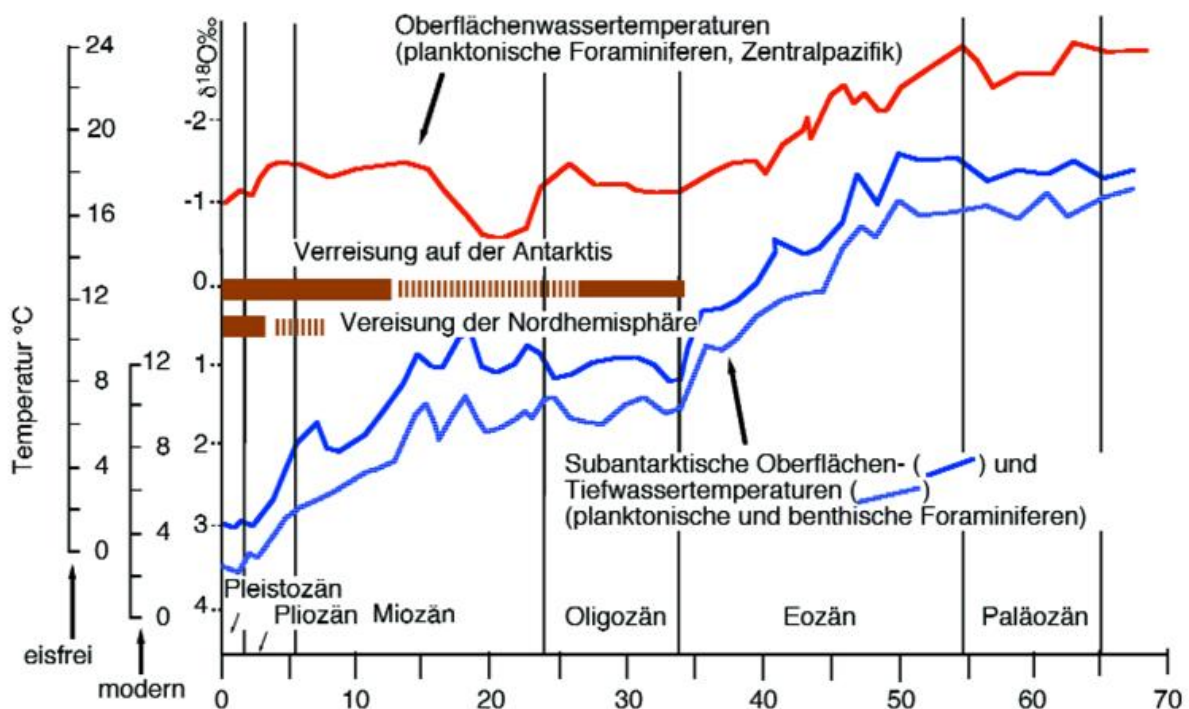


Abb. 11 Über die Sauerstoffisotopie der Schalen kleiner Einzeller lässt sich die Wassertemperatur zu Lebzeiten dieser Organismen bestimmen. Die Schalen planktonischer und benthischer Einzeller (Foraminiferen) aus dem subantarktischen Meeresbereichen zeigt, dass die Wassertemperatur an der Oberfläche und in großer Tiefe seit 70 Millionen Jahren etwa im gleichen Umfang um 12 bis 14°C abgenommen hat. Planktonischer Foraminiferen aus dem subäquatorialen Pazifik zeigen, dass die tropisch-subtropischen Regionen im gleichen Zeitraum nur um 4 bis 6°C abkühlten. Am Meeresboden der tiefen Ozeane ist das Wasser heute relativ einheitlich etwa 2° kalt.

Wenn man die Klimageschichte Revue passieren lässt, ist es faszinierend zu sehen, wie das Zusammenspiel der verschiedenen Faktoren seit 4 Milliarden Jahren die Erde im "vitalen Fenster" hält und damit die Entstehung des Lebens und die Evolution immer komplexerer Organismen und Ökosysteme ermöglicht hat.

Als Prognose für die nahe Zukunft (Dekaden bis Jahrhunderte) zeichnet sich ein CO₂-Überschuss ab. Dabei spielt vor allem die Waldrodung eine Rolle, wobei die Biosphäre als Verbraucher und Speicher von CO₂ reduziert wird. Von noch größerer Bedeutung ist der Verbrauch der fossilen Brennstoffe, was die Rolle der Geosphäre als Langzeitspeicher aufhebt. Über Jahrmillionen als Kerogen gespeicherter Kohlenstoff wird in wenigen Jahrhunderten als CO₂ wieder freigesetzt.

Die Prognose für die ferne Zukunft (10⁶ bis 10⁹ Jahre) lässt aufgrund der bisherigen erdgeschichtlichen Klimaentwicklung eher ein CO₂-Defizit erwarten. Die Biosphäre wird als Speicher und Verbraucher weiter der Atmosphäre CO₂ entziehen. Der plattentektonische Zyklus als Motor des Silikat-Karbonat-Kreislaufs wird langsamer, wodurch der CO₂-Verbrauch die Nachlieferung übersteigen wird. Im gleichen Zeitrahmen wird aber die Strahlungsintensität der Sonne weiter zunehmen. Ob und welche Rolle der Mensch in solchen Zeitskalen spielen wird ist nicht vorhersehbar.

Literatur

- Barron, E. J. & Peterson, W. H. (1991). „The Cenozoic ocean circulation based on ocean General Circulation Model results.“ *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 83: 1-28.
- Barron, E. J. (1992). „Lessons from past climates.“ *Nature*, 360: 533.
- Barron, E. J., Fawcett, P. J. & Peterson, W. H. (1995). A simulation of mid-Cretaceous climate. *Paleoceanography* 10(5): 953-962.
- Berner, R. A. (1997): The Rise of Plants and Their Effect on Weathering and Atmospheric CO₂, *Science*, Vol. 276.
- Berner, R. A. (1991). „A model for atmospheric CO₂ over time.“ *American Journal of Science* 291: 339-376.
- Berner, R. A., Lasaga, A. C., & Garrels, R. M. (1983). The Carbonate-Silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric Carbon Dioxide over the past 100 million years. *American Journal of Science*, 283, 641-683.
- Bond, G. C. D., Kominz, W. J., Beavan, M. A. & McManus, J. (1993). „Evidence of astronomical forcing of the Earth's climate in Cretaceous and Cambrian times.“ *Tectonophysics* 222: 295-315.
- Gilliland, R. L. (1989): Solar evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecol. (Global Planet. Change Sect.)*, 75: 35-55.
- Caputo, M. V. & Crowley, T. J. (1985). Migration of glacial centers across Gondwana during the Paleozoic era.- *Geol. Soc. Am. Bull.* 96, 1020-1036.
- Crowley, T. J. & Baum (1992). Modeling late Paleozoic glaciation. *Geology*, 507-510.
- Crowley, T. J., Hyde, W. T., & Short, D. A. (1989). Seasonal cycle variations on the supercontinent of Pangaea. *Geology*, 17, 457-460.
- Crowley, T. J. & North, G. R. (1991). *Paleoclimatology*. Oxford University Press; S. 171-182.
- Douglas, R. G.; Woodruff, F. (1981): Deep sea benthic foraminifera.- in: Emiliani, C. (ed.): *The oceanic lithosphere. The sea*, 7, New York, Wiley.
- Dalziel, I. W. D. (1991): Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjuncted rift pair. Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent.- *Geology*, 19: 598-601.
- Eriksson, P. G., Condie, K. C., Tirsgaard, H., Mueller, W. U., Altermann, W., Miall, A. D., Aspler, L. B., Catuneanu, O., Chiarenzelli, J.R. (1998): Precambrian clastic sedimentation systems. In: Eriksson-P-G, Tirsgaard-H., Mueller-W-U (eds.): *Precambrian clastic sedimentation systems. Sedimentary Geology*. 120: 5-53.

- Frakes, I. A., Francis, J. E. & Syktus, J. I. (1992). *Climate Modes of the Phanerozoic*. Cambridge: Cambridge University Press, 274 pp.
- Gyllenhaal, E. D., Engberts, C. J., Markwick, P. J., Smith, L. H., & Patzkowsky, M. E. (1991). The Fujita- Ziegler model: a new semi-quantitative technique for estimating paleoclimate from paleogeographic maps. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 86, 41- 66.
- Hay, W. W., Barron, E. J., & Thompson, S. L. (1990). Results of global atmospheric circulation experiment on earth with a meridional pole-to-pole continent. *Journal Geological Society London*, 147, 385-392.
- Hay, W. W., Barron, E. J.; Thompson, S. L. (1990). „Global atmospheric circulation experiments on an earth with polar and tropical continents.“ *Journal Geological Society London* 147: 749-757.
- Hofmann, P. F., Kaufmann, A. J., Halverson, G. P. & Schrag, D. P. (1998): A neoproterozoic Snowball earth.- *Science* 281: 1342-1346.
- Imbrie, J. (1985). A theoretical framework for Pleistocene ice ages. *Journal Geological Society London* 142: 417- 432.
- Jenkins, R. J. F. (1991): The early environment.- In: Bryant, C. (ed.): *Metazoan life without oxygen*. p. 38-64; London.
- Kandler, O. (1994): The early diversification of life.- In: Bengtson, S. (ed.): *Early life on earth*. 152-160, Columbia University Press; New York.
- Kasting, J. F. (1992a). Paradox lost and paradox found. *Nature*, 676-677.
- Kasting, J. F. (1992b). Proterozoic climates: the effect of changing Atmospheric Carbon Dioxide Concentration. In Schopf J. W. & Klein C. (Eds.), *The Proterozoic biosphere -a multidisciplinary study* (pp. 165-168). Cambridge, University Press.
- Kasting, J. F., Holland, H. D., & Kump, L. R. (1992). Atmospheric Evolution: the rise of oxygen. In: Schopf J. W. & Klein C. (Eds.): *The Proterozoic biosphere -a multidisciplinary study* (pp. 159-163). Cambridge University Press.
- Kutzbach, J. E., & Gallimore, R. G. (1989). Pangean climates: Megamonsoons of the megacontinent. *Journal of Geophysical Research*, 94, 3341-3357. (Washington, D.C.)
- Milankovitch, M. (1939): *Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen*.- *Handbuch der Klimatologie*; Berlin
- Newman, M. J. & Rood, r. T. (1977): Implications of the solar evolution for the earth's early atmosphere. *Science*, 198: 1035-1037.
- Oschmann, W. 1990: Environmental cycles in the late Jurassic northwestern European epeiric basin: interaction with atmospheric and hydrospheric circulations.- In: Aigner, T. & Dott, R. H. (eds.): *Sedimentary Geology*, 69: 313-332, Amsterdam.
- Oschmann, W. (2002): Fossilfundstelle und Rohstoff - Der Posidonienschiefer (Toarcium, Unterer Jura) in Süddeutschland.- In: Junge, A. (Hrsg.): *Geowissenschaften in Frankfurt*.- Kleine Senckenbergreihe 43: 97-109; Stuttgart.
- Oschmann, W., Grasshof, M. & Gudo, M. (2002): The early evolution of the planet earth and the origine of life. In: Gudo, M., Gutmann, M & Scholz, J. (eds.): *Funktional, engineering and constructional morphology: biomechanical approaches on fossil and recent organisms*.- *Senckenbergiana lethaea* 82: 285 – 294, Frankfurt.
- Grasshof, M. & Gudo, M. (2002): The origine of metazoa and the main evolutionary lineages of the animal kingdom: the galertoid hypothesis in the light of modern research.- In: Gudo, M., Gutmann, M & Scholz, J. (eds.): *Funktional, engineering and constructional morphology: biomechanical approaches on fossil and recent organisms*.- *Senckenbergiana lethaea* 82: 285 – 294, Frankfurt.
- Parrish, J. T. & Curtis, D. L. (1982). Atmosphere circulation, upwelling and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras. *Palaeogeogr.; Palaeoclimat.; Palaeoecol.*; 40, 31-66; Amsterdam.
- Parrish, J. T. & Spicer, R. A. (1988). Late Cretaceous terrestrial vegetation: a near polar temperature curve. *Geology*, 16, 22-25; Tulsa.
- Parrish, J. T. 1993. Climate of the supercontinent Pangaea.- *Journal of Geology*, 101, 215-233. Parrish, J. T., Ziegler, A. M., & Scotese, C. R. (1982). Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 40, 67-101; Amsterdam.
- Röhl H.-J., Schmid-Röhl A., Oschmann W., Frimmel A. & Schwark L. 2001 - The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW-Germany: An oxygen depleted ecosystem controlled by sea level and palaeoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology*, 165: 27-52.
- Schidlowski, M. (1988): A 3,800-million-year isotopic record of life from carbon in sedimentary rocks. *Nature*, 333, 313-318.
- Schidlowski, M. (1993): The initiation of biological processes on earth. Summary of empirical evidence.- In: Engel, M. H. & Macko, S. A. (eds.): *Organic geochemistry*. 639-655, Plenum Press; New York.
- Schidlowski, M. (2001): Carbon isotopes as biogeographical recorders of life over 3.8 Ga of earth history: evolution of a concept.- *Precambrian Research* 106: 117-134.
- Zuilen, M. A., Leland, A. & Arrhenius, G. (2002): Reassessing the evidence for the earliest traces of life.- *Nature* 418, 627-629.
- Schopf, J.W. & Packer, B. M. (1987): Early archean (3.3- billion to 3.5-billion year old) microfossils from Warrawoona Group, Australia.- *Science*, 237; 70-73.
- Schopf, J.W., Kudryavtsev, A. B., Agresti, D. G. Wdowiak, T. & Czaja, A. D. (2002): Laser-Raman imagery of earths earliest fossils.- *Nature* 416: 73-76.
- Brasier, M.D., Green, O. R.; Japhcoat, A. P., Kleppe, A., K., van Kranendonk, M., J., Lindsay, J. F., Steele, A. & Grssineau, N. V. (2002): Questioning the evidence of earths oldest fossils.- *Nature*, 412: 76-81.
- Smoluchowski, R. (1989): *Das Sonnensystem. Ein G2-V-Stern und seine neun Planeten*. Heidelberg
- Spicer, R. A. & Parrish, J. T. (1990). Late Cretaceous - early Tertiary palaeoclimats of northern high latitudes: a quantitative view.- *Journal Geological Society London*, 147, 329-341.
- Vlaar, N. J. (2000): Continental emergence and growth on a cooling Earth. In: Sylvester, P. J. (ed.): *Continent formation, growth and recycling*. *Tectonophysics*. 322; 1-2, pp. 191-202.
- Walker, J. C. G. (1990). Precambrian evolution of the climate system. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (Global and Planetary Change Section), 82, 261-289; Amsterdam
- Wolfe, J. A. (1978): *American Scientist* 66: 694-703.
- Scotese, C. R. S., W.W. (eds.) (1988). „Mesozoic and Cenozoic plate reconstructions.“ *Tectonophysics* 155: 1-399, Amsterdam. Ziegler, A. M., C. R. Scotese, et al. (1979). „Palaeozoic palaeogeography.“ *Am. Rev. Earth Planet. Sci.* 7: 473-502.

Klimaentwicklung in Europa während der letzten Warmzeit (126.000 – 115.000 Jahre vor heute)

T. Litt

In der gegenwärtigen Diskussion um natürliche und/oder menschlich beeinflusste Klimaveränderungen spielt die Paläoklimatologie eine wichtige Rolle, denn kontinuierliche meteorologische Messreihen existieren erst seit über 100 Jahren. Demgegenüber sind mittlerweile nicht nur marine, sondern auch lange kontinentale Profilfolgen mit hoher zeitlicher Auflösung verfügbar, deren Signalanalyse die Klimavariabilität des letzten Interglazial-Glazialzyklus dokumentiert (Abb. 1). Diese geologischen Archive zeigen in hoher Übereinstimmung, wie dynamisch die Klimaentwicklung gewesen, aber auch wie stark die Klimageschichte auf dem europäischen Kontinent mit dem Nordatlantik verbunden ist. Nach einer etwa 11.000 Jahre andauernden voll entwickelten Warmzeit (vor 126 ka – 115 ka) überwogen mehr als 100.000 Jahre lang instabile kaltzeitliche Bedingungen, die durch abrupte Klimaschwankungen mit hoher Frequenz und Amplitude gekennzeichnet waren. Derartige Interglazial-Glazial-Zyklen lassen sich für die letzten Jahrhunderttausende gut belegen. Im gesamten Eiszeitalter (sog. Quartär) sind aber die klimatisch optimalen Interglaziale offenbar nur kurze Episoden.

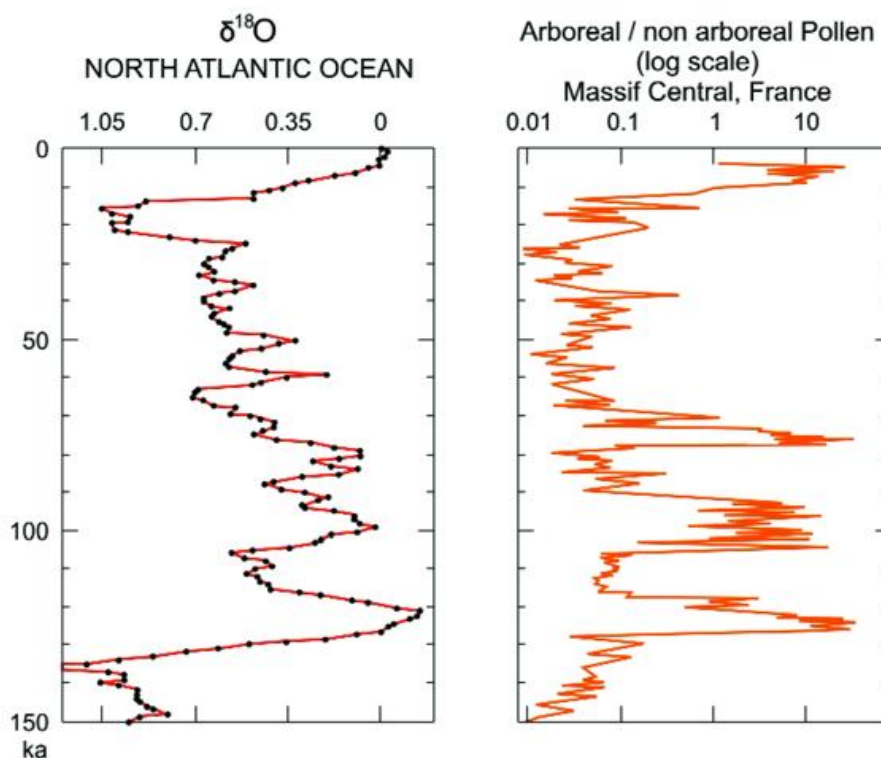


Abb. 1 Vergleich der Klimasignale der letzten 150.000 Jahre aufgrund mariner und kontinentaler Daten. Links dargestellt wurden die an Kalkschalen von Foraminiferen gemessenen stabilen Sauerstoffisotope aus einem Bohrkern im Nordatlantik und rechts das Verhältnis von Baumpollen und Krautpollen als Ausdruck der klimatisch bedingten Vegetationsveränderung aus dem Maarsee-Profil Lac du Bouchet im französischen Zentralmassiv (nach Thouveny 1999).

Wir leben gegenwärtig in einer Warmzeit, die bereits seit über 11.500 Jahren anhält. Für das Verständnis der rezent ablaufenden Prozesse im Klimasystem ist der Vergleich mit dem letzten Interglazial hilfreich, denn es lässt sich nicht nur der Beginn und Verlauf, sondern auch das Ende dieser Warmzeit komplett erfassen. Darüber hinaus spielte der Mensch damals eine zu vernachlässigende Rolle. Die Klimaentwicklung wurde also ausschließlich durch natürliche Ursachen gesteuert.

Wie lässt sich die Klimageschichte der letzten Warmzeit auf dem europäischen Kontinent nicht nur qualitativ, sondern auch quantitativ rekonstruieren? Ein Schlüssel für die terrestrische Paläoklimatologie ist die Vegetation, die nachweislich sehr empfindlich auf Parameter des bodennahen Klimazustandes reagiert. In zunehmendem Maße gewinnen deshalb paläobotanische Befunde als Proxydaten an Bedeutung. Dies betrifft insbesondere den Zeitraum des letzten Interglazial-Glazial-Zyklus, da zum einen entsprechende Daten zeitlich und räumlich zahlreich verfügbar, zum anderen die durch Pollen- und Großrestanalyse (zur Methode siehe Infobox) nachgewiesenen Pflanzen zum Großteil mit heute noch lebenden Arten identisch sind. Somit dürfen zumindest für diesen Zeitraum gleiche oder sehr ähnliche ökologische Ansprüche der entsprechenden Pflanzenarten, u.a. auch an das Klima, angenommen werden.

Paläobotanische Methoden

Die **Pollenanalyse** untersucht den fossilen Blütenstaub. Pollenkörner (Abb. 2, links) beinhalten die männlichen Keimzellen von Pflanzen. Sie werden passiv durch Wind oder Insekten auf die weibliche Blüte übertragen. Die schützende Außenhülle ist widerstandsfähig gegenüber mechanischen und chemischen Einflüssen. In geeigneten Ablagerungen (z.B. am Seegrund oder in Mooren) werden sie massenhaft eingebettet und bleiben bei weitgehender Abwesenheit von Luftsauerstoff erhalten. Durch Bohrungen werden Proben gewonnen und im Labor chemisch aufbereitet. Die mit Pollen angereicherte Restsubstanz wird unter dem Mikroskop analysiert. Anhand der Gestalt der fossilen Pollenkörner lässt sich eine Zuordnung zu bestimmten Pflanzen vornehmen (in der Regel auf Gattungsniveau, seltener bis zur Art). Die Zählergebnisse werden in prozentualen Pollenspektren erfasst und in einem Pollendiagramm (Abb. 3) dargestellt.

Die **Analyse pflanzlicher Großreste** konzentriert sich auf die Identifikation von Früchten und Samen (Abb. 2, rechts) sowie Blatt- und Holzresten. Häufig ist eine Zuordnung bis auf das Artniveau möglich. Allerdings sind pflanzliche Großreste seltener als Pollen in entsprechenden Ablagerungen vorhanden. Überdies werden durch die Milieubedingungen in Seen und Mooren oft nur Reste von Wasser- und Sumpfpflanzen erfasst. Im Gegensatz zur Pollenanalyse lässt sich somit meist kein Einblick in die regionale Vegetation der trockenen Standorte gewinnen. Eine Kombination beider Methoden ist deshalb für die paläoökologische bzw. paläoklimatische Interpretation sinnvoll.

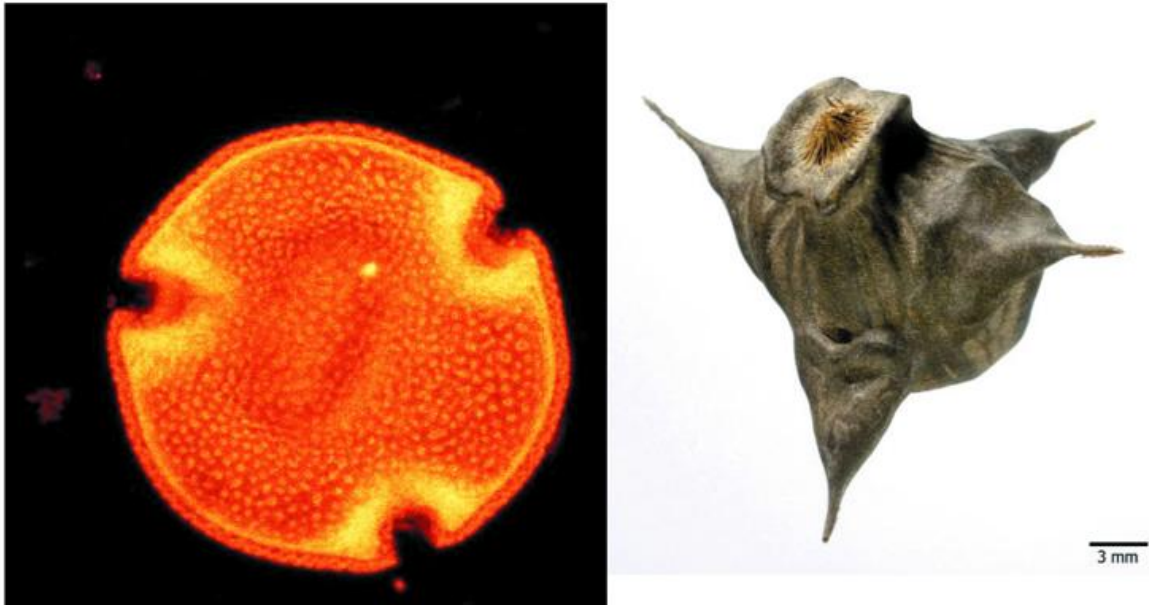


Abb. 2 Paläobotanische Mikro- und Makroreste. Während Pollenkörner sich nur mit einem guten Mikroskop identifizieren lassen (links: Pollenkorn der Linde, ca. 30 μm), sind Früchte und Samen bereits mit dem bloßen Auge zu erkennen (rechts: Frucht der Wassernuss, ca. 3 cm).

In Europa ist das letzte Interglazial (sog. Eem-Interglazial, benannt nach einem Fluss in den Niederlanden) die am besten bekannte und untersuchte Warmzeit des Quartärs überhaupt. Allein im nördlichen Mitteleuropa, das durch die nordischen Vereisungen geprägt wurde, wobei viele Seebecken entstanden, sind weit über 100 Lokalitäten aus dieser Warmzeit paläobotanisch detailliert bearbeitet und dokumentiert (Aalbersberg & Litt 1998). Die Pollenanalysen zeigen eine erstaunlich gute Übereinstimmung in den Grundzügen der Vegetationsentwicklung. Die Waldgeschichte der Eem-Warmzeit, die deutlich von anderen Interglazialen des Quartärs zu unterscheiden ist, besitzt eine charakteristische Reihenfolge bei der Einwanderung und Ausbreitung der Bäume, nachdem die vorangegangene Eiszeit beendet war (Abb. 3). Nach einer anfänglichen Birken-Kiefern-Zeit wandern Ulme und Eiche als erste wärmeliebende Gehölze aus Südeuropa ein. Es folgen Esche und Hasel, wobei letztere sich zeitweise massenhaft ausbreitet. Nach der Einwanderung von Erle, Eibe und Linde entwickeln sich dichte und dunkle Hainbuchenwälder mit Fichte. Die Tanne wandert relativ spät im nordmitteleuropäischen Tiefland ein. Am Ende der Eem-Warmzeit breiten sich erneut Birken-Kiefern-Wälder aus. Die Waldgeschichte setzt also mit einer borealen Vegetation ein, verläuft über warm-temperate Laubwälder und kühl-temperate Laubmischwälder bis hin zu einer abschließenden borealen Phase, worauf dann die letzte Eiszeit beginnt.

Eem-Warmzeit



Abb. 3 Schematisiertes Pollenprozentdiagramm zur Illustration der Waldgeschichte in Nordwestdeutschland während der letzten Warmzeit (Eem-Interglazial, 126.000 bis 115.000 Jahre vor heute).

Zur Erfassung der Variabilität des Klimas ist eine möglichst exakte Zeitbestimmung unabdingbar. Über die Dauer der Eem-Warmzeit sind wir durch jährlich geschichtete Seesedimente informiert. Zählungen dieser in Europa sehr seltenen Ablagerungen ergaben Größenordnungen zwischen 10.000 und 11.000 Jahren. Eine Verknüpfung mit der „absoluten Chronologie“ wird über physikalische Datierungsverfahren wie der Thorium/Uran-Methode sowie durch den Vergleich mit der Chronologie langer mariner Folgen erreicht. Somit ergibt sich der Zeitraum zwischen ca. 126.000 und 115.000 Jahren vor heute.

Die Korrelation der zahlreichen paläobotanischen Profile erlaubt eine flächenhafte Rekonstruktion der Landschaft in bestimmten Zeitscheiben (Abb. 4). Sie verdeutlicht, dass große Teile von Europa während des letzten Interglazials dicht bewaldet waren.

Dies betrifft auch das mediterrane Gebiet. Überdies waren die Gürtel der temperaten Wälder sowie die boreale Waldgrenze im Vergleich zu heute weiter nach Norden verschoben. Der globale Meeresspiegel lag in der Eem-Warmzeit etwas höher als in der Gegenwart, was sich weniger im Bereich der Nordsee, viel stärker jedoch in der baltischen Region ausgewirkt hat. Geologische Untersuchungen belegen marine Ablagerungen zwischen der Ostsee und dem Weißen Meer, so dass Skandinavien zeitweise eine Insel gewesen sein muss.

In den zurückliegenden 10 Jahren wurde über die Klimaentwicklung des letzten Interglazials kontrovers diskutiert. Bislang war man aufgrund der zahlreichen paläobotanischen Befunde von einem relativ ausgeglichenen Temperaturverlauf (Erwärmungsphase, optimale Phase und Abkühlungsphase) ausgegangen, der nicht durch abrupte Schwankungen mit hoher Amplitude unterbrochen wurde. Dieses Bild wurde infrage gestellt durch Untersuchungen stabiler Sauerstoffisotope im Rahmen von Bohrungen im grönländischen Eis (GRIP, Dansgaard et al. 1993). Der fragliche Abschnitt des Eiskerns, der als Bereich des letzten Interglazials interpretiert wurde, weist starke Schwankungen und Einbrüche im Isotopensignal auf, die teilweise nur in der nachfolgenden Kaltzeit erreicht werden (Abb. 5). Allerdings findet dieses Signal in der Form weder eine Entsprechung in einem weiteren Eiskern aus Grönland (GISP, Grootes et al. 1993) noch in Untersuchungen mariner Sedimente im Nordatlantik (McManus et al. 1994). Mittlerweile wird in Erwägung gezogen, dass gerade dieser fragliche Abschnitt des GRIP-Eiskerns, bedingt durch seine basale Lage, aufgrund von Gletscherbewegungen stark gestört wurde.

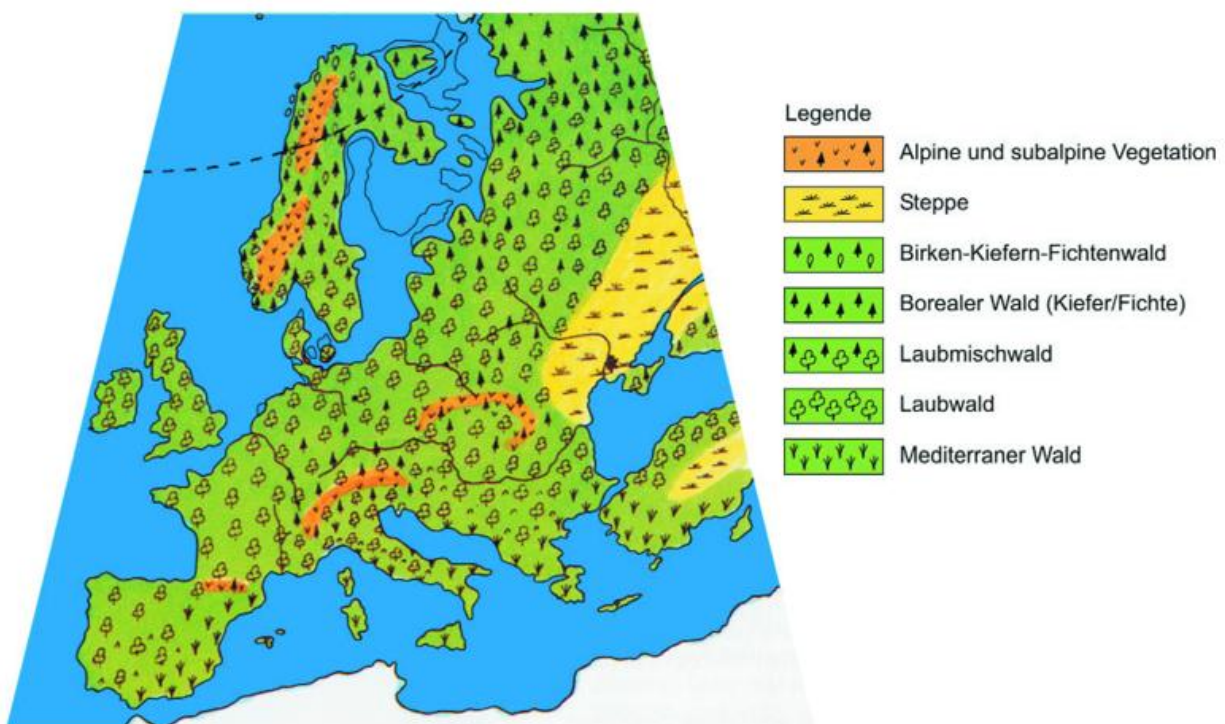


Abb. 4 Landschaft Europas während der letzten Warmzeit, vor ca. 124.000 Jahren (nach Andersen & Borns 1994)

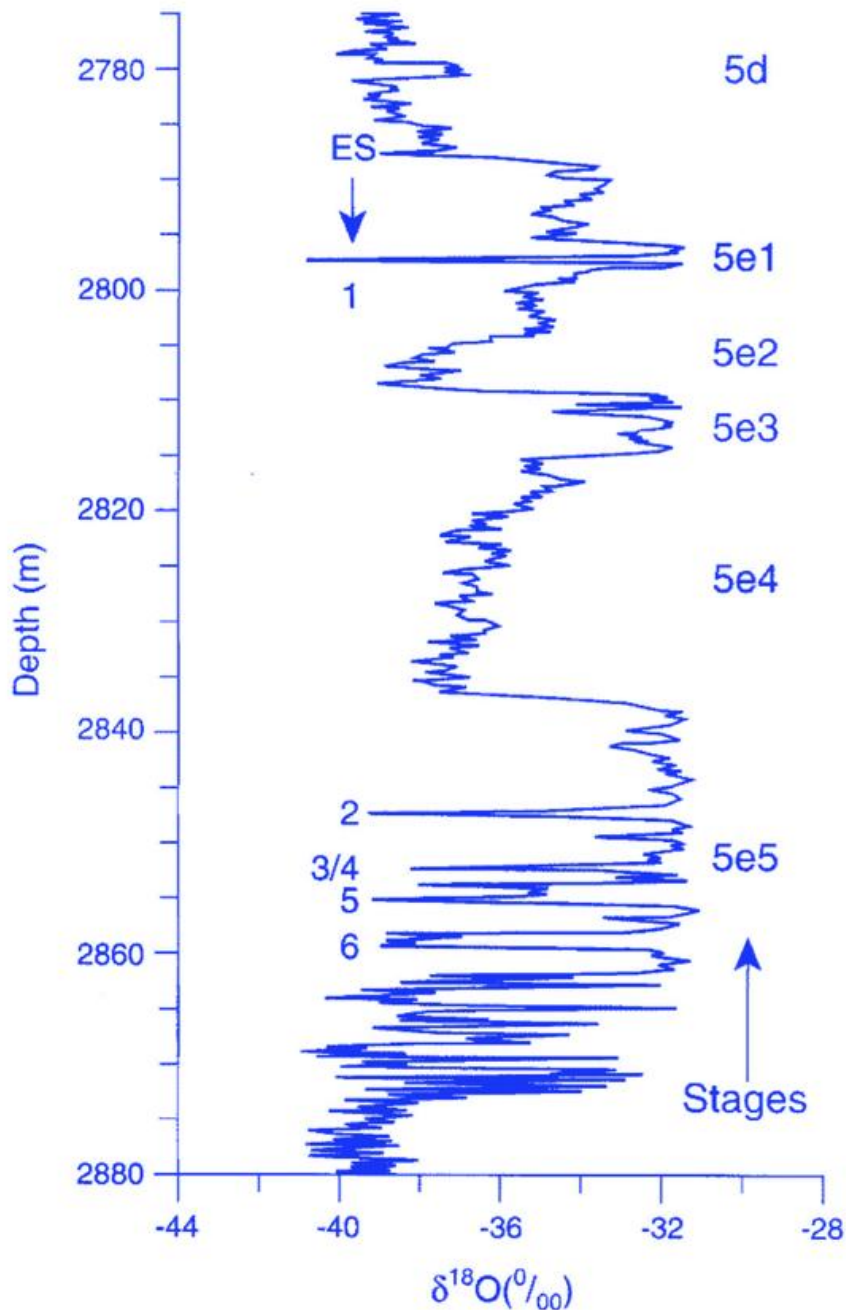


Abb. 5 Kurve der stabilen Sauerstoffisotopenverhältnisse aus einem Bereich des GRIP-Eisbohrkerns aus Gönland, der dem letzten Interglazial entsprechen soll (Stages 5e1 - 5e5, nach Johnsen et al. 1997). Die starken Fluktuationen werden als Instabilität des Klimas gedeutet und werfen Fragen auf über den Temperaturverlauf während der Eem-Warmzeit in Europa.

Diese Diskussion hat die terrestrische Paläoklimatologie stimuliert, verstärkte Anstrengungen bei der Anwendung quantitativer Methoden zur Klimarekonstruktion des Eem-Interglazials zu unternehmen. Eine entscheidende Frage ist die, wie sich die paläobotanischen Proxydaten in Parameter des bodennahen Klimazustandes transferieren lassen. In der Zwischenzeit stehen verschiedene Ansätze, Neuentwicklungen und Modifikationen zur Verfügung, um botanisch-klimatologische Transferfunktionen zu beschreiben und diese für die Paläoklimarekonstruktionen zu nutzen (siehe Info-box). Deutliche Fortschritte wurden nicht zuletzt dann erzielt, wenn die Paläobotanik eng mit der Meteorologie zusammengearbeitet hat.

Quantitative Paläoklima-Rekonstruktion

Die **Klimaindikatorarten-Methode** basiert auf Beobachtungen der aktuellen Geobotanik, wonach rezente Verbreitungsareale bzw. Arealgrenzen ausgewählter Pflanzenarten von bestimmten Klimaparametern abhängig sein können. Diese Zusammenhänge werden auf die Vergangenheit mittels Nachweise fossiler Pollen und pflanzlicher Großreste übertragen. Das klassische Verfahren nach Iversen (1944) ist inzwischen wesentlich erweitert und durch rechnergestützte statistische Methoden modifiziert worden, wobei in die Rekonstruktion lediglich die Information Art vorhanden/nicht vorhanden eingeht:

Die **Mutual Climatic Range-Methode** wurde zunächst auf fossile Käfer-, später auch auf fossile Pflanzenreste angewendet (Atkinson et al. 1987, Sinka & Atkinson 1999), wobei der geometrische Überlappungsbereich der Klimaareale zahlreicher Arten im Klimaraum eine bessere Näherung des Paläoklimas ergeben soll. Das Problem hierbei liegt jedoch in der unzureichenden statistischen Grundlage, denn es wird nur die geometrische Schnittmenge der rezenten Existenzbereiche der einzelnen Arten im Klimaraum ermittelt.

Die sog. **pdf-Methode** (pdf – probability density function) verwendet für die Rekonstruktion bedingte Wahrscheinlichkeits-Dichtefunktionen (Kühl et al. 2002, Kühl & Litt 2003), wobei eine hochauflösende globale Klimatologie (New et al., 1999) mit Verbreitungsarealen der Pflanzenarten verknüpft werden (Abb. 6). Der statistische Ansatz liefert durch die Kombination (Multiplikation) der pdf's mehrerer Arten, die gemeinsam in einem fossilen Probenspektrum vorkommen, ein wahrscheinlichstes Klima (Maximum der resultierenden pdf) mit einem Unsicherheitsbereich (z.B. ein 90% Konfidenzintervall um das Maximum der pdf).

Bei der sog. **modern analogue technique** geht das gesamte Pollenspektrum mit den Häufigkeitsveränderungen in die Klimarekonstruktion ein (Overpeck et al. 1985, Guiot et al. 1989, Cheddadi et al. 1998). Für die Transferfunktion werden rezente Pollenspektren in Beziehung zu heutigen Klimadaten über Wetterstationen gebracht. Die Klimarekonstruktion basiert dann auf der größten Ähnlichkeit zwischen modernen und fossilen Pollenspektren. Kritisch anzumerken ist, dass Häufigkeitsveränderungen im Pollendiagramm nicht nur durch Klima, sondern auch durch Einwanderung und Ausbreitung von Gehölzen sowie durch Standort- und Konkurrenzverhältnisse, in jüngerer Zeit auch durch menschliche Einflüsse, verursacht werden. Darüber hinaus steht und fällt die Methode mit der Verfügbarkeit moderner Analogien für die fossilen Pollenspektren, die gerade für Zeiträume älter als die Nacheiszeit mitunter schwer zu belegen ist. In dieser Beziehung ist z.B. die pdf-Methode robuster.

Die Rekonstruktionsergebnisse werden in ihrer Aussagesicherheit wesentlich erhöht, wenn sie mit paläobotanisch unabhängigen Parametern verifiziert werden können, wie dies am Beispiel der eemzeitlichen Fundstelle bei Gröbern in Mitteldeutschland demonstriert werden kann (Abb. 7). Die pollenanalytischen Daten wurden durch botanisch-klimatologische Transferfunktion mittels pdf-Methode (siehe Infobox) in Temperaturwerte umgewandelt und mit den Sauerstoffisotopenmessungen am selben Profil verglichen (Kühl & Litt 2003). Die Kurvenverläufe zeigen unabhängig voneinander ähnliche Trends. Dramatische Klimaschwankungen mit sehr hohen Amplituden innerhalb der letzten Warmzeit, wie sie anhand des GRIP-Bohrkerns postuliert wurden, lassen sich hier nicht bestätigen. Am Beginn des Interglazials steigen die Sommer- und Wintertemperaturen recht schnell an und schwanken mit geringerer Amplitude bis zur deutlichen Abkühlungsphase am Ende der Warmzeit. Die pdf-Methode wurde an weiteren europäischen Eemvorkommen getestet (Kühl & Litt 2003). Auch in diesen Fällen deuten die Ergebnisse eher auf relativ stabile Klimaverhältnisse, abgesehen vom Beginn und Ende der Warmzeit. Die Anwendung alternativer Transferfunktionen wie der sog. modern analogue technique (siehe Infobox) auf zahlreiche Eemfolgen aus Frankreich und Polen zeigen ebenfalls keine extremen Klimarückschläge in den Rekonstruktionsergebnissen (Cheddadi et al. 1998, Rioual et al. 2001).

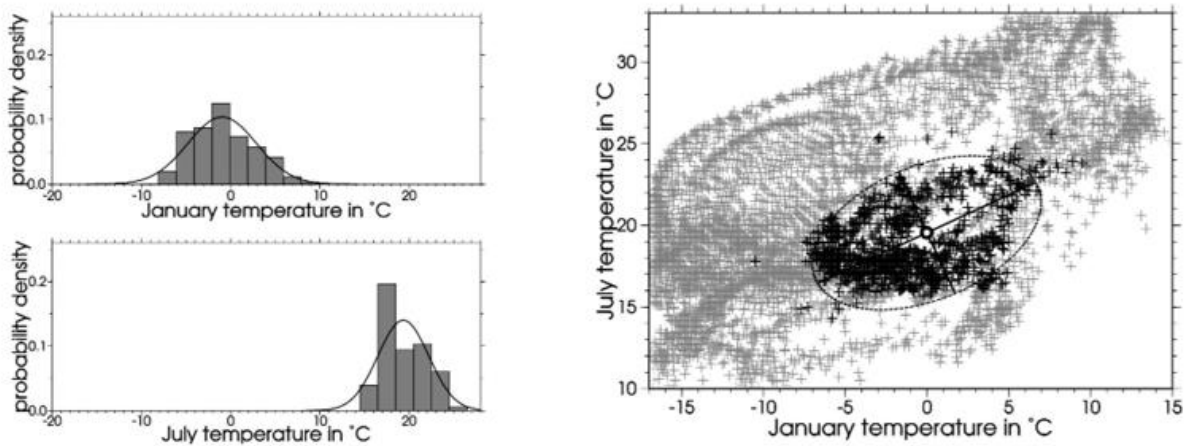
Carpinus betulus

Abb. 6 Wahrscheinlichkeits-Dichtefunktion (pdf - probability density function, Erläuterung siehe Info-box) zur Beschreibung der Beziehung zwischen Pflanzenareal und Temperatur. Rechts: Januar- und Juli-Temperaturwerte der Gitterpunkte innerhalb der verwendeten hochauflösenden Klimatologie, in denen die Hainbuche (*Carpinus betulus*) nicht vorkommt (graue Kreuze) und vorkommt (schwarze Kreuze). Die Ellipse umfasst das 90%-Integral unter der pdf, an ihrem Mittelpunkt besitzt die berechnete pdf ihr Optimum bzw. Maximum. Links: Schätzungen der eindimensionalen pdf (Histogramm und Normalverteilung). (Aus Kühl et al. 2002).

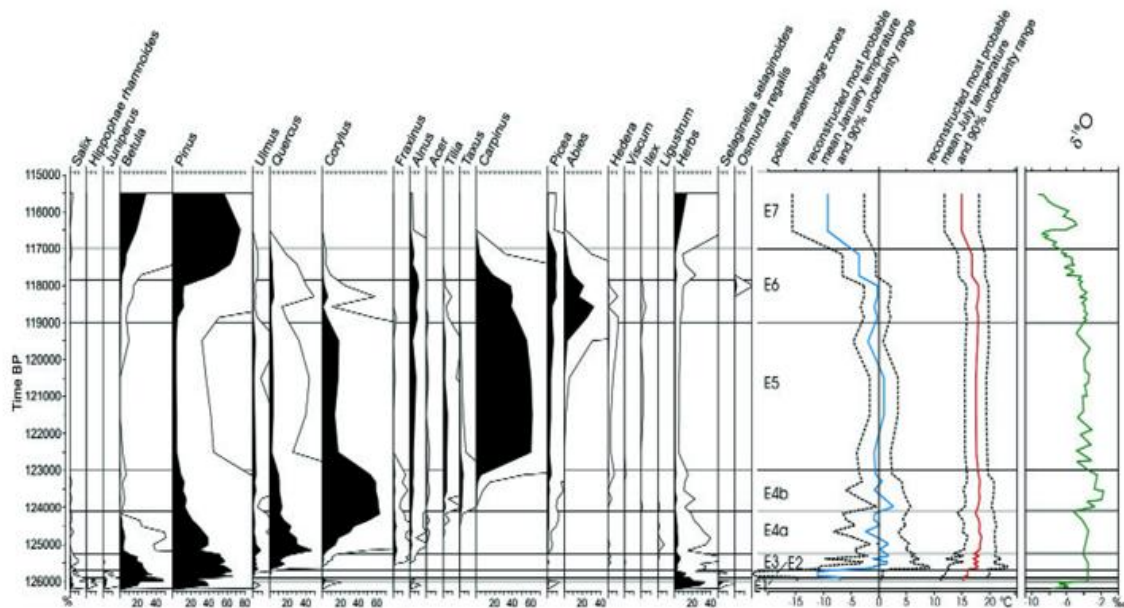


Abb.7 Rekonstruierte Januar- und Julitemperaturen der Eem-Warmzeit mittels pollenanalytischer Daten im Vergleich zu Messungen der stabilen Sauerstoffisotope ($\delta^{18}\text{O}$) am Beispiel von Gröbern. Für die Paläoklimarekonstruktion wurde die pdf-Methode verwendet (Kühl et al. 2002). Pollenanalytische und isotopengeochemische Daten nach Litt et al. (1996). (Aus Kühl & Litt 2003).

In Zusammenarbeit zwischen Meteorologie und Paläobotanik ist es im Rahmen eines Dissertationsprojektes in Bonn gelungen, ein variationelles Verfahren anzuwenden, das durch Interpolation der durch die paläobotanischen Daten lokal gewonnenen Punktrekonstruktionen zu einer Rekonstruktion räumlich kohärenter Temperaturfelder führt (Gebhardt 2003). Im mittleren Abschnitt der Eem-Warmzeit (sog. Hainbuchenphase) deuten die rekonstruierten Temperaturfelder beispielsweise auf ozeanische Verhältnisse in Europa hin (Abb. 8). Die rekonstruierten Januar-Anomalien haben positive Werte über weite Teile von Mittel-, Nord- und Osteuropa mit steigender Tendenz in Richtung Baltikum. Dies ist durchaus plausibel, wenn die veränderte Land-Meer-Verteilung in diesem Raum berücksichtigt wird (Abb. 4). Demgegenüber treten negative Anomalien verstärkt in Südosteuropa auf. Allerdings ist die Datengrundlage in Mittel- und Nordeuropa wesentlich dichter.

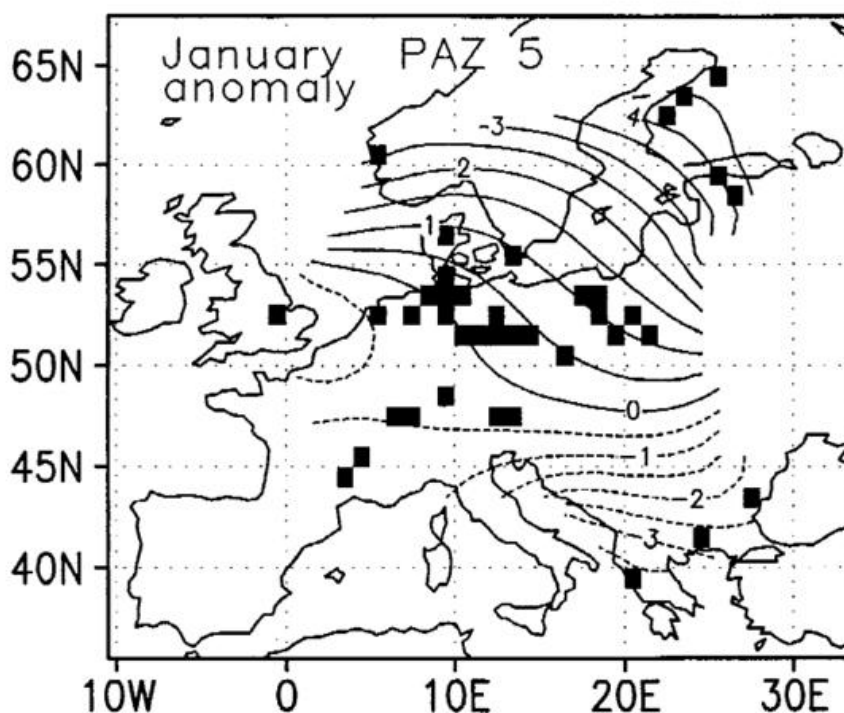


Abb. 8 Rekonstruierte Januar-Anomalien für den mittleren Abschnitt der Eem-Warmzeit (sog. Hainbuchenphase, PAZ 5). Die schwarzen Gridzellen markieren Bereiche, aus denen paläobotanische Daten vorliegen und die für die lokalen Temperaturrekonstruktionen genutzt wurden (aus Gebhardt 2003).

Die terrestrische Paläoklimatologie verfügt also mittlerweile über ein breites Methodenspektrum, um die zeitliche Variabilität des Klimas während der letzten Warmzeit quantitativ zu erfassen. Überdies erlauben die Paläodaten die Rekonstruktion räumlicher Muster (Temperaturgradienten) in bestimmten Zeitscheiben des Eem-Interglazials. Quantitative Paläoklimarekonstruktionen auf der Grundlage von paläobotanischen Datensätzen sind somit hervorragend geeignet, nicht nur Aussagen zur natürlichen Klimavariabilität über lange Zeitreihen zu treffen, sondern auch numerische Modelle zu validieren, die Klimaprozesse über große Zeit- und Raumskalen simulieren. Dieser Ansatz wird gegenwärtig im Rahmen des Deutschen Klimaforschungsprogramms DEKLIM (gefördert durch das BMBF) weiter verfolgt.

Literatur

- Aalbersberg, G., Litt, T. (1998). Multi-proxy climate reconstructions for the Eemian and Early Weichselian. *Journal of Quaternary Science*, 13, 367-390.
- Andersen, B.G., Borns, H.W. (1994). *The Ice Age World*. Scandinavian University Press, Oslo.
- Atkinson, T.C.; Briffa, K.R., Coope, R. (1987). Seasonal Temperatures in Britain during the past 22,000 years, reconstructed using beetle remains. *Nature* 325, 87-592.
- Cheddadi, R., Mamakowa, K., Guiot, J., De Beaulieu, J.-L., Reille, M., Andrieu, V., Granoszewski, W., Peyron, O., (1998). Was the climate of the Eemian stable? A quantitative climate reconstruction from seven European pollen records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 143, 73-85.
- Gebhardt, C. (2003). Variational reconstruction of Quaternary temperature fields using mixture models as botanical-climatological transfer functions. *Bonner Meteorologische Abhandlungen* 60, 205 S.
- Groote, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S., Jouzel, J. (1993). Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366, 552-554.
- Guiot, J.; Pons, A.; Beaulieu, J.L. de, Reille, M. (1989). A 140,000-year continental climate reconstruction from two European pollen records. *Nature* 338, 309-313.
- Iversen, J. (1944) *Viscum, Hedera and Ilex as climate indicators*. Geologiska Föreningens Förhandlingar 66, 463-483.
- Johnsen, S., Clausen, H.B., Dansgaard, W. et al. (1997). The $\delta^{18}\text{O}$ record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climate instability. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 102, 26.397-26.410.
- Kühl, N., Gebhardt, G., Litt, T., Hense, A. (2002). Probability Density Functions as Botanical-Climatological Transfer Functions for Climate Reconstruction. *Quaternary Research*, 58, 381-392.
- Kühl, N., Litt, T. (2003). Quantitative time series reconstruction of Eemian temperature at tree European sites using pollen data. *Vegetation history and Archaeobotany* 12, 205-214.
- Litt, T., Junge, F., Böttger, T. (1996). Climate during the Eemian in north-central Europe - a critical review of the palaeobotanical and stable isotope data from central Germany. *Vegetation History and Archaeobotany* 5: 247-256.
- McManus, J.F., Bond, G.C., Broecker, W.S., Johnsen, S., Labeyrie, L., Higgins, S. (1994). High-resolution climate records from the North Atlantic during the last interglacial. *Nature*, 371, 326-329.
- New, M.G., Hulme, M., Jones, P.D. (1999). Representing 20th century space-time climate variability. *Journal of Climate*, 12, 829-856.
- Overpeck, J.T., Webb III, T., Prentice, I.C. (1985). Quantitative Interpretation of Fossil Pollen Spectra: Dissimilarity Coefficients and the Method of Modern Analogs. *Quaternary Research*, 23, 87-108.
- Rioual, P., Andrieu-Ponel, V., Rietti-Shati, M., Battarbee, R.W., de Beaulieu, J.-L., Cheddadi, R., Reille, M., Svobodova, H., Shemesh, A. (2001). High-resolution record of climate stability in France during the last interglacial period. *Nature*, 413, 293-296.
- Sinka, K.L., Atkinson, T.C. (2000). A mutual climate range method for reconstructing palaeoclimate from plant remains. *Journal of Geological Society* 156, 381-396.
- Thouveny, N. (1999). A 300,000 Year Record from Lac du Bouchet, France. *PAGES Newsletter* 99-3, 8.

Das Klima der letzten 11.000 Jahre

R. Schneider, G. Lohmann

Einführung

Dieser Beitrag befaßt sich mit dem Klimaabschnitt des Holozäns, der letzten Warmzeit von vor etwa 11.000 kalendarischen Jahren bis heute, die auf den letzten starken Klima-Rückschlag in Richtung glazialer Bedingungen, der Jüngeren Dryas, folgt (Abb. 1). Er beschreibt vor allem die Klimaentwicklung auf Zeitskalen von Jahrhunderten bis Jahrtausenden und geht nicht detailliert auf kurzzeitigen Schwankungen der letzten 1000 Jahre (siehe Beitrag Glaser) und nicht auf die, aus historischen Aufzeichnungen abgeleiteten, kurzzeitigen Klimaschwankungen ein.

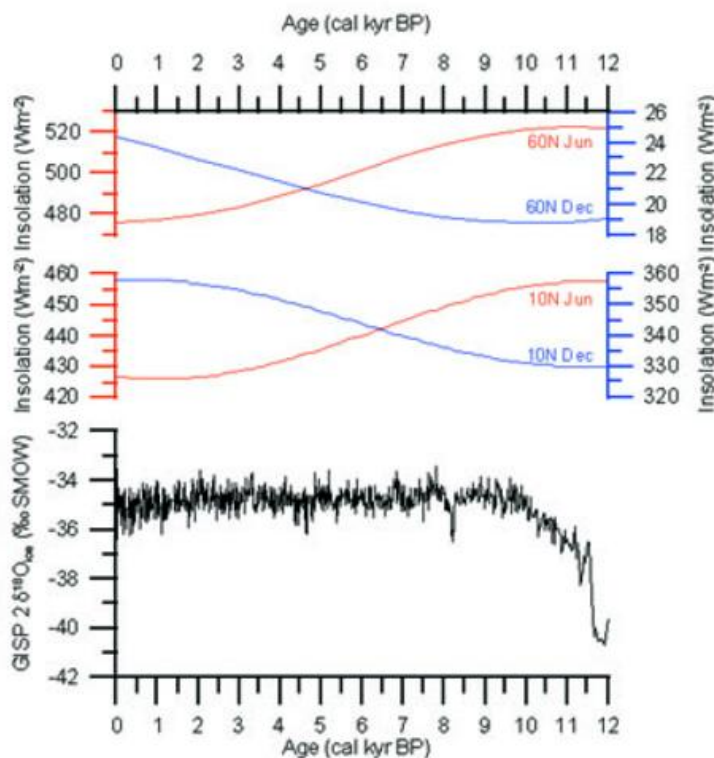


Abb. 1 GISP Eiskern Sauerstoffisotopen-Kurve und saisonale Einstrahlungs-Änderungen in W/m^2 bei 60° und $10^\circ N$ für das Holozän. (Quelle: J.-H. Kim, Bremen, Daten aus NGDC NOAA Boulder, Colorado, USA).

Obwohl die Klimaentwicklung während des Holozäns entscheidend zur Entwicklung und Ausbreitung der modernen menschlichen Gesellschaft und Kultur beigetragen hat, ist überraschend wenig über die räumlichen und zeitlichen Muster der Klimaentwicklung im Kontext von externen Antriebsmechanismen und internen Rückkopplungsprozessen auf den entsprechenden Zeitskalen bekannt. Bis in die neunziger Jahre lagen nur wenige Klimakurven mit hinreichender zeitlicher Auflösung vor. Deshalb wurde das Holozän lange Zeit als eine Klimaperiode ohne starke globale Klimaschwankungen mit relativ konstanten Gehalten an Treibhausgasen in der Atmosphäre betrachtet (Abb. 2). Zu dieser Betrachtungsweise trugen vor allem die Sauerstoffisotopen-Kurven der polaren Eis-

bohrkerne Grönlands bei (Abb. 1), die im Gegensatz zu den aufsehenerregenden kurzzeitigen glazialen Klimaschwankungen, auch bekannt als Dansgaard/Oeschger-Zyklen, auf nur geringe Klimavariabilität während der letzten etwa 11.000 Jahre hindeuteten. So gab es zwar auch Klimakurven aus unterschiedlichen terrestrischen und marinen Archiven, wie Baumring-Kurven, Zeitserien von Pollenvariationen oder von organisch/anorganischen Bestandteilen aus Bodenprofilen und Seesedimenten sowie von Dickenwachstum und Sauerstoffisotopen-Kurven von Korallen oder von marinen Mollusken, die Interpretationen hatten jedoch oft nur lokale Aussagen zur Folge.

Zudem reichte entweder die Länge dieser Zeitserien nicht für die Betrachtung des gesamten Holozäns oder die zeitliche Auflösung erlaubte in den meisten Fällen keine Aussagen zu möglichen Klimazyklen oder zu Trends über einige tausend Jahre hinaus. Auch galt das akademische Interesse vieler Paläoklimatologen zumeist den außerordentlich ausgeprägten Eiszeitzyklen, die in allen Archiven und den entsprechenden Klimakurven mit hinreichender Signifikanz dokumentiert waren, so dass eine Fülle von Klimakurven zur Verfügung stand, um sich mit den Kollegen und in Publikationen mit den Antriebs- und Rückkopplungs-Mechanismen auseinanderzusetzen. Über mögliche Antriebsmechanismen für holozäne schnelle Klimawechsel während der letzten 11.000 Jahre gab es nur wenige Informationen. Die Schwankungen der Einstrahlung aufgrund der Veränderung in den Erdbahnparametern, vor allem die holozänen Änderungen in Präzession und Schiefe der Erdrotationsachse waren gegenüber den Schwankungen während des Pleistozäns so gering, dass aufgrund der geringen Abnahme in der Nordsummer-Einstrahlung und der gleichzeitigen Zunahme der Wintereinstrahlung für die Nordhemisphäre nur ein langanhaltender Trend einer langsamen Abkühlung erwartet wurde (Abb. 1). Diese Annahme entsprach dem Zeugnis vieler holozäner Klimakurven mit nur geringer zeitlicher Auflösung, die in irgendeiner Weise alle auf eine „Verschlechterung“ des Klimas in Richtung kälterer, trockenerer, und/oder windigerer Bedingungen hinwiesen. Über die Veränderungen der solaren Aktivität und deren Klimaeinfluß auf Zeitskalen von Jahrhunderten bis Jahrtausenden gab es nur wenig Informationen, entsprechendes galt und gilt heute noch über die Auswirkungen von Vulkanausbrüchen und deren Aschen und Staubemissionen in die Atmosphäre. Zwar waren und sind deren Klimawirkung relativ unbestritten, aber es fehlten systematische Kenntnisse für die letzten 11.000 Jahre.

Aus Mangel an Ressourcen und der Möglichkeit, physikalische Prozesse in Atmosphäre und Ozean gekoppelt zu simulieren, beschränkte sich die Modellierung des Klimas in der Vergangenheit zunächst auf Experimente für bestimmte Klimazustände zu einem bestimmten „geologischen“ Zeitpunkt, z.B. glaziales Maximum oder holozänes Klimaoptimum. So waren bestimmte Klimazustände während des Holozäns (The Cooperative Holocene Mapping Project, COHMAP 1988) oder die Simulation für afrikanische Vegetationsänderungen mit den vielen Hinweisen auf eine grüne Sahara vor 7.000 bis

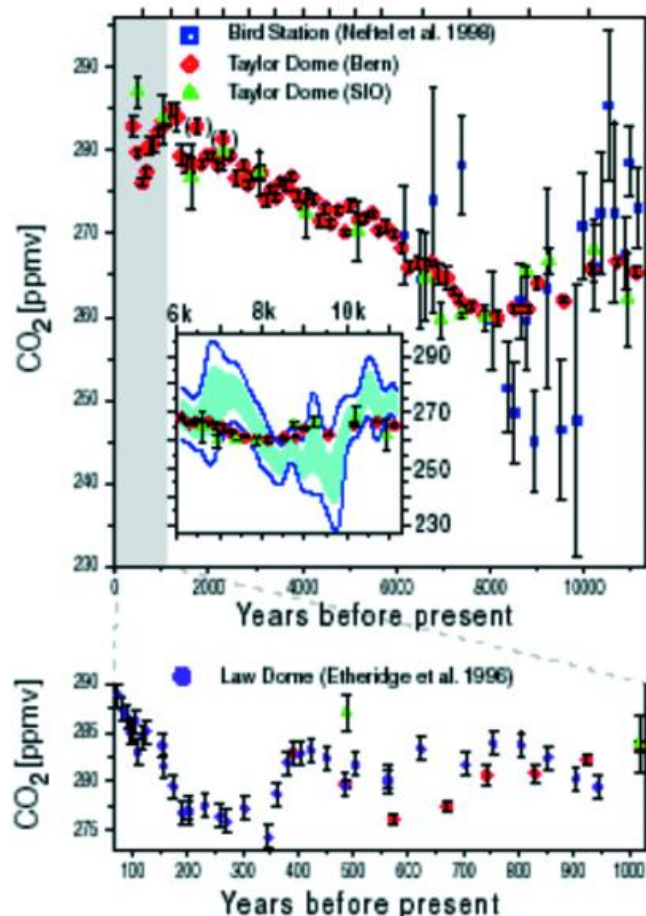
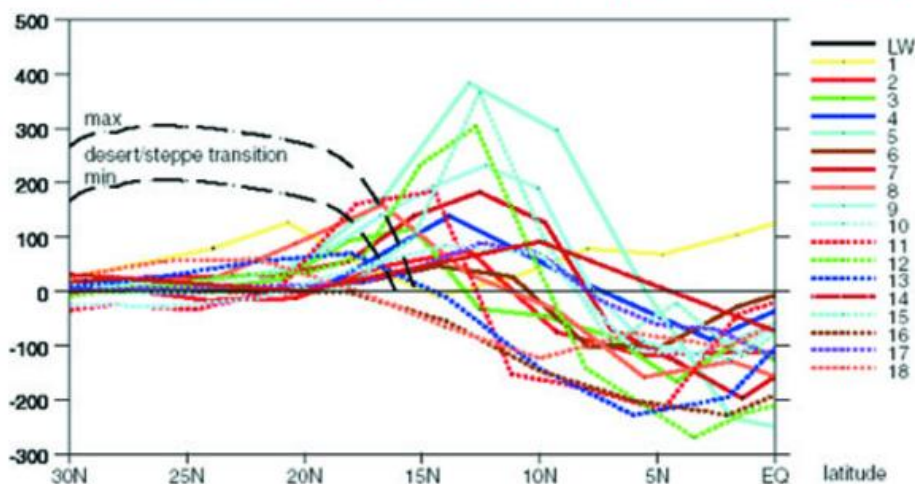
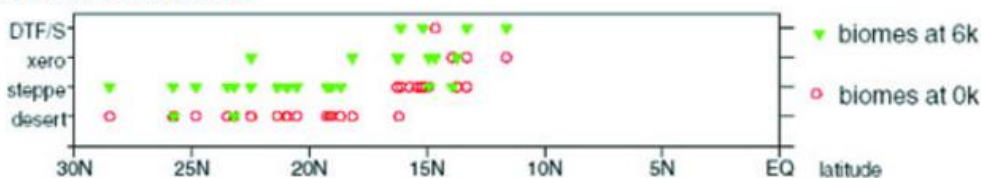


Abb. 2 Änderungen im atmosphärischen CO₂-Gehalt über die letzten 11.000 Jahre gemessen an arktischen und antarktischen Eisbohrkernen (Indermühle et al. (1999), Quelle: Bildersammlung PAOES)

a) Total Precipitation over Africa (20W-30E) - 6-0 - year - land (mm/year)



b) Biome distributions



c) Total Precipitation over Africa (20W-30E) - present - year - land (mm/year)

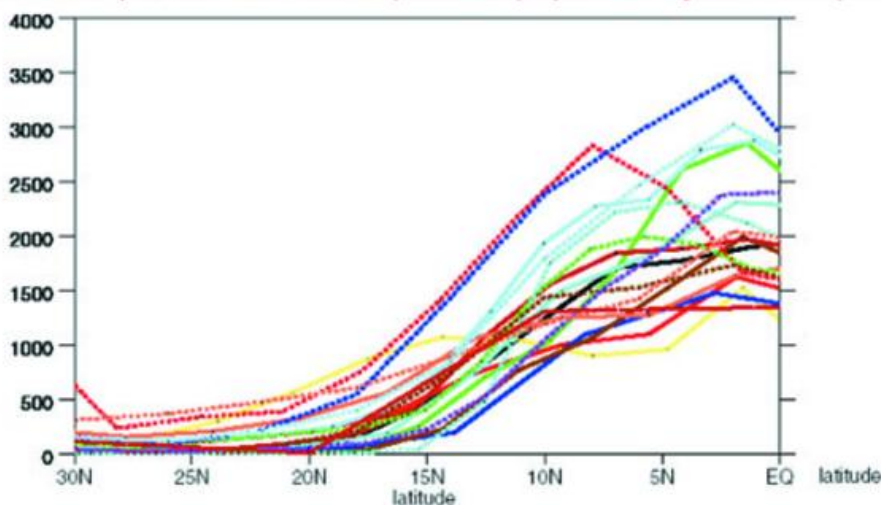



Abb. 3 BIOME 6000 Rekonstruktionen für die Ausbreitung der Steppenvegetation in der südlichen Sahara im mittleren Holozän (b) und die Verschiebung der Zone der höchsten Niederschlagsmengen vor 6000 Jahren (a) gegenüber der heutigen Situation (c) in unterschiedlichen Klimamodellen (PMIP 6000, www-lsce.cea.fr/pmip/). Der Vergleich zwischen Vegetationsdaten und Modellergebnissen zeigt deren Diskrepanz in Bezug auf die größte nördliche Ausbreitung (Joussaume et al. (1999), Quelle: Bildersammlung )

6.000 Jahren vor heute (BIOME 6000, www.bgc.mpg.de/bgc_prentice/projects/biome6000/index.html) Ziel vieler Modellexperimente (Abb. 3). Die ersten globalen Klimarekonstruktionen und Klimasimulationen widmeten sich vor allem dem Ansatz, durch gut datierte Paläoklimadaten und durch atmosphärische Zirkulationsmodelle die Gründe und Mechanismen für Unterschiede zwischen bestimmten Klimazuständen für bestimmte Zeitpunkte, z.B. vor 18-, 15-, 12-, 9-, 6- und 3.000 Jahren vor heute (COHMAP 1988) zu beschreiben. War dieser Ansatz für das glaziale Maximum

noch einigermaßen nachvollziehbar und der Zeitpunkt dieses Zustandes relativ einfach zu fixieren (z.B. Diskussion in Mix et al. (2001) für 21.000 Kalenderjahre bzw. 18.000 Radiokarbon-Jahre vor heute), so wurde schnell deutlich, dass eine Festlegung des holozänen Klimaoptimums sich sehr schwierig gestaltet. Je nach betrachtetem Mechanismus, z.B. Meeresspiegel-Hochstand und stärkster Rückzug kontinentaler Eiskappen, Niederschlagshäufigkeit, Oberflächentemperatur oder Intensität der atmosphärischen Zirkulation, war der Zeitpunkt für „optimale“ klimatische Verhältnisse einer Warmzeit im Holozän irgendwann zwischen 11.000 und 5.000 Jahren vor heute. Eine weitere Schwierigkeit bei der Modellierung war der Einsatz gekoppelter Atmosphäre-Ozean-Biosphäre Modelle für paläoklimatische Fragestellung. So wurde bis vor wenigen Jahren die Simulation mit heutigen fest vorgeschriebenen Ozean-temperaturen und Vegetationsverteilungen durchgeführt.

Heute kommt der holozänen Klimaentwicklung und der Erforschung dieser nur etwa 11.000 Jahre umfassenden, jüngsten aller geologischen Zeitstufen eine besondere Bedeutung zu, weil sie sich durch einen einzigartigen Unterschied gegenüber den vorhergehenden etwa 4 Milliarden Erdgeschichte auszeichnet. Dies ist die Erkenntnis, dass erstmals eine Gemeinschaft von Lebewesen in der Lage zu sein scheint, die zukünftige globale Klimaentwicklung entscheidend beeinflussen zu können und dies vielleicht mit noch regionalen Auswirkungen schon seit mehreren tausenden von Jahren getan hat. Gerade die Erforschung dieses letzten Aspektes, was sind menschlich beeinflusste Veränderungen und welche wurden von Prozessen, die nicht dem anthropogenen Einfluß unterliegen, bewirkt, ist eine der umstrittensten Fragen bei vielen Untersuchungen mit regionalem oder globalem Charakter. Zusätzlich angetrieben von der aktuellen Diskussion über die möglichen Konsequenzen der anthropogenen Emissionen fossiler Brennstoffe und der Erhöhung der Treibhausgas Konzentrationen in der Atmosphäre steht die Erforschung der holozänen Klimavariabilität unter besonderer Beobachtung der Öffentlichkeit und politischer Entscheidungsgremien. Dies ist insbesondere der Fall, wenn es darum geht, die möglicherweise von den durch Menschen beeinflussten Klimaschwankungen in historischer Zeit (die letzten etwa 2000 Jahre und hier vor allem die letzten 150 Jahre seit Beginn der industriellen Entwicklung mit enormen Energieverbrauch) von denen zu unterscheiden, die seit mehreren tausenden von Jahren wirksam waren.

Dieser Beitrag soll deshalb einen kurzen Überblick über die wichtigsten Erkenntnisse der letzten Jahre zur Klimavariabilität des Holozäns geben, auch aus der Sicht der marinen Paläoklimaforschung. Die Klimazeugen aus dem marinen Bereich und aus tropischen und polaren Eiskappen sind außerordentlich gut für die Untersuchung der natürlichen Klimavariabilität geeignet, weil hier für die letzten Jahrtausende der Einfluß menschlicher Aktivitäten auf die untersuchten Klimaarchive relativ sicher auszuschließen ist. Auch würde eine entsprechende Darstellung der Vielzahl der neuen Erkenntnisse aus den Klimaarchiven der einzelnen Kontinente weit über den Rahmen dieses Artikels hinausführen. Für die neuesten Erkenntnisse zur kontinentalen Klimaentwicklung des Holozäns in Europa sei der interessierte Leser auf die neuesten Ergebnisse des Verbundvorhabens KIHZ verwiesen (Fischer et al. 2004), welches gerade im Januar 2004 sein Abschlußkolloquium durchgeführt hat. Darüber hinaus kann dieser Artikel keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben, da nahezu monatlich eine oder mehrere Publikationen zu dieser Thematik in internationalen Fachzeitschriften (z.B. The Holocene, Nature, Science, Paleoceanography, Geophysical Re-

search Letters, Climate Dynamics, etc) erscheinen. Ein weiteres Anliegen dieses Beitrages ist es, offene Fragen, methodische Schwierigkeiten und neue Ansätze darzustellen, die sich bei der Interpretation von Klimaarchiven und Modellergebnissen ergeben. Es werden Argumente für eine stärkere Verzahnung der Erforschung von Klimaarchiven und Klimamodellierung geliefert, welche eine neue Dimension in der Betrachtung des vergangenen, heutigen und zukünftigen Klimas und der holozänen Umweltbedingungen eröffnet.

Klimaarchive

Seit Beginn der intensiven Diskussion um die zukünftige Klimaentwicklung vor etwa 20 Jahren und den vielfachen Hinweisen auf eine fortschreitende Zunahme der mittleren Oberflächentemperatur, gekoppelt mit einer stetigen Zunahme der Kohlendioxidkonzentration und anderer Spurengase in der Atmosphäre (IPCC, 1994, 2000, 2001), wurden vielfache Anstrengungen unternommen, um detaillierte Erkenntnisse zur Klimaentwicklung während des Holozäns zu gewinnen. Diese sollten dann eine bessere Abschätzung der Geschwindigkeit, der Größenordnung sowie der Häufigkeit

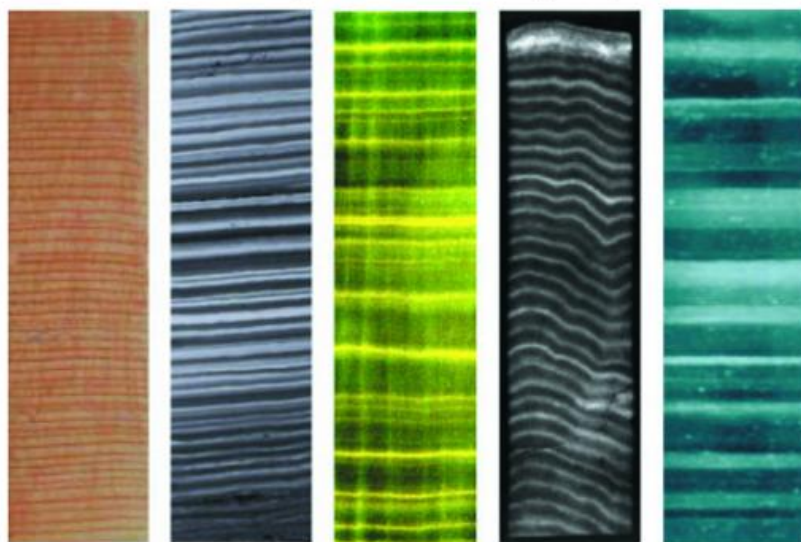


Abb. 4 Kontinentale und marine Klimaarchive mit Jahresschichtung oder –wachstum. Von links nach rechts: Baumringe (Pinie Tasmanien, E. Cook), Laminierte Seesedimente (Maarsee Eifel, B. Zolitschka), Speleotheme (Stalagmit Norwegen, J. Kihle), Korallen (Papua Guinea, S. Thudhope) und Eisbohrkern (GISP Grönland, A. Gow). (Quelle: PAGES Newsletter Oktober 2003, Abbildung zusammengestellt durch ESF HOLIVAR Projekt <http://www.esf.org/holivar>).

und Regularität bzw. Irregularität von natürlichen Klimavariationen in einer Warmzeit erlauben. Um diesen Zielen gerecht zu werden, war die Exploration von besonderen terrestrischen und marinen Klimaarchiven notwendig geworden. Die Archive mußten möglichst die Rekonstruktion kontinuierlicher Zeitserien von Klimaindikatoren zulassen, die in hoher zeitlicher Auflösung von einzelnen Jahren bis Jahrhunderten (entsprechend den historischen Klimakurven aus Aufzeichnungen) bis 11.000 Jahre vor heute zurück reichen oder mindestens Abschnitte von

mehreren Jahrhunderten oder Jahrtausenden aus bestimmten markanten Klimaphasen des Holozäns abdecken. Aus diesem Anspruch heraus ist die Zahl und Art der holozänen Klimaarchive für systematische regionale und überregionale Rekonstruktionen relativ eingeschränkt, es gibt aber einzelne Archive auf den Kontinenten und in den Ozeanen die sogar jährliche Auflösung zulassen (Abb. 4).

Für kontinentale und globale Klimarekonstruktionen sind die Eiskerne aus den polaren und montanen Eiskappen einzigartig. Durch die Erhaltung von Jahreslagen der

Schnee- und Aerosolakkumulation über die letzten 11.000 Jahre liefern sie das Grundgerüst der heutigen Erforschung des holozänen Klimas für die Variationen von Gasen, Staub, Feuchte und Intensität der Zirkulation in der Atmosphäre (z.B. Majewski et al. 1994, Indermühle et al. 1999, Petit et al. 1981, Thompson 2000). Darüber hinaus werden für die Rekonstruktion der holozänen Klimavariationen auf den Kontinenten vor allem Baumringe und Seesedimente (Warven) verwendet. Durch die überlappende Kombination von Baumring-Profilen aus unterschiedlichen fossilen Baumstämmen konnte eine 11.000 Jahre zurückreichende Baumring-Chronologie zusammengestellt werden (Kromer et al. 2001). Als Klimazeugen aus Bäumen werden vor allem das Dickenwachstum und die Kohlenstoffisotopen-Zusammensetzung verwendet, wobei aber die Einflußgrößen auf Dickenwachstum und stabile Kohlenstoffisotope nicht eindeutig geklärt sind. Es werden vor allem Variationen der Temperatur und die Niederschlagsmengen für beide Parameter als steuernde Einflüsse verantwortlich gemacht. Eine mit den Baumringen und Eiskernen vergleichbare zeitliche Auflösung von einzelnen Jahren liefern gewarvte Seesedimente. Hier stehen seit einigen Jahren auch kontinuierliche Klimakurven für die gesamten letzten 11.000 Jahre vor allem aus europäischen vulkanischen Kraterseen zur Verfügung (z.B. Negendank et al. 1999, Brauer et al. 2000). Weiterhin dient heute weltweit eine Vielzahl von Seen, Bodenprofilen aus Tagebauen und Flußterrassen sowie von Löß-Profilen (äolische Sedimente) der Untersuchung von holozänen Klimavariationen. Diese erreichen aber zumeist nicht die Jahresauflösung und die Abdeckung des gesamten Holozäns. Als Klimaindikatoren aus den Seesedimenten, Bodenprofilen, Fluß- und Windablagerungen dienen vor allem biogene und mineralogische Bestandteile, wie Pollen und andere Pflanzenreste, karbonatische und organische Bestandteile von limnischen planktischen und benthischen Organismen, sowie Korngrößen- und Elementverteilungen in der abiogenen Fraktion. Eine zunehmende Bedeutung in der Rekonstruktion des kontinentalen Klimas gewinnen in letzter Zeit auch die Wachstumsprofile von Stalagmiten aus Karsthöhlen. Hier stehen nun erste hochauflösende holozäne Zeitserien für zur Verfügung (z.B., Lee-Thorp et al. 2001, siehe auch Abb. 5). Als Klimaindikator wird vor allem das Sauerstoffisotopensignal aus den einzelnen Anwachsstufen des aus dem Grundwasser gefällten Karbonats verwendet. Dies geschieht unter der Annahme, dass dieser Parameter Phasen hoher und niedriger Niederschlagstätigkeit oder Variationen der Bodentemperatur anzeigt.

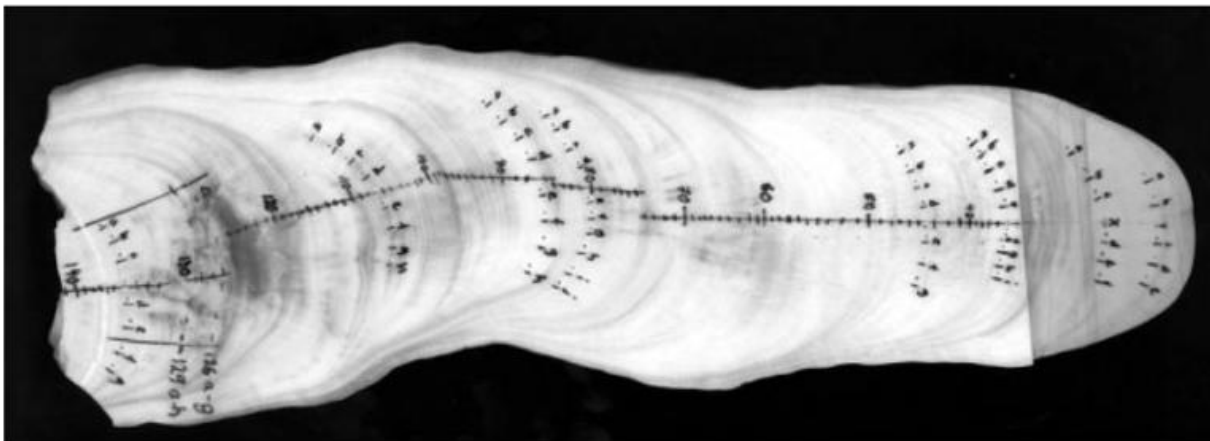


Abb. 5 Speleotheme als neue Klimaarchive. Stalagmit Probe aus dem Makapansgat Tal, Südafrika, mit aufgezeichneten Beprobungslinien für Sauerstoffisotopen-Messungen (Quelle: K. Holmgren, Stockholm).

Als marine Klimaarchive dienen vor allem Korallen, laminierte Sedimente aus anoxischen Becken in abgeschnürten Nebenmeeren und schnell akkumulierende Sedimentkörper an den Kontinentalrändern. Letztere finden sich vor allem in Bereichen mit hohem terrigenen Sedimenteintrag vor den Kontinenten sowie mit hoher biologischer Produktivität und hohen Flussraten biogener mariner Partikel zum Meeresboden. Solche Bereiche finden sich auf Sedimentfächern großer Flüsse, unter den Hochproduktionszonen der küstennahen Auftriebsgebiete von nährstoffreichen tiefen Wassermassen und in Meeresgebieten mit starkem Staubeintrag. Darüber hinaus wurden in den letzten Jahren auch sogenannte Driftsedimente zunehmend auf ihre Eignung als hochauflösende Klimaarchive vor allem für Veränderungen in der tiefen Ozeanzirkulation und in Meeresgebieten weit entfernt von den obengenannten schnell akkumulierenden Sedimenten an den Kontinentalrändern untersucht. Die einzigen marinen Archive, die holozäne Klimasignale in jährlicher Auflösung aufzeichnen, sind Korallen und wenige anoxische Becken, in denen Warven, also nicht durch benthische Organismen durchwühlte Jahresschichtungen, nachgewiesen sind. Es stehen aber bisher nur sehr wenige kontinuierlichen Klimakurven aus diesen für marine Verhältnisse sehr exponierten Archiven aus Flachwasser- und Schelfgebieten oder abgeschnürten Becken zur Verfügung, die mehr als einige Jahrzehnte oder wenige Jahrhunderte umfassen. So sind denn auch nur wenige Klimakurven aus subrezentenen Korallenstöcken für Zeitabschnitte im mittleren Holozän verfügbar. Um marine Klimaschwankungen in hoher zeitlicher Auflösung für die vielen unterschiedlichen Klimazonen und Ozeanbecken nachweisen zu können, sind deshalb Sedimentkerne die einzigen Archive zur Rekonstruktion holozäner Variationen in der Ozeantemperatur, im Salzgehalt, in den Strömungsverhältnissen und in der biologischen Produktion. Dabei ist die zu erreichende zeitliche Auflösung in erster Linie abhängig von der jährlichen Akkumulationsrate der Sedimente am Meeresboden. Erhöhte Raten finden sich oft in Flußdeltas, Fjorden oder tiefen Becken nahe zu Kontinenten (Schelfdepressionen, Riftbecken, Nebenmeere mit sehr hohem Flußeintrag und biologischer Produktion) und sind kaum im offenen Ozean zu finden.

Die Entwicklung und Anwendung von neuen Meßinstrumenten, die die Analyse sedimentphysikalischer Eigenschaften der Sedimentkerne und geochemischer Variationen in deren Bestandteilen sowie die Messung feinsten Nuancen in der Sedimentfarbe erlauben, brachte weitere Fortschritte für die holozäne Klimarekonstruktion. Diese sogenannten Scanner-Verfahren erlauben zerstörungsfreie Aufnahmen an der Oberfläche eines aufgeschnittenen Sedimentkerns für höchstauflösende Zeitserien mit kleinsten Variationen in den Sedimenteigenschaften, die sich über sogenannte „Kalibrationen“ mit klassischen Labormessungen, in Klimainformationen übersetzen lassen. Aber auch die zunehmende Verbesserung der geochemischen und massenspektrometrischen Analytik mit immer höherem Automatisierungsgrad und mit immer geringeren Nachweisgrenzen und Bedarf an Sedimentvolumen zur Bestimmung von klimaindikativen Parametern hat in den letzten Jahren entscheidend zur hochauflösenden Untersuchung mariner und lakustriner Sedimente beigetragen. So können heute in wenigen Monaten Klimakurven von Parametern wie Sauerstoffisotopen- und Spurenelement-Verteilung von Foraminiferenschalen, organische Komponenten, mineralogische Zusammensetzung des Sediments oder Korngrößen-Verteilung in hundertfacher Anzahl für einen holozänen Sedimentkern von etwa 5 bis 10 Meter Länge erzeugt werden. Mit den Scannerverfahren können in wenigen Tagen sogar mehrere tausende von Messungen an einem Sedimentkern durchgeführt werden. Hier ist ein

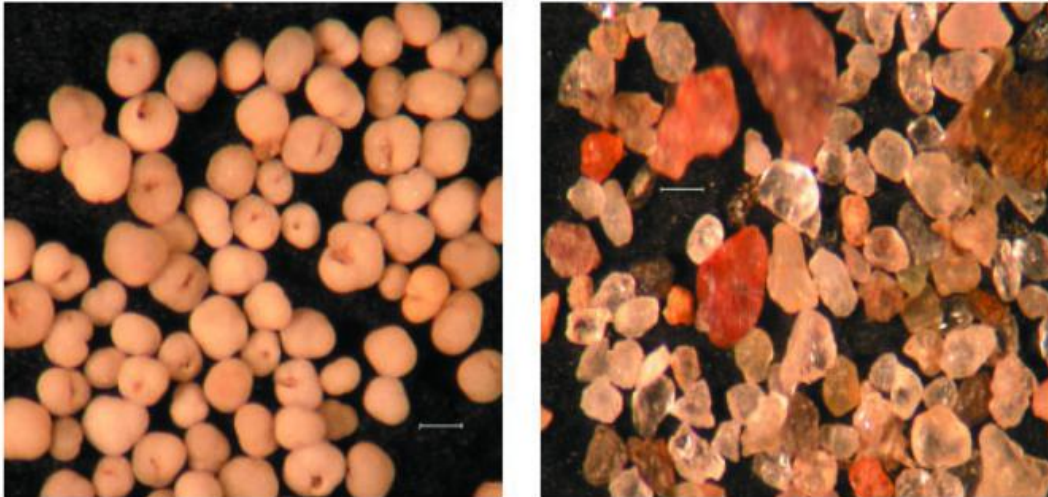


Abb. 6 Beispiele für marine Klimasignal-Träger. Links als Mikrofossilien Foraminiferenschalen, deren Artenzusammenverteilung und chemischen Zusammensetzung der Schalen Rückschlüsse auf Ozeanzirkulation, Temperatur, Salinität oder biologische Produktion erlauben. Rechts feines Sand/Siltgemisch aus Quarz und Feldspatkörnern mit rötlichen Eisenoxidhäutchen, die als Anzeiger für den Eintrag für Staub oder den Transport mit Eisbergen benutzt werden. (Maßstab 200 Mikrometer).

riesiges Potential für die marine und terrestrische Paläoklima-Forschung entstanden, die, neben den Schwierigkeiten der technischen Verarbeitung und der wissenschaftlichen Interpretation dieser großen Datenmengen, zu einem völlig neuen Problem geführt hat, nämlich der Verfügbarkeit von Sedimentkernen mit ausgezeichneter Qualität und hohen Sedimentationsraten aus den klimasensitiven Regionen des Weltozeans. So haben sich den auch die beiden großen internationalen Programme der geologischen Meeresforschung, das IMAGES (<http://www.images-pages.org>) und das IODP (<http://iodp.tamu.edu/>) Programm, in den letzten Jahren u. a. intensiv mit der Suche und Bohrung von Sedimentkernen aus Meeresgebieten mit höchsten Sedimentationsraten befasst und werden dies auch in Zukunft weiter versuchen. Ähnliches gilt für das ICDP (<http://www.icdp-online.de/>) welches Kampagnen für tiefe Bohrungen in großen Seen plant und unterstützt.

Datierungen und Altersmodelle

Die sicherste Methode für die Datierung holozäner Klimaarchive ist natürlich die Zählung von Jahreslagen in Eisbohrkernen oder in gewarvten, lakustrinen und marinen Sedimenten, für die kontinuierliche Zählungen bis 11.000 Jahre zurück vorliegen. Darüber hinaus sind es die Baumringe und Korallenskelette, deren jährlichen Wachstumsstrukturen (Abb. 4) Altersmodelle durch Auszählen der Jahreslagen ermöglichen. Diese bieten sozusagen das kalendarische Altersmodell für viele andere Klimastudien für das Holozän, die über einen lokal oder regional sehr klimasensitiven Parameter durch eine Korrelation mit den Klimakurven dieser „Master“ Eiskerne oder Seesedimente das Altersmodell dann übertragen. Die Grundannahme bei dieser Korrelation ist immer die zeitliche Übereinstimmung von markanten schnellen Klimaänderungen in den Polargebieten mit z.B. denen im tropischen Ozean. Dieses Prinzip versagt leider in dem Moment, wo in den zu datierenden Archiven Klimaänderungen nachgewiesen werden, die in den Eiskernen nicht vorhanden sind. Darüber hinaus wäre auch aus wissenschaftlichen Gründen eine von den Eiskernen unabhängige

Datierung zu wünschen, die nicht a priori festlegt, dass bestimmte Klimaereignisse in allen Erdteilen und Ozeanen zeitgleich aufgetreten sind. Für die Atmosphäre mag diese Annahme aufgrund der sehr kurzen weltweiten Durchmischung innerhalb von wenigen Jahren noch akzeptiert werden. Für den Ozean mit dem Wärmetransport über Tiefenwasser- Zwischenwasser- und Oberflächenzirkulation sowie für die Klimaänderungen auf den Kontinenten mit Vegetationsänderungen und Verwitterungsprozessen können Zeitverschiebungen signifikanter Klimaereignisse zwischen Ozean und Kontinenten oder zwischen unterschiedlichen Klimazonen von mehreren hundert Jahren im Holozän durchaus plausibel sein. Aus diesem Grund und dem Umstand entsprechend, dass nur wenige Archive Jahreszählungen für das Holozän zulassen, wird vor allem auf die radiometrische ^{14}C Radiokarbonmethode zurückgegriffen. Die Halbwertszeit der ^{14}C Zerfallsrate von 5730 Jahren (5558 Jahre, Libby et al. 1955) und die Verbesserung der Beschleuniger-Massenspektrometrie erlauben heute eine relative sichere Datierung von nur 0.5 mg reinem Kohlenstoff für das Holozän. Damit sind fast alle Archive auch mit nur geringen Mengen an organischem Kohlenstoff oder Kalkschalen von Mikrofossilien datierbar. Im Prinzip wären somit auch sehr detaillierte Altersmessungen an den Sedimentarchiven möglich. Leider ist die Unsicherheit der Radiokarbonmethode aufgrund der natürlichen Variationen in der atmosphärischen ^{14}C Produktion in Abhängigkeit der kosmischen Protonenstrahlung in Bezug auf wirkliche kalendarische Alter relativ hoch. Dazu beeinflussen Variationen von solarer Aktivität und Intensitätsänderungen des Erdmagnetfelds diese Strahlung und damit ebenfalls die natürliche ^{14}C Produktion. Schwankungen in der natürlichen ^{14}C Produktion können im Holozän deshalb zu Abweichungen vom kalendarischen Alter führen. Im Ozean tritt zusätzlich das Problem von Altersunsicherheiten in der Radiokarbonmethode durch dessen 60 mal größeres Kohlenstoff-Reservoir gegenüber dem der Atmosphäre auf. Durch Schwankungen in der Tiefenwasserzirkulation, in der Bildungsrate und/oder im Auftrieb von Tiefenwasser nahe zur Oberfläche kann der Kohlenstoffaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre variieren und so auch die ^{14}C Gehalte in der Atmosphäre und im Oberflächenwasser verändern, da der tiefe Ozean aufgrund der langen Verweilzeit der Tiefenwassermassen unter Abschluß von der Atmosphäre sehr viel „alten“ Kohlenstoff enthalten kann. Die möglichen Abweichungen der ^{14}C Konzentration in der Atmosphäre von der mittleren Produktionsrate sind aber durch die Eichung des ^{14}C Kalenders anhand von Baumring- und Warven-Chronologien sowie anhand von absoluten U/Th Altersbestimmungen an Korallen sehr gut bekannt (Stuiver et al. 1998). Die ^{14}C -Kalibration mittels vorhandener Eichkurven berücksichtigt jedoch bislang nur die regionalen hydrographischen Verhältnisse unter heutigen und konstanten Klimabedingungen. Eine weitere Möglichkeit, die Unsicherheiten in den ^{14}C Altern abzuschätzen, bietet deshalb die Modellierung der Zirkulation inklusive des Kohlenstoff-Kreislaufs durch die Bestimmung von Reservoir-Altern (Butzin et al. 2003, 2004) in verschiedenen vorgegebenen Paläoszenarien. Diese Möglichkeit muss in Zukunft noch stärker ausgeschöpft werden.

Klimamodelle und ihre Anwendungen auf holozäne Klimavariationen

In der Diskussion über die Frage, wie zukünftige Klimaänderungen die Umwelt beeinflussen, ergibt sich das ernste Problem, ob die Zunahme der Treibhausgaskonzentrationen das Klima der Erde bereits signifikant erwärmt hat. Um diese Frage angehen

zu können, sind detaillierte Kenntnisse der Amplituden und Frequenzen der natürlichen Variabilität von Temperatur und temperaturabhängigen Umweltgrößen im Ozean, über den Kontinenten und in der Kryosphäre notwendig. Ein geeigneter Weg dorthin wäre die Untersuchung historischer Zeitserien direkter Temperaturmessungen oder der Dokumentation solcher Umweltbeobachtungen. Unglücklicherweise liegen Aufzeichnungen von Temperaturmessungen, die eine Aussage über globale Klimaänderungen erlauben würden, nur für die jüngste Vergangenheit vor. Zudem fallen sie in die Zeit, in der bereits ein deutlicher Einfluss der menschlichen Aktivitäten auf die natürlichen Bedingungen stattfand. Informationen über weiter zurück liegende Zeiten kann man neben der Benutzung von Stellvertreterdaten, den sogenannten Proxy-Parametern aus den oben genannten Archiven in denen vergangene Klimazustände und Umgebungsbedingungen gespeichert vorliegen, durch Klimasimulationen gewinnen.

Die zur Verfügung stehenden Klimamodelle sind in der Lage, ein breites Spektrum von Phänomenen zu simulieren. Jedoch sind diese Modelle von der Vorgabe der Änderungen von externen Antrieben abhängig, die bislang nur teilweise bekannt sind. Weiterhin bedürfen sie noch der Überarbeitung in Bezug auf ihre Verlässlichkeit auf langen Zeitskalen. Die Daten des Paläoklimas sind deshalb ein unverzichtbarer Test für diese Modelle, weil sie Informationen über Klimavariationen enthalten, die in der Vergangenheit tatsächlich stattgefunden haben. Die Rekonstruktion von längeren Zeitserien z.B. der Temperatur an der Erdoberfläche mit adäquaten Proxy-Methoden der Geochemie oder der Paläobiologie würde eine quantitative Abschätzung von Klimaänderungen erlauben. Die Informationen über das Paläoklima sind aber, wie vorher beschrieben, nicht für alle notwendigen Zeiten und geographischen Regionen verfügbar. Ein Ziel der Modellierung ist es deshalb, die Raum-Zeit Muster zu identifizieren, die am sensitivsten auf Antriebe reagieren und die für einen Vergleich mit den Proxydaten herangezogen werden können. Für solch ein Verfahren sind sowohl angetriebe wie Kontrollexperimente nötig. Der Vergleich der Simulationen mit vorgegebenem Antrieb mit dem Kontrollexperiment ohne äußeren Antrieb kann eine Abschätzung der Einflußfaktoren auf die Klimavariabilität ermöglichen und für die Abschätzung des Signal-zu-Rauschverhältnisses benutzt werden (z.B. Tett et al. 1999).

Vergleiche zwischen rekonstruierten und modellgestützten, holozänen Datensätzen werden durch die grundverschiedene Struktur der zu untersuchenden Datensätze erheblich erschwert. Simulierte Daten globaler Modelle sind meist wenig verlässlich bei kleinskaligen Phänomenen, während viele holozäne Proxy-Zeitserien nur für lokal eng begrenzte Orte repräsentativ sind. Für einzelne Datenpunkte können Modellergebnisse für einen Gitterpunkt herangezogen werden, die jedoch unrealistische Varianz oder spektrale Charakteristika enthalten können. Zuverlässigere Informationen können durch den Einsatz von statistischem „Downscaling“ (Wilby et al. 1998) erwartet werden, welches lokale Klimagrößen aus der vom globalen Modell besser simulierten großräumigen Zirkulation ableitet. Diese Methode muß für die Bestimmung von lokaler Variabilität aus derjenigen der großräumigen Strömung angepaßt werden. Für den Vergleich von Variabilität einer Region in Paläo- und Modelldaten werden zur Zeit verschiedene Methoden verwendet:

- „Upscaling“ der Paläodaten, basierend auf Regressionsmethoden, auf die Skalen und Größen, die vom Modell zuverlässig simuliert werden können

- (Mann et al. 1999, Rimbu et al. 2003). Dies beinhaltet auch die Rekonstruktion der atmosphärischen Zirkulation und der zugehörigen Indizes wie des NAO. Diese können dann mit den aus Simulationen berechneten Indizes verglichen werden.
- Zusammenstellen von Modellresultaten ausschließlich aus solchen Lokationen, für die Paläorekonstruktionen vorliegen (Jones et al. 1998). Dort, wo die Datendichte groß genug ist, können aus größeren Regionen Mittelwerte berechnet und kalibriert werden, die anschließend mit den regionalen Mittelwerten der Modellergebnisse verglichen werden können.
 - Der Einsatz gekoppelter Atmosphäre-Ozean Zirkulationsmodelle als Werkzeug zur dynamisch konsistenten Interpretation von Proxydaten (Datenassimilation, Einschränkung des Phasenraums)
 - „Downscaling“ und die Erzeugung von „synthetischen“ Proxydaten aus den GCM-Ergebnissen, die mit aktuell gemessenen Proxies verglichen können (z.B. Reichert et al., 1999).

Darüber hinaus sind die Modellergebnisse bei der Interpretation der Paläodaten unerlässlich. Die Simulationen ermöglichen eine Trennung des extern angetriebenen Klimasignals von der internen Variabilität in dem Rahmen, in dem Signal und Rauschen voneinander zu trennen sind. Dieses ist durch die Auswertung von Paläodaten alleine nicht möglich. So können die Modellsignale dazu benutzt werden, die Paläoklimarekonstruktionen im Verhältnis zu den natürlichen Variationen zu interpretieren. Hierzu müssen vorhandene gekoppelte Atmosphäre-Ozean Zirkulationsmodelle für Simulationen des Paläoklimas aus Rechenzeitgründen angepaßt (z.B. Lorenz und Lohmann 2004, Lohmann et al. 2004) oder Erdsystemmodelle mittlerer Komplexität (z.B. Claussen et al. 2002) verwendet werden.

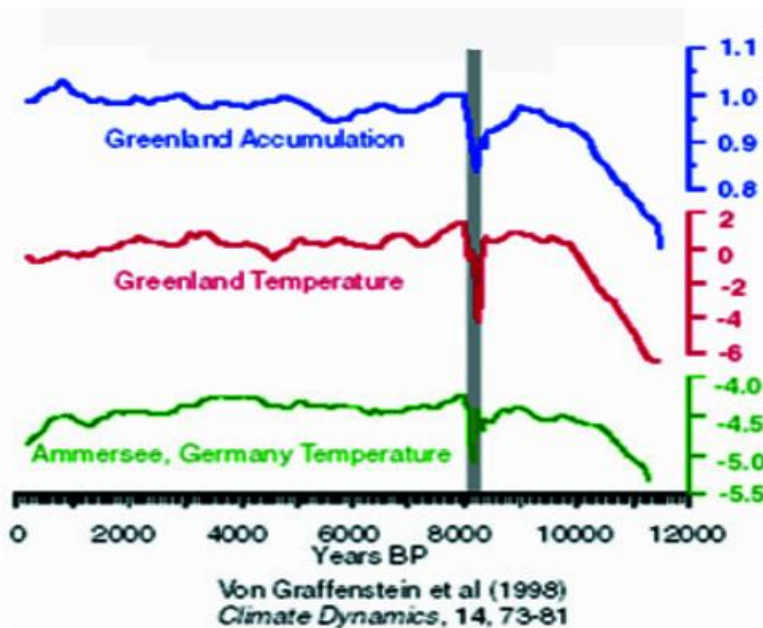



Abb. 7 Abkühlungsereignis bei 8.200 Jahren vor heute, nachgewiesen in Eisbohrkernen und Klimakurven aus kontinentalen und marinen Archiven (siehe auch Abb. 10).
(Quelle: Bildersammlung )

Beispiele zur Klimavariabilität des Holozäns und mögliche Antriebsmechanismen

Durch die entscheidenden Fortschritte bei der Dendrochronologie, der Radiokarbon-Datierung und dessen Eichung auf kalendarische Alter sowie durch die verbesserten methodischen Verfahren zur Analyse von Paläoklima-Proxydaten gibt es heute eine große Anzahl von holozänen Klimakurven für eigentlich alle Kontinente und Ozeane, die die ganzen 11.000 Jahre abdecken. Die damit verbundenen Unter-

suchungen widmeten sich bisher vor allem der Darstellung von sich in den Paläoklimakurven signifikant abzeichnenden Ereignissen zu einem bestimmten Zeitpunkt. Ein Beispiel hierfür ist eine starke kurze Abkühlung bei etwa 8.200 Jahren vor heute (Abb. 7), die in vielen Klimakurven nachgewiesen ist (Alley et al. 1997, von Grafenstein et al. 1998) und mit einem Schmelzwasserereignis im nördlichen Atlantik durch das Auslaufen des „Lake Agassiz“ in Verbindung gebracht wird (Barber et al. 1999). Simulationen mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphäre Model haben gezeigt, dass sich ein solches Schmelzwasser-Ereignis innerhalb von wenigen Jahrzehnten weltweit auswirken kann (Renssen et al. 2002). Auch wurde versucht für unterschiedliche Regionen, Kontinente, Ozeane oder Klimazonen, den Zeitpunkt des Klimaoptimums mit den höchsten holozänen Oberflächentemperaturen oder den stärksten Niederschläge festzustellen. Ausgehend von der Milankovitch Theorie, dass vor allem die Veränderungen der borealen Sommereinstrahlung bei etwa 65°N der Schrittmacher für die globalen Klimavariationen im Zuge der spätpleistozänen Vereisungs- und Warmzeitzyklen sind, wurde postuliert, dass das holozäne Klimaoptimum etwa vor 6000 Jahren erreicht wurde, also etwa 5000 bis 6000 Jahre nach dem Maximum in der Sommereinstrahlung bei 11.000 Jahren vor heute. Diese Theorie stimmte überein mit der Beobachtung, dass auch der postglaziale Meeresspiegel-Hochstand und somit der größtmögliche Vereisungsrückgang zu diesem Zeitpunkt erreicht war. Die Studien zum Klima des Holozäns galten also vornehmlich der Erstellung von neuen Klimakurven, die eine langsame Klimaverbesserung in Richtung 6000 Jahre vor heute und eine sich daran anschließende langsame Abkühlung, eine sogenannte Neoglaziation nachwiesen.

Schon bald wurde jedoch deutlich, dass für bestimmte Regionen in den Subtropen und tropischen Klimazonen, die optimalen Klimabedingungen, also höchste Niederschläge und wärmste Temperaturen nicht nur zu einem Zeitpunkt auftraten sondern sich auch im Holozän mehrfach Klimaschwankungen mit größerer Amplitude ereignet hatten. Dies gilt vor allem für

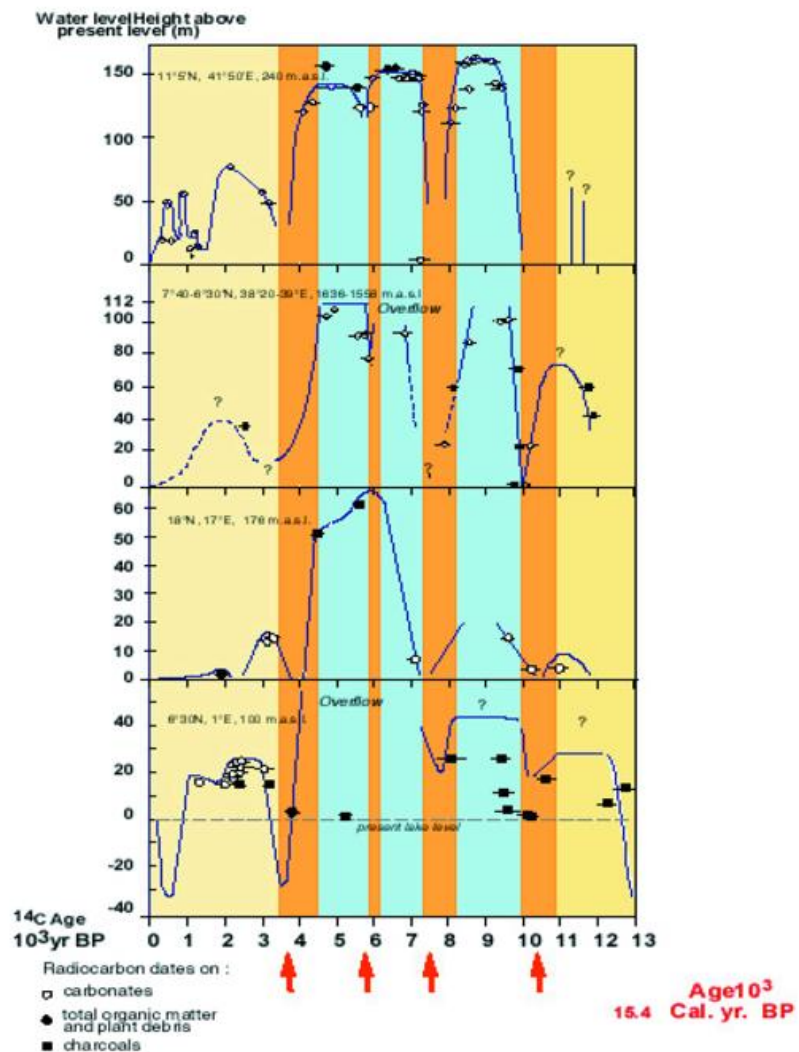


Abb. 8 Afrikanische Seespiegel-Variationen. Quelle: F. Gasse, Aix-en-Provence.

die Gebiete in Afrika und Asien, die dem Monsunklima ausgesetzt sind und deshalb viel schneller auf Änderungen in der Einstrahlung reagieren. Im Zuge weiterer Untersuchungen wurden dann auch schnell festgestellt, dass es in vielen afrikanischen Seen nicht nur einen holozänen Hochstand gab, sondern eher eine 5 bis 6 tausend Jahre lang anhaltende feuchte Klimaperiode, die durch starke Rückschläge hin zu trockenen Klimabedingungen unterbrochen war und vor etwa 5000 Jahren abrupt endete. (z.B. Gasse et al. 2000, de Menocal et al. 2000, Arz et al. 2003) (Abb. 8 und 9). Ähnliche Anzeichen für starke Wechsel zwischen trockenen und feuchten Klima-

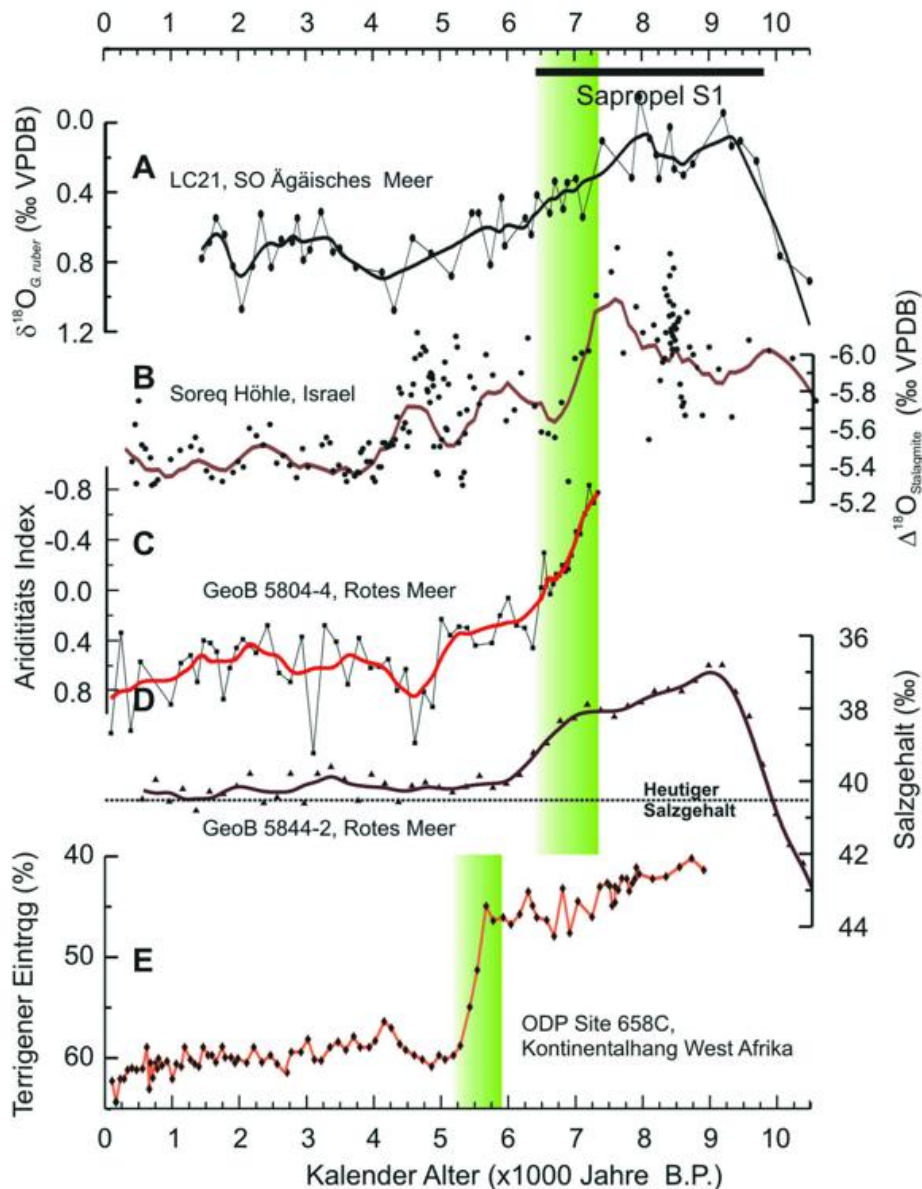


Abb. 9 Plötzliches Ende der früh- bis mittelholozänen humiden Phase innerhalb von etwa 500 Jahren über Ost- und Westafrika. Vergleich der Klimakurven aus Speleothemen in Israel, planktischen Foraminiferen aus dem östlichen Mittelmeer und dem Roten Meer, sowie mit der Zunahme des windtransportierten, erodierten terrigenen Materials in das Rote Meer und in den Atlantik (Arz et al. 2004): Alle Klimakurven deuten auf die schnelle Abnahme der Niederschlagshäufigkeit über dem subtropischen Afrika zwischen 7000 und 5000 Jahren hin, die in Ostafrika aber ca. 1000 Jahre früher als in Westafrika abgelaufen sind. Dies wird auf unterschiedliche Quellen für die Feuchte in der Atmosphäre zurückgeführt: Atlantik für das Westafrikanische Monsunsystem und östliches Mittelmeer für das nördliche Ostafrika. Quelle: H. Arz, Potsdam.

phasen wurden für das asiatische Monsunsystem beschrieben. Derartige abrupte und starke Klimaschwankungen können aber nicht allein aus den sehr schwachen und langsam ablaufenden Änderungen in der sommerlichen Sonneneinstrahlung gesteuert durch die Erdbahnparameter resultieren.

Für die schnelle Abnahme der afrikanischen Niederschlagsmengen im mittleren Holozän machen Claussen et al. (1999) deshalb interne Rückkopplungsmechanismen

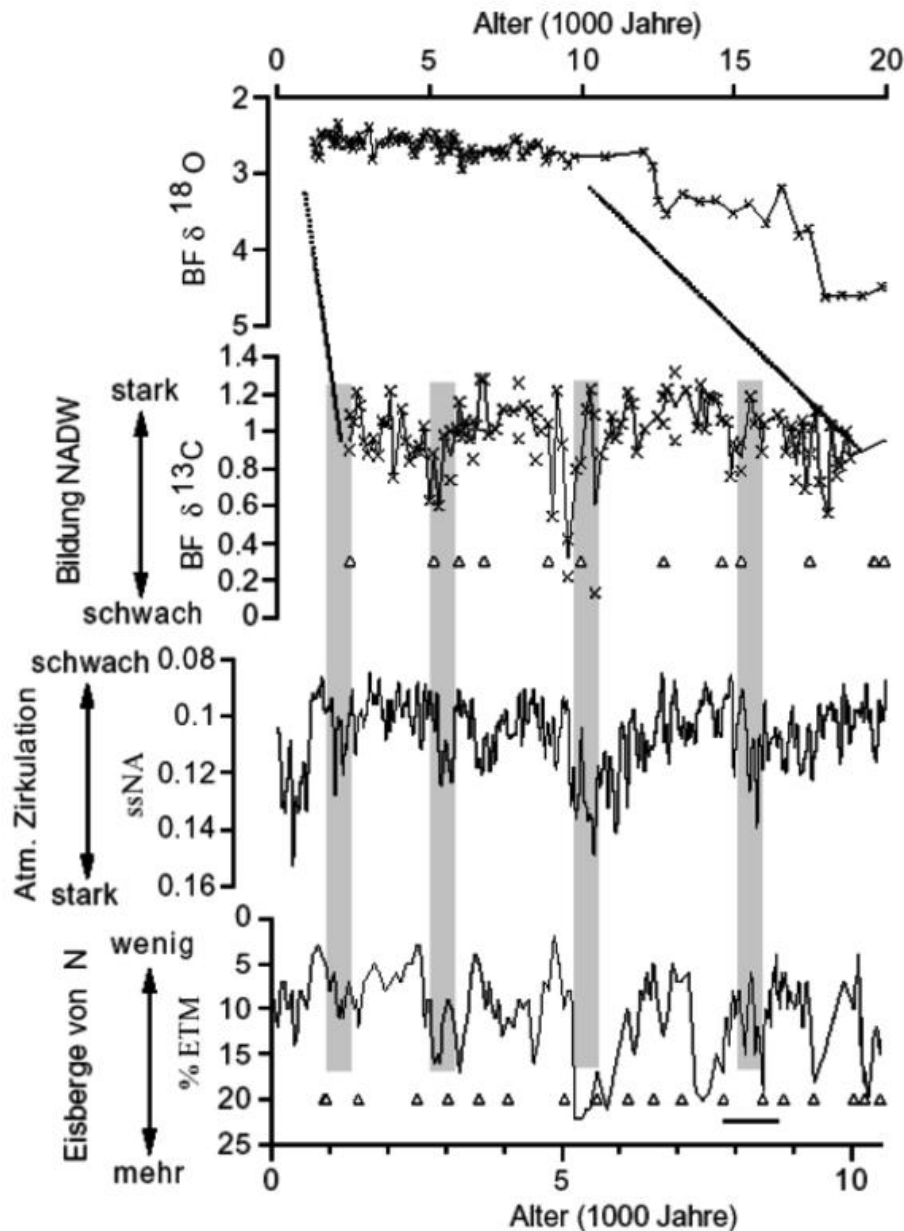


Abb. 10 Holozäne Schwankungen in der Bildung von nordatlantischem Tiefenwasser (Oppo et al. 2003). Ereignisse (graue Balken) mit niedrigen $\delta^{13}C$ Werten benthischer Foraminiferen (BF) weisen auf Perioden mit geringerer Tiefenwasser-Bildung und schwächerer thermohaliner Zirkulation im Nordatlantik hin. Diese Ereignisse korrelieren mit periodischen Schwankungen in der Natriumkonzentration (ssNA: sea salt sodium) in den grönländischen Eisbohrkernen als Indikator für die Intensität der atmosphärischen Zirkulation (O'Brien et al. 1995) und mit den Schwankungen von Eis-transportiertem Material (ETM, siehe auch Abb. 6) in Sedimenten des Nordatlantiks (Bond et al. 2002). Quelle: D. Oppo, Woods Hole, USA.

zwischen dem Feuchtegehalt in der Atmosphäre und der Vegetationsdecke in den Subtropen verantwortlich. Erst nachdem die Vegetationsbedeckung einen bestimmten Schwellenwert unterschritten hatte, kam es zur dramatischen Reduzierung der Regenfälle im subtropischen Westafrika. Weiterhin konnten Arz et al. (2003) mit Klimakurven aus dem nördlichen Roten Meer zeigen, dass die Feuchtigkeitsquelle für das Niederschlagsmaximum im frühen Holozän im östlichen Nordafrika wahrscheinlich das östliche Mittelmeer war. Dies könnte dann auch ein früheres Ende der pluvialen Phase in Ostafrika erklären (Abb. 9).

Durch den Zugang zu immer hochauflösenderen Klimaarchiven mit Warven, Korallen- und Baumringen, sowie den Klimakurven aus dem Cariaco und St. Barbara Becken mit ihren anoxischen Sedimenten und den Driftsedimenten aus dem Nordatlantik konnten noch kurzzeitigere und auch zyklische Klimaschwankungen im Holozän auf Zeitskalen von wenigen Dekaden bis Jahrhunderten festgestellt werden. Auch gibt es nun für das gesamte Holozän Hinweise auf regelmäßige Klimaschwankungen in der Zirkulation im Nordatlantik und in der Atmosphäre in Abständen von 1500 bis 3000 Jahren (Abb. 10). Diese relativ schnellen Klimaschwankungen sind nicht durch orbital gesteuerte periodische Schwankungen in der Einstrahlung verursacht worden, sondern durch Schwankungen der solaren Aktivität. So konnten Bond et al. (2002) zeigen, dass in nordatlantischen Sedimentkernen Variationen im Gehalt von Eisberg-transportierten Sand- und Siltkörnern (Abb. 6 rechts) mit holozänen Schwankungen der ^{14}C Produktionsraten in der Atmosphäre korrelieren und somit einem externen Antrieb unterliegen. Diese Variationen in der Ausdehnung von Meereis- und Eisbergdraft scheinen mit Schwankungen in der Bildungsrate

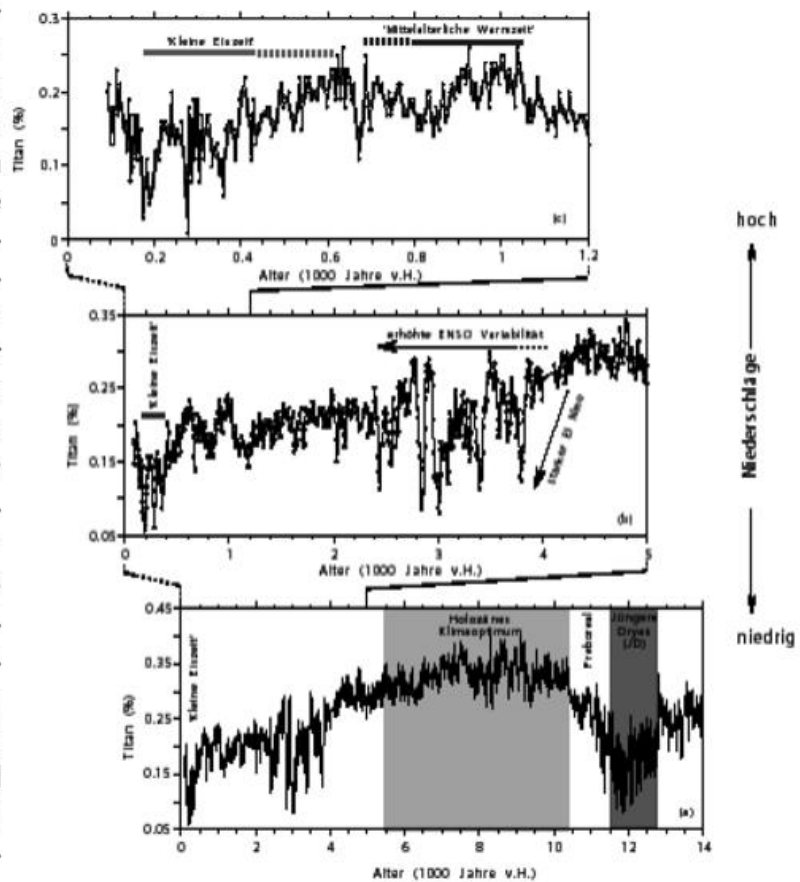


Abb. 11 Schwankungen in den Niederschlägen über dem tropischen Südamerika abgeleitet aus dem Flusseintrag von Schwermineralen (hier Ti Prozentanteile) in die laminierte Sedimenten des Cariaco Beckens (Haug et al. 2001). Die starken Schwankungen im Ti-Gehalt und damit in der Niederschlagsmenge werden vor allem auf Nord- bzw. Südverlagerungen der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) zurückgeführt, die mit Klimaschwankungen in den nördlichen hohen Breiten (z.B. Jüngere Dryas, Mittelalterliche Warmzeit, Kleine Eiszeit) und mit dem ENSO Phänomen über dem östlichen Pazifik eng verzahnt sind. (Quelle: G. Haug, Potsdam).

des nordatlantischen Tiefenwassers und in der Intensität der atmosphärischen Zirkulation über der Nordhemisphäre im direkten Zusammenhang zu stehen (Bond et al. 1997, O'Brien, Oppo et al. 2003).

Eines der eindrucksvollsten Beispiele für sehr schnelle Klimawechsel liefern die Klimakurven für Schwankungen in den Niederschlägen über dem nördlichen Südamerika (Abb. 11), die mit Verlagerungen der Innertropischen Konvergenzzone in Zusammenhang gestellt werden (Haug et al. 2001). Die zeitlichen Korrelationen bestimmter Klimaereignisse in den Tropen mit vergleichbaren Ereignissen, die im Nordatlantik und auf dem europäischen Festland eindeutig nachgewiesen wurden (z.B. kleine Eiszeit, Mittelalterliche Warmzeit), lassen vermuten, dass sich die tropische Klimavariationen eng gekoppelt mit denen in den hohen Breiten abgespielt haben. Es gibt aber auch Hinweise, dass tropen-interne Wirkungsmechanismen wie das tropische ENSO Phänomen einen starken Einfluss auf die holozäne Klimavariabilität weltweit hatten.

Die vorgestellten Ergebnisse zeigen beispielhaft, dass es eine viel größere Klimavariabilität im Holozän gegeben hat, als es lange angenommen wurde. Außerdem weist die Vielzahl neuer regionaler Klimastudien für das Holozän einerseits auf große regionale Unterschiede zwischen einigen markanten Klimaänderungen hin, wie das Ende der humiden Phase in Afrika oder der Beginn starken Niederschlagsänderungen über Südamerika im Zuge der Verstärkung des pazifischen ENSO Phänomens. Andererseits gibt es aber auch Belege für großskalige Ereignisse, die auf der gesamten Nordhalbkugel oder sogar weltweit nachgewiesen sind, wie das Abkühlungsereignis bei 8.200 Jahren vor heute oder die 1.500 Jahre Schwankungen im Nordatlantik, die mit quasi-periodischen Variationen in der solaren Aktivität in Zusammenhang gebracht werden. Diese Klimamoden stellen heute eine der größten Herausforderungen an die Untersuchungen der holozänen Klimavariabilität dar. Nur die Unterscheidung von globalen und regionalen Ereignissen kann wichtige Hinweise auf die klimarelevanten Prozesse und damit die Untersuchung der Antriebsmechanismen für die natürliche Klimavariabilität geben.

Die heutige Erforschung der Klimavariabilität des Holozäns umfasst deshalb die faszinierende Entwicklung neuer Thesen zu externen Klimaantriebsmechanismen und internen Klima-Moden sowie deren Veränderung während des Holozäns. Diese Entwicklung wird zudem begünstigt von der zunehmenden Kapazität und Leistung von gekoppelten Klimamodellen, die die Wechselwirkungen Ozean-Atmosphäre, Atmosphäre-Vegetation immer detaillierter abbilden und Simulationen für immer längere Zeiträume im gekoppelten Modus rechnen. So können jetzt auch rekonstruierte Klima- oder Niederschlagskurven für das Holozän mit Ergebnissen aus Modelexperimenten verglichen werden, die z.B. regionale Ausdehnungen oder Einschränkungen in der Niederschlagsverteilung gegenüber den heutigen Bedingungen zeigen. Dabei spielen sowohl hochkomplexe Klimamodelle, als auch Modelle reduzierter Komplexität eine besondere Rolle (Claussen et al., 2002).

Durch neue statistische Untersuchungen umfangreicher historischer Datensätze, die Schwankungen sowie die Einflußgrößen und Prozesse wie NAO/AO, ENSO, Monsun, atlantischer Dipol, etc. beinhalten, gibt es neue Ansätze für die Paläoklimaforschung. In ersten Arbeiten ist es uns gelungen lokale Klimakurven mit Klimamustern

in Einklang zu bringen, die vorher nicht unbedingt mit den externen Antriebsmechanismen erklärbar waren. Statistische Analysen der historischen und rekonstruierten Klimadaten bringen neue Interpretationsmöglichkeiten der Klimadaten und damit auch des Klimasystems in die Diskussion. Angewandt auf über mehrere tausend Jahre verlaufende Klimatrends konnten räumliche Muster in der holozänen Temperaturabnahme bzw. Zunahme festgestellt werden (Abb. 12), die heutigen NAO/AO Verteilungsmustern in der Atmosphäre entsprechen (z.B. Rimbu et al. 2001, 2003, Felis et al. 2004). Eine große Einschränkung für derartige Ableitungen sind aber bis heute immer noch die sehr unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen zwischen den historischen Datensätzen mit jährlicher, monatlicher, manchmal sogar wöchentlicher Auflösung über Zeiträume von Jahren, Jahrzehnten oder wenigen Jahrhunderten hinweg,

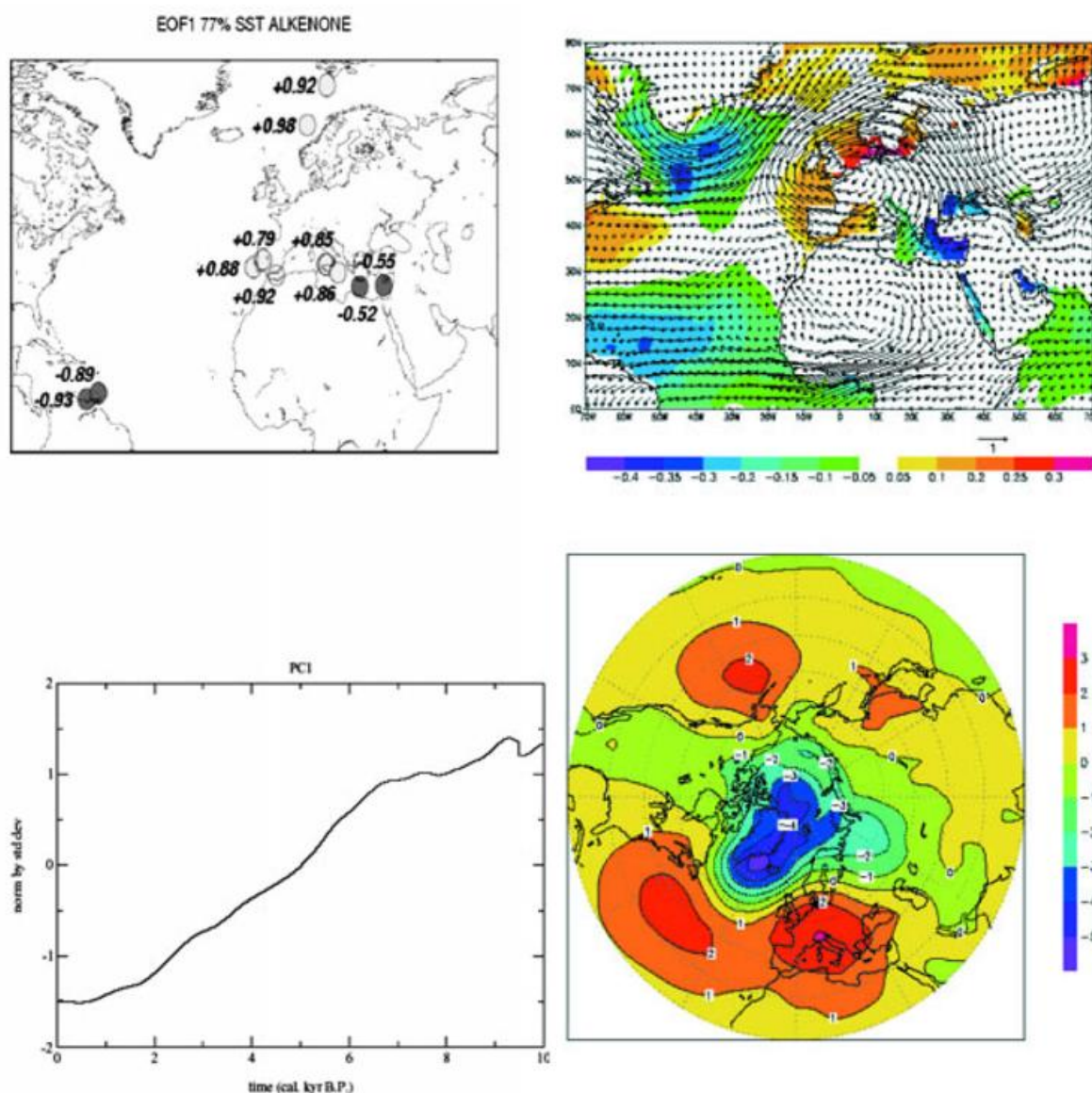


Abb. 12 Holozäne Klimatrends über 7000 Jahre extrahiert über eine EOF Analyse aus rekonstruierten SST Kurven (links unten). Ein positiver Korrelationskoeffizient für PC1 im Ostatlantik und im westlichen Mittelmeer kennzeichnet einen Abkühlungstrend, gegenüber einem negativen Korrelationskoeffizienten, der einen Erwärmungstrend über die letzten 7000 Jahre im östlichen Mittelmeer und im tropischen Atlantik anzeigt (links oben). Gleichartige gegensätzliche räumliche Verteilungen finden sich in historischen Daten assoziiert mit der NAO/AO Signatur in Temperatur- (rechts oben) und Druckverteilungen (rechts unten) (Rimbu et al. 2003, Einheiten in °C, m/s und hPa),. Quelle: N. Rimbu und J.-H. Kim, Bremen.

gegenüber den Klimakurven des Holozäns mit zeitlichen Auflösungen von mehreren Jahrzehnten, eher Jahrhunderten, und mit Datierungsfehlern im Bereich auch von Jahrzehnten bis wenige hundert Jahre. In diesem Bereich gilt es, die Zeitreihen der Proxydaten für die natürliche Klimavariabilität durch weitere Anstrengungen in der Zukunft zu verbessern. Nur so kann die Kombination von historischen Klimadaten, Paläoklimadaten und Klimasimulationen in dem Zeitbereich vorangetrieben werden, der auch für Klimavorhersagen im Bereich von Jahrzehnten und Jahrhunderten die Grundlagen natürlicher Klimavariabilität liefert.

Ausblick

In den letzten 5 Jahren wurden durch gezielte technologische Entwicklungen in der Bearbeitung von marinen und lakustrinen Sedimenten, durch zerstörungsfreie Scannerverfahren für Messungen in Millimeterabständen, durch weitere Verbesserung der Datierungen, durch Erstellung von regionalen oder sogar globalen Datensätzen (Harmonisierung und Qualitätsüberprüfung) und in der Erdsystem-Modellierung enorme Fortschritte bei der Rekonstruktion und Simulation des holozänen Klimas gemacht.

Konzertierte Aktionen durch gezielte Klimaforschungsprogramme der EU, aber auch die nationale Förderung für den Ausbau der Rechnerkapazitäten am deutschen Klimarechenzentrum DKRZ Hamburg und am MPI für Biogeochemie in Jena, der Einrichtung eines Forschungszentrums für Ozeanränder an der Universität Bremen, die deutschen jüngsten Klimaforschungsprogramme DEKLIM, KIHZ, etc. führten zu neuen strategischen Konzepten und zur Verbesserung der Kommunikation zwischen Klimamodellierern und Paläoklimatologen, die sich gezielt mit Ursachenforschung zu den schnellen Klimawechseln, wie sie nun weltweit aus den Klimaarchiven dokumentiert werden, befassen. Die Klimasimulationen für das Holozän ermöglichen die Erkennung von Ähnlichkeiten in den raum-zeitlichen Mustern von Modellergebnissen und den aus den Klimaarchiven gewonnenen Proxydaten. Die Analyse von Modellläufen des Holozäns samt der jüngeren Periode mit anthropogen verursachter Erhöhung der Konzentration der Treibhausgase erlaubt den Vergleich der Klimavariabilität unter natürlichen und unter anthropogen beeinflussten Bedingungen. Dieser Ansatz wird helfen, die Mechanismen der natürlichen Klimavariabilität und des von Menschen verursachten Klimawandels zu verstehen und die Klimavorhersagen für die nähere Zukunft zu verbessern. Hierzu sollten Grundlagenforschung und anwendungsorientierte Forschung, z.B. für die regionale oder globale Prognose zukünftiger Klimavariabilität, in gleichen Anteilen beitragen. Gerade die Erfolge in DEKLIM und KIHZ haben gezeigt, dass eine Trennung von wissenschaftlichen Arbeiten zur Klimavorhersage von denen zum besseren Verständnis der Klimavariationen und deren Antriebsmechanismen in der Vergangenheit aus wissenschaftlichen, technischem und finanziellem Aufwand nicht ratsam ist. Unsicherheiten und Prognosefähigkeit von Klimamodellen sind nur anhand von Paläoklimadaten im Vergleich mit entsprechenden Simulationen festzustellen. Aus der eher deskriptiven Erforschung des holozänen Klimas ist deshalb eine auf Prozesse orientierte Paläoklimaforschung entstanden, die mit verschiedenen Techniken versucht, das hochkomplexe System mit ihren Ursache- und Wirkungsmechanismen besser nachzuvollziehen. Dabei gewinnt insbesondere die Untersuchung von holozänen Klimaänderungen und deren mögliche Auswirkungen auf die menschliche Bevölkerungs- und Kulturentwicklung, sowie als Migra-

tions- und Risikofaktor eine immer größere Bedeutung. Hierfür ist die Ermöglichung weiterer kostenintensiver Beprobungsprogramme und Auswerteprogramme sowie neuer Langzeit-Simulationen mit gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Vegetationsmodellen in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung unabdingbar, um den nun eingeschlagenen Pfad der gemeinsamen Datensynthese und Modellierung des Klimas der Vergangenheit weiter gehen zu können.

Literatur

- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., and Clark, P.U., 1997: Holocene Climatic Instability- a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25, 483-486.
- Arz, H., Lamy, F., Pätzold, J., Müller, P.J., and Prins, M., 2003: Mediterranean moisture source for early to mid-Holocene humid period in the northern Red Sea. *Science*, 300, 118-124.
- Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D., and Gagnon, J.-M., 1999: Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400, 344-348, doi:10.1038/22504
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., and Bonani, G., 1997: A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278, 1257-1266.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., and Bonani, G., 2001: Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294, 2130-2136.
- Brauer, A., Endres, C., Negendank, J.F.W., and Zolitschka, B., 2000: Late glacial and Holocene AMS radiocarbon and warve chronology from annually laminated sediment record of Lake Meerfelder Maar, Germany. *Radiocarbon*, 42/3, 355-368.
- Butzin, M., Prange, M., and G. Lohmann, 2004: Simulations of oceanic radiocarbon at the Last Glacial Maximum. *Paleoceanography* (accepted).
- Butzin, M., Prange, M., and Lohmann, G., 2003: Studien zur C-14-Verteilung im glazialen Ozean mit einem globalen Ozeanzirkulationsmodell. *Terra Nostra* 6, 86-88.
- Claussen, M., Kubatzki, C., Brovkin, V., Ganopolski, A., Hoelzmann, P., Pachur, H.-J., 1999: Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. *Geophysical Research Letters*, 24 (14), 2037-2040.
- Claussen, M., Mysak, L.A., Weaver, A.J., Crucifix, M., Fichet, T., Loutre, M.-F., Weber, S.L., Alcamo, J., Alexeev, V.A., Berger, A., Calov, R., Ganopolski, A., Goosse, H., Lohmann, G., Lunkeit, F., Mokhov, I.I., Petoukhov, V., Stone, P., and Wang, Z., 2002: Earth System Models of Intermediate Complexity: Closing the Gap in the Spectrum of Climate System Models. *Climate Dynamics* 18, 579-586
- COHMAP Members, Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations, *Science*, 241, 1043-1052, 1988.
- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., and Yarusinsky, M., 2000: Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews*, 19, 347-361.

- Felis, T., G. Lohmann, H. Kuhnert, S. Lorenz, D. Scholz, J. Pätzold, S. A. Al-Rousan, S. M. Al-Moghrabi, 2004: Coral and model evidence for North Atlantic Oscillation modulation of seasonal climate on orbital time scales. *Nature* (in press).
- Fischer, H., G. Flöser, T. Kumke, G. Lohmann, H. Miller, J.F.W. Negendank, and H. von Storch (Eds.), 2004: *The climate in historical times: Toward a synthesis of Holocene proxy data and climate models*, 512 Pages, 166 Figures, and 11 Tables, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, ISSN 1437-028; ISBN 3-540-20601-9.
- Gasse, F., 2000: Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 19, 189-211.
- Grafenstein, von, U., Erlenkeuser, H., Müller, J., Jouzel J., and Johnsen, S., 1998: The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics*, 14, 73-81.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U. 2001: Southward Migration of the Intertropical Convergence-Zone through the Holocene. *Science*, 293, 1305-1308.
- Indermühle A., Stocker T.F., Joos F., Fischer H., Smith H.J., Wahlen M., Deck B., Mastroianni D., Tschumi J., Blunier T., Meyer R., and Stauffer B., 1999: Holocene carbon-cycle dynamics based on CO₂ trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. *Nature*, 398, 121-126.
- IPCC 1994: *Technical Guidelines for Assessing Climate Change Impacts and Adaptations*, Prepared by IPCC working group II, Carter T.R., Parry M.L., Harasawa H., and Nishioka S. (eds.) and WMO/UNEP: University College, London, UK, and Center for Global Environmental Research, Tsukuba, Japan.
- IPCC, 2000: *Special Report on Emission Scenarios*. A Special Report of IPCC Working Group III. Edited by N. Nakicenovic and R. Swart. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- IPCC, 2001: *Climate Change 2001, The Scientific Basis*. IPCC Working Group I contribution to the Third Assessment Report. Edited by Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., and Xiaosu, D. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Jones P.D., Briffa K.R., Barnett T.P., and Tett S.F.B., 1998: High-resolution paleoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control run temperature. *The Holocene*, 8, 467-471.
- Joussaume, S., et al. Monsoon Changes for 6000 Years ago: Results of 18 Simulations from the Paleoclimate Modelling Inter-comparison Project (PMIP). *Geophysical Research Letters*, 26, 859-862. 1999.
- Kromer, B., Friedrich, M., and Spurk, M., 2001: Natürliche Klimavariationen im Spätglazial und Holozän im Spiegel von Baumringserien. *Nova Acta Leopoldina NF 88(331)*: 151-159
- Landsberg H. E., Groveman B. S., and Hakkarinen I. M., 1978: A simple method for approximating the annual temperature of the Northern Hemisphere. *Geophys. Res. Lett.*, 5, 505-506.
- Libby, W.F., 1955 (2nd edition), *Radiocarbon Dating*, University of Chicago Press, Chicago
- Lohmann, G., Lorenz, S., and M. Prange, 2003: Northern high-latitude climate changes during the Holocene as simulated by circulation models. *AGU Monographs*, Bjerknes book about the Nordic Seas (in press).
- Lee-Thorp, J.A., Holmgren, K., Lauritzen, S.E., Linge, H., Moberg, A., Partridge, T.C., Stevenson, C., and Tyson, P., 2001: Rapid climate shifts in the southern African interior throughout the mid to late Holocene. *Geophysical research Letters*, 28, 4507-4510.
- Lorenz, S., and Lohmann, G., 2004: Acceleration technique for Milankovitch type forcing in a coupled atmosphere-ocean circulation model: method and application for the Holocene. *Climate Dynamics* (accepted).
- Mann M. E., Bradley R. S., and Hughes M. K., 1998: Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature* 392, 779-787.
- Mann, M. E., Bradley R. S., and Hughes M. K., 1999: Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations. *Geophys. Res. Lett.* 26, 759-762.
- Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Whitlow, S., Twickler, M.S., Morrison, M.C., Grootes, P.M., Bond, G.C., Alley, R.B., Meese, D.A., Gow, A.J., Taylor, K.C., Ram, M. and Wumkes, M., 1994: Changes in atmospheric circulation and ocean ice cover over the North Atlantic during the last 41,000 years. *Science* 263: 1747-1751.
- Mix, A.C., Bard, E., and Schneider, R.R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, ocean, glaciers (EPILOG). *Quat. Sci. Rev.*, 20(4): 627-657.
- Negendank, Jörg F. W., B. Zolitschka, B. Rein, A. Brauer, C. Brüchmann, A. Sanchez & H. Vos(1999): Varve and solar variability (Lake Holzmaar, Eifel, Germany). *Bull. Soc. Belge de Geol.*, T106, 53-61.
- O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S. and Whitlow, S.E., 1995: Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, 270, 1962-1964.
- Oppo, D.W., McManus, J.F., and Cullen, J.L., 2003: Centennial-millennial deepwater variability in the Holocene. *Nature*, 422, 277-278.
- Petit, J.R. Briat, M. and Royer, A., Ice age aerosol content from East Antarctic ice core samples and past wind strength, *Nature* 293:391-394, 1981.
- Reichert B. K., Bengtson L., and Akesson O., 1999: A statistical modelling approach for the simulation of local paleoclimatic proxy records using general circulation model output, *J. Geophys. Res.*, 104, 19071-19083.
- Renssen, H., Goosse, H. and Fichefet, T., 2002: Modeling the effect of freshwater pulses on the early Holocene climate: the influence of high-frequency climate variability. *Paleoceanography*, 17 (2), doi 10.1029/2001PA000649.
- Rimbu, N., Lohmann, G., Felis, T., and Pätzold, J., 2001: Arctic Oscillation signature in a Red Sea coral. *Geophysical Research Letters*, 28 (15), 2959-2962.
- Rimbu, N., Lohmann, G., Kim, J.-H., Arz, H. W., and Schneider, R., 2003: Arctic/North Atlantic Oscillation signature in Holocene sea surface temperature trends as obtained from alkenone data. *Geophysical Research Letters* Vol. 30, No. 6, 1280, doi: 10.1029/2002GL016570.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., v.d. Plicht J., and Spurk, M. 1998: „INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration.“ *Radiocarbon* 40(3), 1041-1083
- Thompson, L.G., 2000: Ice core evidence for climate change in the Tropics: implications for our future *Quaternary Science Reviews* 19, 19-35.
- Tett S.F.B., Stott FA., Allen M.R., Ingram W.J., and Mitchell J.F.B., 1999: Causes of twentieth century temperature change near the Earth's surface. *Nature* 399, 569-572.
- Wilby R.L., Wigley T.M.L., Conway D., Jones P.D., Hewitson B.C., Main J, and Wilks D.S., 1998: Statistical downscaling of general circulation model output: a comparison of methods. *Water Resources Res.* 34, 2995-3008.

Zur Temperatur- und Hochwasserentwicklung der letzten 1000 Jahre in Deutschland

R. Glaser, Ch. Beck, H. Stangl

Der vorliegende Beitrag verdeutlicht, welche Potenziale historische Aufzeichnungen, frühe instrumentelle Messungen aber auch Illustrationen, Hochwassermarken und andere indirekte Klimadaten für die Klima- und Hochwasserrekonstruktion der letzten 1000 Jahre eröffnen.

Kapriolen des Klimas zwischen Hochwasserkatastrophe und Hitzesommer?

Eine dramatische Inszenierung hätte besser nicht sein können: Dem extremen und folgenschweren Hochwasser 2002 folgte 2003 ein Hitzesommer in weiten Teilen Mitteleuropas, dem zumindest bei Betrachtung der für die letzten etwa 100 bis 200 Jahre verfügbaren instrumentellen Messreihen Einmaligkeit zukommt. Seit Beginn der 1990er Jahre trugen mehrfach auftretende schwere Hochwässer in verschiedenen Flusseinzugsgebieten aber auch die katastrophalen Auswirkungen von Sturmereignissen wie Vivian, Wiebke und Lothar dazu bei das Bild einer in jüngster Zeit auffälligen Häufung sogenannter „Jahrhundertereignisse“ zu prägen.

Das Auftreten solch außergewöhnlicher Ereignisse bedingt regelmässig zum einen eine Anfachung der Diskussion um die menschliche Einflussnahme auf das Klimasystem und zum anderen die Frage nach dem historischen Äquivalent des aktuellen Ereignisses und damit nach Einordnung des rezenten Geschehens in den Kontext langzeitlicher Klimavariabilität.

Um eine diesbezügliche Beurteilung vornehmen zu können, sind möglichst lange Zeitreihen der verschiedenen klimatischen und hydrologischen Größen unabdingbar. Etwa seit Ende des 18. Jahrhunderts liegen für zahlreiche Flussgebiete erste instrumentelle Pegel- oder Durchflussmessungen vor und auch die Aufnahme der regelmäßigen und standardisierten Erfassung von Klimaelementen wie Temperatur und Niederschlag begann in verschiedenen Regionen Mitteleuropas vor etwa 200 Jahren. Aus der Analyse dieser langen instrumentellen Zeitreihen ergeben sich die bekannten säkularen Trends. So ist im Einzugsgebiet des Rheins eine Zunahme des Winterniederschlags um etwa 30% zu verzeichnen - einhergehend mit einer entsprechenden Zunahme des jährlichen Hochwasserabflusses am Pegel Köln seit 1891 (Mendel et al. 1997). Zwischen 1891 und 1990 wurde ferner eine markante Erhöhung der Temperaturen in Mitteleuropa registriert: in jahreszeitlicher Auflösung betrug die Erwärmung mancherorts über 1 °C (Schönwiese et al. 1993). Und auch die Folgen des vor allem seit den 1970er Jahren ablaufenden Klimawandels sind mittlerweile unübersehbar: Neben Rückschmelztendenzen alpiner Gletscher (Maisch et al. 2000) ist so in den vergangenen 30 Jahren beispielsweise eine Verlängerung der Vegetationsperiode um bis zu 12 Tage zu beobachten.

So eindrucksvoll diese Ergebnisse auch sein mögen, der den verschiedenen Analysen zugrunde liegende Untersuchungszeitraum von bis zu 200 Jahren ist recht kurz bemessen, um die Variabilität unseres Klimasystems und seiner Folgewirkungen zu erfassen. Eine Einordnung der rezent beobachteten klimatischen Entwicklungen in einen umfassenderen Kontext natürlicher Klimavariabilität erfordert die Betrachtung längerer, über die letzten beiden - zunehmend durch anthropogene Einflussnahme geprägten - Jahrhunderte hinausgehende Zeitreihen. Nur so lässt sich beurteilen, ob sich die genannten, über die letzten 100 bis 200 Jahre zu beobachtenden Entwicklungen in das Bild langzeitlicher natürlicher Klimadynamik einfügen oder aber davon abweichende Strukturen aufweisen, die als Auswirkungen menschlicher Eingriffe in das Klimageschehen interpretiert werden müssen.

Die Historische Klimatologie zielt auf der Basis von primär schriftlichen Quellen auf die Erstellung und Analyse langer Zeitreihen von Temperatur, Niederschlag und zirkulationsdynamischen Parametern sowie von Extremereignissen ab, die über den Zeitraum der amtlichen instrumentellen Beobachtungsperiode hinaus in die Vergangenheit reichen. Dabei nutzt dieser Forschungszweig eine Vielfalt von Datentypen, deren Interpretation eine breite methodische Vielfalt und insbesondere die Integration naturwissenschaftlicher und sozialwissenschaftlich-historischer Ansätze erforderlich macht.

Historische Klimaaufzeichnungen zwischen subjektiver Wahrnehmung und objektiver Realität

Historische Klimaaufzeichnungen besitzen eine spezifische Struktur: Ein immer wieder zu erkennendes Charakteristikum ist der Quellentrend. Verschiedene Faktoren wie das generelle Bevölkerungswachstum und das ansteigende allgemeine Bildungsniveau aber auch technische Innovationen wie die Erfindung des Buchdrucks oder die Verfügbarkeit von Papier und schließlich der mit Annäherung an die Gegenwart kürzer werdende Weg durch die Wirren der Geschichte bringen es mit sich, dass mit der Zeit eine größere Anzahl historischer Quellen verfügbar ist. Hinsichtlich der Datenstruktur lassen sich die vergangenen 1300 Jahre für Mitteleuropa in 5 Phasen untergliedern (vgl. auch Pfister 2001):

- Die ältesten Quellen, die ab dem 8. Jahrhundert vorliegen, sind eher sporadisch. Es handelt sich dabei um Beschreibungen von Einzelereignissen und Naturkatastrophen wie Überschwemmungen, Winterstrenge, Sommerdürre, Nordlichter, Erdbeben oder vulkanische Erscheinungen.
- Seit dem späten Mittelalter gibt es fast lückenlose Beschreibungen von Sommer und Winter, zunehmend auch Informationen über Frühling und Herbst.
- Seit 1500 – mehr Menschen konnten lesen und schreiben und es gab mehr Papier - liegen nahezu kontinuierliche monatliche, abschnittsweise sogar tägliche Wetterbeschreibungen vor.
- Seit 1680 werden diese Informationen durch individuelle Instrumentenmessungen ergänzt. Außerdem gibt es bereits die ersten kurzzeitigen Messnetzwerke.
- Im 19. Jahrhundert werden auf der Basis von Instrumentenmessungen amtliche Messnetze etabliert.

Proxydaten in der historischen Klimatologie

Unter Proxydaten (auch indirekte Klimadaten oder Klimazeiger) versteht man Daten, die zwar keine direkten Klimainformationen beinhalten, die aber in hohem Maße klimaabhängig sind und damit Rückschlüsse auf die klimatischen Verhältnisse erlauben. Wichtige, in der historischen Klimatologie Verwendung findende Proxydaten sind beispielsweise Ertragsangaben von Wein und Getreide, phänologische Daten oder auch Daten die aus Baumringen oder laminierten Sedimenten abgeleitet werden können.

Der Zusammenhang zwischen Proxydaten und Klimaparametern kann mittels statistischer Transferfunktionen quantifiziert werden, wobei hier darauf zu achten ist, dass nichtklimatische Einflussgrößen (etwa der Einfluss sich ändernder Bewirtschaftungsmethoden auf die landwirtschaftlichen Erträge) in geeigneter Weise berücksichtigt werden müssen.

Neben den direkten Klimabeschreibungen können auch zahlreiche indirekte Klimadaten, sogenannte Proxies (siehe Box - Proxydaten in der historischen Klimatologie) zur Klimarekonstruktion herangezogen werden. Mit Hochwassermarken und frühen instrumentellen Meßdaten stehen ergänzend oftmals auch vereinzelte quantitative Parameter zur Verfügung, was speziell für die Kalibrierung des historischen Datenmaterials mit den rezenten Meßdaten von Bedeutung ist.

Von Chroniken, Flugschriften und Wasserpredigten - zur spezifischen Struktur des Datenmaterials

Schriftliche Quellen stellen das Gros des historischen Datenmaterials dar. Sie beinhalten oftmals detaillierte Beschreibungen des Witterungsverlaufes sowie dessen Auswirkungen, beispielsweise auf die landwirtschaftliche Ertragssituation. Mitunter liegen die klimatischen Informationen in zeitlich und räumlich so hoher Auflösung vor, dass selbst kurzzeitige lokale oder regionale Extremereignisse erfasst und analysiert werden können. Im Falle von Hochwässern finden sich vielfach auch Angaben zur räumlichen Ausprägung des Ereignisses, zu Folgewirkungen und administrativen Reaktionen.

Unter den ältesten Überlieferungen befinden sich vereinzelte Einträge in Chroniken, die in Städten oder in Klöstern geführt wurden. Sporadisch finden sich dort klimatisch relevante Informationen - teils eher beiläufig erwähnt, etwa im Zusammenhang mit den Auswirkungen auf die Ernte, teils eindringlich geschildert und mit imposanten Bildern versehen. Die seit der frühen Neuzeit verbreiteten geführten Wettertagebücher belegen eine systematische Beschäftigung mit Wetter und Klima. Wegen ihrer erstaunlichen Detailfülle bieten diese besonders ergiebige Ansatzpunkte einer witterungsklimatischen Interpretation. In ganz Europa hielten Beobachter in täglichen Aufzeichnungen den Bewölkungsgrad, auftretenden Niederschlag, Luftwärme und Besonderheiten wie starken Wind fest.

Mehr kommerzielle Interessen verfolgte man mit den sogenannten Flugschriften. In wortgewaltigen Beschreibungen wurden meist katastrophale Witterungsphänomene in Szene gesetzt (Abb. 1). Oft auch als disziplinierendes Sprachrohr klerikaler oder weltlicher Interessen genutzt, fanden diese Druckwerke eine rasche Verbreitung unter einer latent sensationslustigen Bevölkerung. Wetter, Witterung und Klima waren

auch schon immer ein „Geschäft“.

Von besonderem Interesse sind frühe Instrumentenmessdaten. So unternahm interessierte Einzelpersonen im Zuge der Aufklärung mit neuentwickelten technischen Geräten erste Messungen von Temperatur, Niederschlag und Windgeschwindigkeit. Für die Jahre 1677 bis 1679 sind etwa zusammenhängende Instrumentenmessungen von Leibnitz überliefert, die dieser auf Anregung des französischen Physikers Mariotte in Hannover durchführte (Glaser 2001). Diese und andere Pioniere der Klimamessung lieferten erstmals objektivierbare, weil metrische Daten, die für die heutige Analyse von besonderem Wert sind. Ähnliches gilt für die Hochwassermarken (Abb.2), die heute noch an zahlreichen Häusern, Stadttoren und Brücken Zeugnis vergangener Wasserfluten ablegen.

Neben diesen aus zeitaufwendigen Archivrecherchen zu gewinnenden Daten, existieren zahlreiche Kompilationen, die aber aus quellenkritischer Sicht mitunter abzulehnen sind, wie etwa von Hennig (1904) oder die viel zitierte Arbeit von Weikinn (1958-1963). Im Informationszeitalter erhalten Datenbanken wie die Historische Klimadatenbank Deutschland „HISKLID“ (URL: <http://www24.brinkster.com/hisklid/index.htm>), die in derzeit etwa 180.000 Datensätzen Textpassagen mit Quellenangaben sowie daraus abgeleitete Indizes (bezüglich Temperatur, Niederschlag, Windverhältnissen und Grad der Himmelsbedeckung) enthält und somit zahlreiche Möglichkeiten zur statistischen Analyse und zur Interpretation der historischen Klimainformationen eröffnet, eine zunehmende Bedeutung.



Abb. 1 Flugschrift zum Hochwasserereignis 1651.
 Quelle: Bayer. Staatsbib. München, Fl.-Nr. 03099.

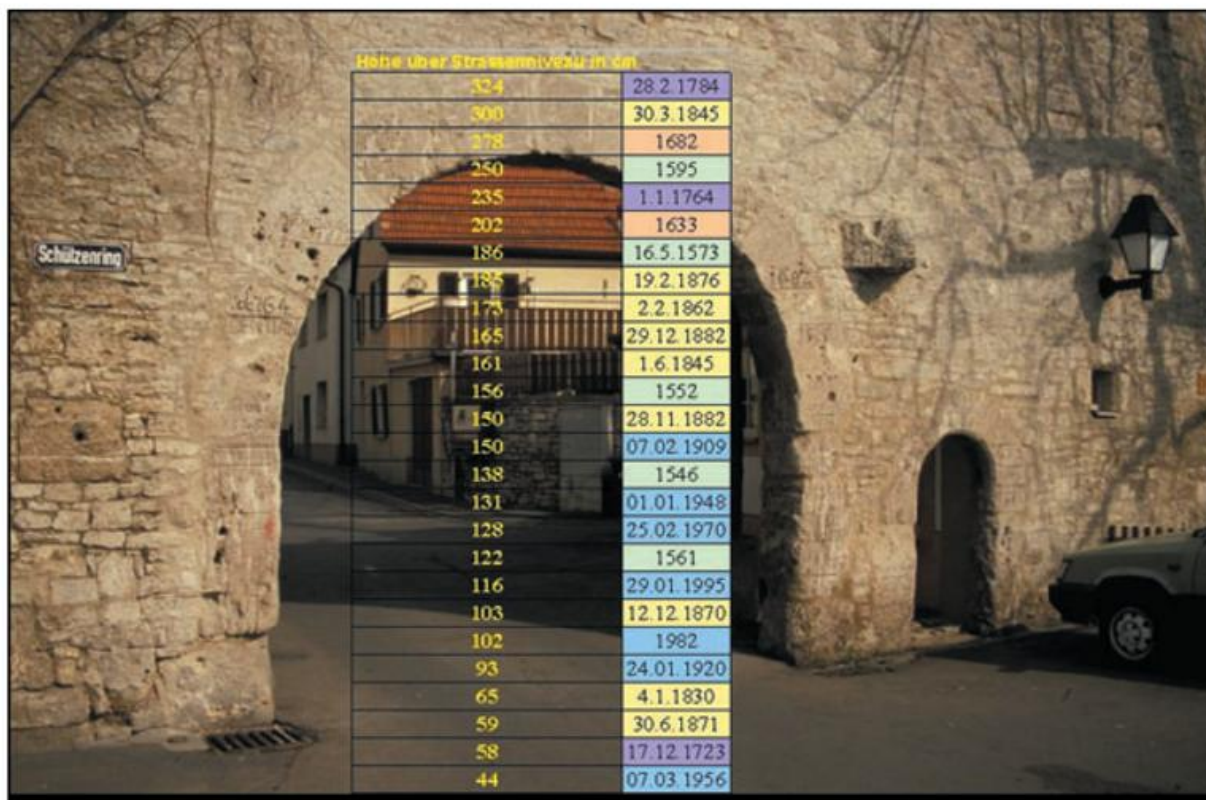


Abb. 2 Hochwassermarken in Eibelstadt am Main.

Bewertung und Interpretation der Daten

Bei der Arbeit mit historischen Quellen muß man sich des subjektiven Charakters der Aufzeichnungen bewußt sein. Um die Komponenten rein individueller Wahrnehmung des Autors von den objektiven Informationsbestandteilen zu trennen, sind zunächst historische Arbeitstechniken beziehungsweise hermeneutische Methoden erforderlich, in denen sowohl biographischen als auch den textlich-interpretatorischen Aspekten nachgegangen wird, oder Kalenderanpassungen vorgenommen werden. Erst durch eine solchermassen quellenkritische Bearbeitung (siehe Box - Quellenkritische Bewertung historischer Klimainformationen und Abb. 3) erlangen die Inhalte historischer Aufzeichnungen klimatologische Aussagekraft.

Quellenkritische Bewertung historischer Klimainformationen

Historische Klimainformationen müssen vor einer weiteren Bearbeitung oder klimatologischen Interpretation mittels quellenkritischer Methoden hinsichtlich ihrer Verlässlichkeit überprüft werden.

Unter anderem sind hierbei etwa die Motivation, der schulische und berufliche Hintergrund des jeweiligen Chronisten aber auch der jeweils herrschende Zeitgeist und die Erkenntniswege zu berücksichtigen. Wesentliche Bedeutung kommt daneben auch der Zusammenschau der verschiedenen verfügbaren Quellen zu. Einen Überblick der Komponenten einer kritischen Bewertung und Interpretation des historischen Datenmaterials gibt Abb. 3.

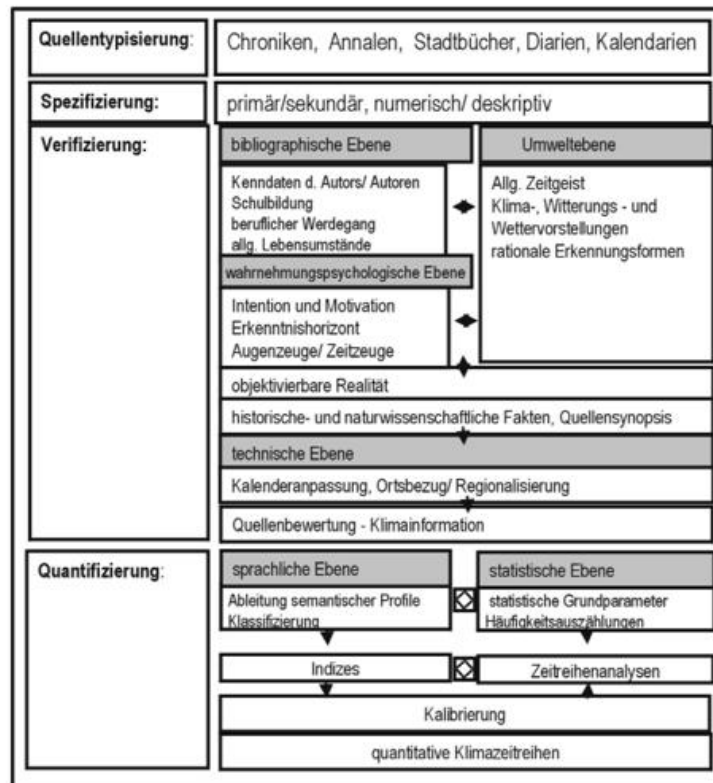


Abb. 3 „Quellenkritisches Ablaufschema“

Quelle: Glaser (2001)

Von der Quelle über den Index zum Temperaturwert - das Klima des vergangenen Jahrtausends

Wie im vorhergehenden Kapitel erläutert, besteht der größte Anteil des historischen Datenmaterials zunächst aus deskriptiven Informationen. Im Hinblick auf die gegenwärtigen Fragestellungen genügt aber nicht die bloße Zusammenstellung und kritische Überprüfung historischer Klimaberichte, von vitalem Interesse ist neben solch qualitativen Betrachtungen insbesondere ein quantitativer Vergleich mit der aktuellen Situation.

Die Ankopplung der historischen Quelleninformationen an die rezenten Meßwerte wird möglich durch eine Klassifizierung der Daten in sogenannte gewichtete Klima-Indizes (siehe Box - Die Erstellung gewichteter Klimaindizes), auf deren Grundlage bereits semiquantitative Zeitreihen erstellt werden können. Mittels statistischer Verfahren lassen sich in einem weiteren Schritt aus diesen Indexwerten wiederum Schätzwerte für die verschiedenen Klimaelemente ableiten (siehe Box - Ableitung metrischer Klimadaten aus Klimaindizes).

Als Ergebnis eines entsprechenden Vorgehens auf der Grundlage historischer Klimainformationen aus Mitteleuropa resultiert beispielsweise die in Abb. 4 dargestellte rekonstruierte lange Temperaturreihe seit dem Jahr 1000.

Die absolute Kalibrierung der indizierten Klimareihen erfolgte in diesem Fall unter Verwendung linearer Regressionsmodelle, die im Zeitraum 1951 - 1995 erstellt und für die Jahre 1901 bis 1950 verifiziert wurden. Prädiktoren waren hierbei die gewichteten Temperaturindizes, als Prädiktanden fanden Deutschland-Flächenmittel der Lufttemperatur (Rapp 2000) Verwendung.

Die Erstellung gewichteter Klimaindizes

Wie lassen sich die klimabezogenen Informationen historischer Texte in Klimawerte umsetzen?

Ein in der historischen Klimatologie gängiges Verfahren beruht auf der Zuweisung von Zahlenwerten zu den in den Quellen zum Ausdruck kommenden Intensitätsabstufungen der verschiedenen Klimaparameter. So können etwa die Umschreibungen „schrecklich heiß“ mit dem Wert +3, „heiß“ mit +2, „überdurchschnittlich warm“ mit +1 und „normal“ mit 0 ausgedrückt werden. Auf diese Weise erhält man gewichtete Indizes, die üblicherweise den Wertebereich von +3 bis -3 umfassen. Im Gegensatz hierzu werden bei Vorliegen von weniger stark differenzierten Informationen sogenannte ungewichtete Indizes abgeleitet, die durch die Werte +1, 0 und -1 lediglich Über- bzw. Unterschreitungen des klimatologischen „Normalzustands“ erfassen.

Um kontinuierlich fortlaufende Indexreihen bis in die Gegenwart hinein erstellen zu können, erfolgt für jüngere Zeiträume (in Mitteleuropa ab dem frühen 18. Jahrhundert) die Ableitung gewichteter Klimaindizes auf der Grundlage verfügbarer instrumenteller Klimamessdaten, die unter Verwendung eines Schwellenwerts (mehrfaches der Standardabweichung) in Indexdaten transformiert werden. Hierbei ist insbesondere darauf zu achten, dass die räumliche Verteilung der verwendeten Stationsdaten dem Raummuster der historischen Quellen entspricht (Glaser et al. 1999).

Neben kurz- und mittelfristigen Fluktuationen lässt die dargestellte Reihe der Jahresmitteltemperaturen auch die langfristigen Klimamodifikationen erkennen, die unter den Begriffen (spät-)mittelalterliches Wärmeoptimum, Kleine Eiszeit und Modernes Klimaoptimum bekannt sind. Weitergehende Erkenntnisse erschließen sich durch eine saisonale Betrachtung auf der Grundlage hier nicht gezeigter Temperatur-Indexreihen: während etwa im Mittelalter die Sommer im allgemeinen wärmer und die Winter kühler waren als im Millenniumsdurchschnitt, so sind mit der derzeitigen positiven Abweichung des Jahresmittels gemäßigte Gegensätze zwischen den Jahreszeiten verbunden. Diesem Unterschied zwischen stärker kontinental und deutlicher ozeanisch geprägtem Klimacharakter in Mitteleuropa liegen veränderte zirkulationsdynamische Rahmenbedingungen zugrunde, die sich im Mittelalter durch das gehäufte Auftreten antizyklonaler Zirkulationsstrukturen auszeichnen während im 20. Jahrhundert eine Bedeutungszunahme der zonalen Zirkulationsformen registriert werden kann.

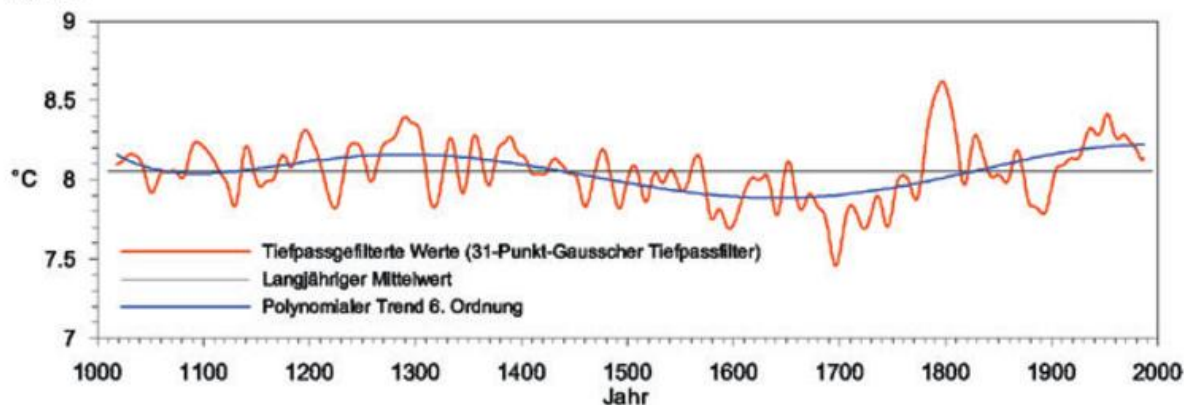


Abb. 4 Jahresmittel der Temperatur in Mitteleuropa seit 1000 n.Chr.; mittlerer Verlauf (31-jähriger Filter) und langfristige Entwicklung (polynomialer Trend 6. Ordnung).

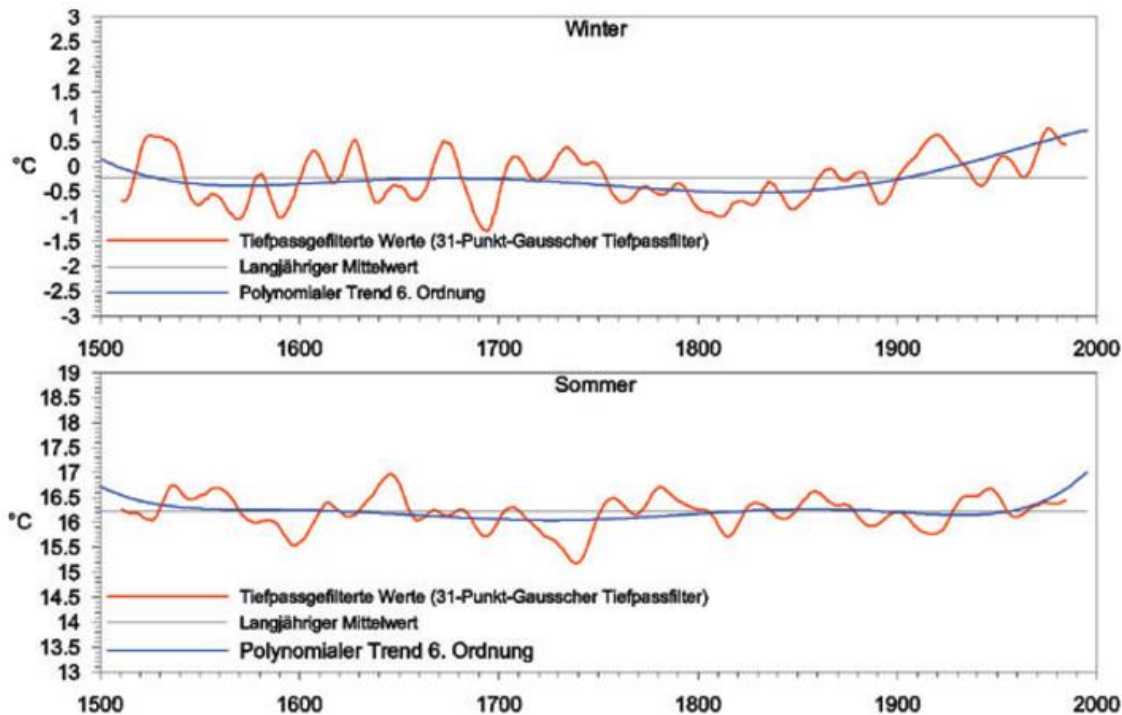


Abb. 5 Winter- und Sommertemperaturen in Mitteleuropa seit 1500 n.Chr.; mittlerer Verlauf (31-jähriger Filter) und langfristige Entwicklung (polynomialer Trend 6. Ordnung).

Für den Zeitraum ab 1500, für den eine differenziertere Datengrundlage vorhanden ist, können – entsprechend dem Vorgehen zur Rekonstruktion der absolut kalibrierten 1000-jährigen Reihe der Jahresmitteltemperaturen - auch saisonale Temperaturreihen rekonstruiert werden, die für Winter und Sommer in Abb. 5 dargestellt sind.

Auch die jahreszeitliche Betrachtung offenbart eine ausgeprägte Variabilität des thermischen Klimas in Mitteleuropa auf verschiedenen Zeitskalen. So sind aus den Temperaturverläufen sowohl kurzfristige Ereignisse wie das „Jahr ohne Sommer“ (1816) als auch längere Phasen bevorzugt positiver oder negativer Abweichungen vom langjährigen Mittelwert abzulesen. Deutlich zutage treten beispielsweise verschiedene Ausprägungsphasen der Kleinen Eiszeit (Sommerliche Abkühlung um 1600 und zwischen 1710 und 1740; Kalte Winter zur Zeit des Late Maunder Minimums zwischen 1690 und 1700). Mit Blick auf eine Bewertung der rezenten Veränderungen im langzeitlichen Kontext zeigt sich, dass insbesondere der Verlauf der Wintertemperaturen im 20. Jahrhundert eine klimatische Entwicklung darstellt, für die sich in den vorhergehenden Jahrhunderten kein Äquivalent findet.

Ableitung metrischer Klimadaten aus Klimaindizes

Die absolute Kalibrierung indizierter Klimadaten, also die Ableitung metrisch skalierten Temperatur-, Niederschlags oder auch Luftdruckreihen aus ordinal skalierten Indexreihen erfolgt unter Verwendung statistischer Transferfunktionen (Regressionsmodelle, Kanonische Korrelationsmodelle, ...), die jeweils in einem Zeitraum, für den sowohl Indexreihen als auch instrumentelle Messreihen vorliegen etabliert (kalibriert) werden. Nach Überprüfung der Modellgüte in einem unabhängigen Verifikationszeitraum werden die Transferfunktionen, unter Annahme der langzeitlichen Stationarität der Zusammenhänge zwischen Indexreihen und instrumentellen Messwerten, auf den Gesamtzeitraum für den Klimaindizes vorliegen übertragen, um auf diese Weise auch für Zeitabschnitte ohne instrumentelle Messdaten absolute Werte der Klimaparameter abzuschätzen (Glaser et al. 1999).

Glaser (2001) konnte auf der Basis entsprechender Niederschlagsrekonstruktionen zeigen, dass auch der Niederschlagsgang des vergangenen Jahrtausends von einem steten Auf und Ab geprägt ist. Auch bei Zugrundelegung des 1000-jährigen Betrachtungszeitraums erscheint aber insbesondere der vor allem im Winterhalbjahr ausgeprägte neuzeitliche Anstieg der Niederschlagssummen seit etwa 1850 als herausragendes Element der langzeitlichen Niederschlagsentwicklung in Mitteleuropa.

Historische Zeitreihen als Grundlage für die Rekonstruktion von europäischen Druckfeldern

Ebenfalls auf der Grundlage verschiedener historischer Daten (sowohl die oben erwähnten gewichteten Klimaindizes als auch frühe instrumentelle Daten sowie verschiedene Proxydaten) wurden Rekonstruktionen von Bodenluftdruckfeldern für den Bereich Östlicher Nordatlantik-Europa in saisonaler (ab 1500) bzw. monatlicher (ab 1659) zeitlicher Auflösung durchgeführt (Luterbacher et al. 2002). Auch hierbei erfolgte die Rekonstruktion mittels der Übertragung statistischer Transferfunktionen zwischen Indexreihen und – in diesem Fall - beobachteten Bodenluftdruckfeldern von einem rezenten Referenzzeitraum auf die Gesamtperiode.

Auf der Basis dieses Datensatzes eröffnet sich ein weites Feld für die Untersuchung der zirkulationsdynamischen Rahmenbedingungen langzeitlicher Klimavariabilität (z.B. Jacobbeit et al. 2003b).

Von der „Zornrute Gottes“, der Sünden- oder Sintflut und dem Werk des Teufels - Hochwässer als historisches Phänomen

Hinweise auf historische Hochwässer sind in den Quellen in verschiedenster Form enthalten. In Wasserpredigten wurde menschliches Fehlverhalten als Ursache für die Hochwässer genannt, was im Metapher der Süntflut, Sündenflut oder sogar als Zornrute Gottes zum Ausdruck kam. Interessanterweise bezeichnete Luther in seinen Predigten die Hochwässer der Elbe als Werk des Teufels.

Für die Rekonstruktion von historischen Hochwasserereignissen sind die Hinweise auf die Hochwasserfolgen sowie die sozialen und ökonomischen Auswirkungen besonders ergiebige Ansatzpunkte. Alle Schaden bringenden Hochwässer bedingten administrative Maßnahmen, die beispielsweise in Ratsprotokollen oder Akten der Steuerbehörden und Bauämter niedergelegt sind und die Rückschlüsse auf die Art und Schwere der Schäden und damit auch auf die Intensität des Hochwassers ermöglichen. Basierend auf derartigen Informationen zur sozialen Dimension sowie zu morphologischen Folgewirkungen von Überschwemmungen konnten Sturm et al. (2001) ein Schema zur Intensitätsklassifizierung historischer Hochwässer entwerfen (Tab. 1).

Tab. 1 Schema zur Intensitätsklassifizierung der historischen Hochwässer.
Quelle: Sturm et al. (2001).

Klasse	Klassifikation	Primäre Indikatoren	Sekundäre Indikatoren
1	Kleines, regionales Hochwasser	Geringer Schaden z.B. an ufernahen Feldern und Gärten, Wegführen von ufernah gelagerten Holzvorräten etc.	Kurze Überflutung
2	Überdurchschnittliches oder überregionales Hochwasser	Schäden an wasserbezogenen Bauten und Einrichtungen wie Dämmen, Wehren, Stegen und Brücken und ufernah gelegenen Gebäuden wie Mühlen etc., Wasser in Gebäuden	Überflutung mittlerer Dauer, schwerere Schäden an ufernahen Feldern und Gärten, Verlust von Vieh, u.U. Menschenverluste
3	Überdurchschnittliches überregionales Hochwasser katastrophalen Ausmaßes	schwere Schäden an wasserbezogenen Bauten und Einrichtungen wie Dämmen, Wehren, Stegen und Brücken sowie ufernah gelegenen Gebäuden wie Mühlen etc., z.T. völlige Zerstörung und Hinwegführen von Gebäuden	Längere, mehrere Tage oder Wochen andauernde Überflutung. Schwerere Schäden an ufernahen Feldern und Gärten, große Verlust von Vieh, Menschenverluste. Morphodynamische Prozesse wie Aufsandungen verursachen nachhaltige Schäden und Veränderungen der Oberflächenstruktur

Anhand eines Beispiels sollen die katastrophalen Folgen illustriert werden, die für die lokale Bevölkerung oftmals mit schweren Hochwässern verbunden waren:

Die wohl schwerwiegendste, historisch belegbare Überschwemmungskatastrophe traf Mitteleuropa im Sommer des Jahres 1342. Als Auslöser gelten mehrtätige, intensive Niederschläge. Tetzlaff et al. (2002) bilanzieren die effektiven Niederschläge im Main-/ Taubereinzugsgebiet auf 175 mm, verteilt über 4 Tage, was einer heutigen durchschnittlichen Niederschlagssumme von 3 Monaten entspräche. Drastische Schadensbilder werden von sämtlichen mitteleuropäischen Flußgebieten berichtet, riesige Flutwellen zerstörten die Brücken in Regensburg, Dresden, Frankfurt und in zahlreichen anderen Städten (Glaser 2001). Eine Quelle aus Würzburg skizziert folgendes Bild:

„(das Wasser) brach aus verborgenen Orten in den Bergen, Tälern und dem ganzen Lande in Strömen hervor, breitete sich übermäßig stark aus, so daß [...] besonders in den Rhein- und Maingegenden und andernwärts es alles an Feld- und Baumfrüchten, Heu, Gebäuden, Vieh und leider zahlreichen Menschen vielfältig und elendiglich vernichtete“ (Chronica de episcopus Maguntinus).

Generell waren schwere historische Hochwässer oftmals verbunden mit drastischer Lebensmittelverknappung, Problemen bei der Trinkwasserversorgung aufgrund verschmutzter Brunnen sowie Notständen in der Energieversorgung durch beschädigte Mühlen. Zu den sich hieraus ergebenden langfristigen Folgen zählten etwa Auswanderungen oder die Konkurse kleinerer Betriebe.

Die Erstellung langer Hochwasserreihen

Ähnlich wie bei den Temperaturreihen sollen auch für die Hochwässer lange Reihen abgeleitet werden, um einen Eindruck von der Entwicklung in den vergangenen Jahrhunderten zu gewinnen. Abb. 6 zeigt eine solche Reihe für die Waal - den Flußabschnitt im niederländischen Rheindelta, der den Großteil des Rheinwassers zur Nordsee abführt. Für den Pegel Nimwegen liegen bereits ab dem Jahr 1770 regelmäßige Wasserstandsmessungen vor. Im Überschneidungszeitraum mit dem historischen Datenmaterial (bis 1800 erfaßt) konnte eine sehr gute Übereinstimmung festgestellt werden, so dass eine Ankopplung der rezenten Meßdaten innerhalb geringer Fehlergrenzen möglich war (Glaser u. Stangl 2003).

Für die historische Phase 1350-1700 sind außerdem die Hochwasserreihen von Schelde und Seine dargestellt. Alle drei Reihen weisen deutliche Schwankungen der Hochwasserhäufigkeit auf verschiedenen Zeitskalen auf. Teilweise waren die drei benachbarten Flußgebiete zeitgleich von Phasen hoher bzw. niedriger Hochwasserhäufigkeit geprägt. Dies deutet auf eine übergeordnete klimatische Steuerung des Hochwassergeschehens hin. Die häufige Synchronität der Ereignisse läßt sich etwa für die Eishochwässer verständlich machen: alle 3 Flußabschnitte weisen ein Wintermaximum des Abflusses auf, sind also in dieser Zeit besonders anfällig für die Entstehung von Hochwässern. Tatsächlich fanden jeweils etwa 70% der nachgewiesenen Hochwasserereignisse im Winterhalbjahr statt. Für einen Großteil dieser Ereignisse ist ferner dokumentiert, dass sie innerhalb oder direkt im Anschluß an eine Frostperiode stattfanden, also wahrscheinlich tatsächlich im Zusammenhang mit Eisgang standen.

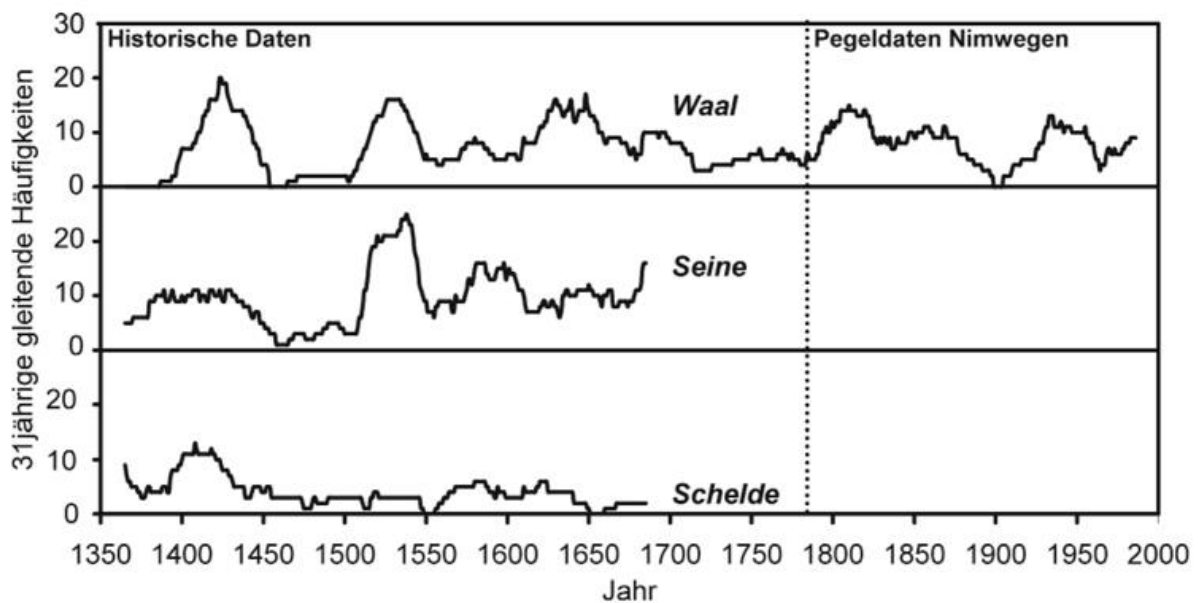


Abb. 6 Hochwasserreihen von Waal, Schelde und Seine.

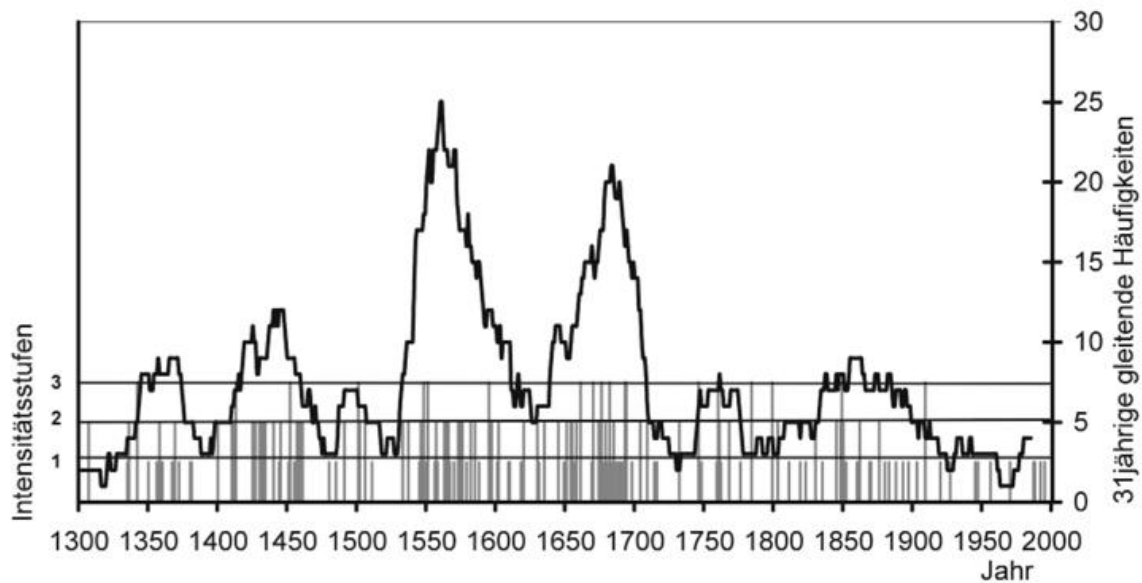


Abb. 7 Hochwasserreihe der Pegnitz.
Quelle: Staatsarchiv Nürnberg, Mss 434 und HISKLID.

Abb. 7 zeigt als weiteres Beispiel die Hochwasserreihe der Pegnitz bei Nürnberg, wobei die verschiedenen Schadensklassen wiedergegeben sind. Wiederum sind erhebliche Schwankungen der Hochwasserhäufigkeit erkennbar. Nach einem Test auf Stationarität weisen die drei Abschnitte 1300-1500, 1500-1550, 1550-1700 und 1700-1995 signifikant unterschiedliche Hochwasserhäufigkeiten auf, die sich mit Zirkulationsumstellungen im Rahmen der Kleinen Eiszeit erklären lassen (Jacobeit et al. 2003a). Interessanterweise weisen die schweren Hochwässer der Klasse drei in den letzten Jahrhunderten keine signifikanten Änderungen auf, sind also stationär.

Schlussfolgerungen und Perspektiven

Das Klima, sein Wandel und insbesondere klimabedingte Katastrophen zogen zu allen Zeiten ein großes öffentliches Interesse auf sich - wenn auch die Wahrnehmungs- und Interpretationsmuster im Laufe der Zeit einem beträchtlichen Wandel unterzogen waren. Die Analyse historischer Aufzeichnungen ermöglicht Rekonstruktionen von Hochwasserereignissen und klimatischen Parametern ab etwa dem Jahr 1000 n. Chr. Betrachtet man die Ergebnisse, so wird zunächst offensichtlich, dass es zu allen Zeiten klimatische Extremereignisse gab. Immer wieder wurde die Bevölkerung von Hitzewellen und Dürren, Frostperioden und Starkniederschlägen überrascht. In manchen Regionen übertrafen einzelne Hochwasserereignisse die „Jahrhunderthochwässer“ des vergangenen Jahrzehnts deutlich.

Ein Blick auf die langen Reihen offenbart die hohe Variabilität des mitteleuropäischen Klima- und Hochwassergeschehens. Während einzelne Temperatur- und Niederschlagstrends des vergangenen Jahrhunderts auch im historischen Vergleich bemerkenswert erscheinen, waren andererseits unsere Vorfahren in den in dieser Studie diskutierten Flußgebieten offenbar zeitweise einem höheren Hochwasserrisiko ausgesetzt.

Unter diesem Eindruck erscheint so manches Bild von „niedagewesenen Klimakapriolen“ oder den „hausgemachten Hochwässern“ in einem anderen Licht. Weitergehende Untersuchungen sollen die Bedeutung der verschiedenen Einflußfaktoren erhellen und so eine wichtige Grundlage für gesellschaftliche Bewertungen und die Ableitung möglicher Handlungsszenarien liefern.

Literatur

- Bendix, J. (1997): Natürliche und anthropogene Einflüsse auf den Hochwasserabfluß des Rheins. - *Erdkunde* 51(4): 292-308.
- Glaser, R. (2001): Klimageschichte Mitteleuropas: 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen. - Darmstadt.
- Glaser, R., U. Beyer & C. Beck (1999): Die Temperaturentwicklung in Mitteleuropa seit dem Jahr 1000 auf der Grundlage quantifizierter historischer Quellentexte. - In: Schenk, W. (Hg.): „Lange Reihen“ zur Erforschung von Waldzuständen und Waldentwicklungen. Tübingen: 23-46.
- Glaser, R. & H. Stangl (2003): Historical Floods in the Dutch Rhine Delta. - *Natural Hazards and Earth System Sciences*, angenommen.
- Hennig, R. (1904): Katalog bemerkenswerter Witterungsereignisse von den ältesten Zeiten bis zum Jahre 1800. - Berlin.
- Jacobeit, J., R. Glaser, J. Luterbacher & H. Wanner (2003a): Links between flood events in central Europe since AD 1500 and large-scale atmospheric circulation modes. - *Geophys. Res. Lett.* 30(4): 1172.
- Jacobeit, J., H. Wanner, J. Luterbacher, C. Beck, A. Philipp & K. Sturm (2003b): Atmospheric circulation variability in the North-Atlantic-European area since the mid-seventeenth century. - *Clim. Dyn.* 20: 341-352.
- Luterbacher, J., E. Xoplaki, D. Dietrich, R. Rickli, J. Jacobeit, C. Beck, D. Gyalistras, C. Schmutz & H. Wanner (2002): Reconstruction of sea level pressure fields over the Eastern North Atlantic and Europe back to 1500. - *Clim. Dyn.* 18: 545-561.
- Maisch, M., A. Wipf, B. Denneler, J. Battaglia & C. Benz (2000): Die Gletscher der Schweizer Alpen: Gletscherhochstand 1850, aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien. - Zürich.
- Mendel, H.G., P. Fischer & A. Hermann (1997): Hochwasser: Gedanken über Ursachen und Vorsorge aus hydrologischer Sicht. - Koblenz.
- Pfister, C. (2001): Klimawandel in der Geschichte Europas: zur Entwicklung und zum Potential der Historischen Klimatologie. - *ÖZG* 12(2): 7-43.
- Rapp, J. (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. – Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 212, 145 S., Offenbach.
- Schönwiese, C.-D., J. Rapp, T. Fuchs & M. Denhard (1993): Klimatrend-Atlas Europa 1891-1990. - Frankfurt.
- Sturm, K., R. Glaser, J. Jacobeit, M. Deutsch, R. Brázdil & C. Pfister (2001): Hochwasser in Mitteleuropa seit 1500 und ihre Beziehung zur atmosphärischen Zirkulation. - *PGM* 148(6): 18-27.
- Tetzlaff, G., M. Börngen, M. Mudelsee & A. Raabe (2002): Das Jahrtausendhochwasser von 1342 am Main aus meteorologisch-hydrologischer Sicht. – *Wasser und Boden*. 54(10): 41-99.
- Weikinn, C. (1958-1963): Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas von der Zeitwende bis zum Jahre 1850. 4 Bde. - Berlin.

Die Historische Phänologische Datenbank des Deutschen Wetterdienstes

Ch. Polte-Rudolf

In diesem Beitrag wird die Sammlung historischer phänologischer Daten des Deutschen Wetterdienstes (DWD) vorgestellt.

Phänologische Ereignisse, d.h. das Auftreten markanter periodischer Wachstums- bzw. Entwicklungserscheinungen bei pflanzlichen und tierischen Lebewesen wurden vermutlich schon von unseren frühen Vorfahren registriert. In den Anfängen war dies eine Voraussetzung für das Überleben: Wann konnten sich die Menschen an Früchten oder Wurzeln satt essen, wann konnten die großen Tierherden im Jagdgebiet erwartet werden? In der Neuzeit kamen wirtschaftliche und wissenschaftliche Interessen hinzu: Wie gut würde erfahrungsgemäß die Weinernte nach einem kühlen Sommer ausfallen, warum ist der Zeitraum zwischen der Blattentfaltung und dem Laubfall nicht immer gleich? Die älteste bekannte, schriftlich niedergelegte Beobachtungsreihe wird in den Archiven des Kaiserlichen Hofes von Japan aufbewahrt. Sie enthält Daten über den Beginn der Kirschbaumblüte seit dem Jahre 705 n. Chr.

Phänologische Aufzeichnungen aus vorinstrumenteller Zeit sind für die Klimaforschung von einiger Bedeutung. In den Jahren 1983 bis 1986 wurde daher im damaligen Referat „Phänologie, Agrarklimatologie“ des DWD das Projekt „Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Entwicklungsrhythmus der Pflanzen für historische Zeiträume“ durchgeführt, ein Förderungsvorhaben des Bundesministeriums für Forschung und Technologie (Freitag, Hönig, 1987). Ziel war es, Zusammenhänge zwischen (extremen) Entwicklungszeiten in der Pflanzenwelt und entsprechenden Witterungs- bzw. Klima-anomalien zu untersuchen. Phänologische Beobachtungen im

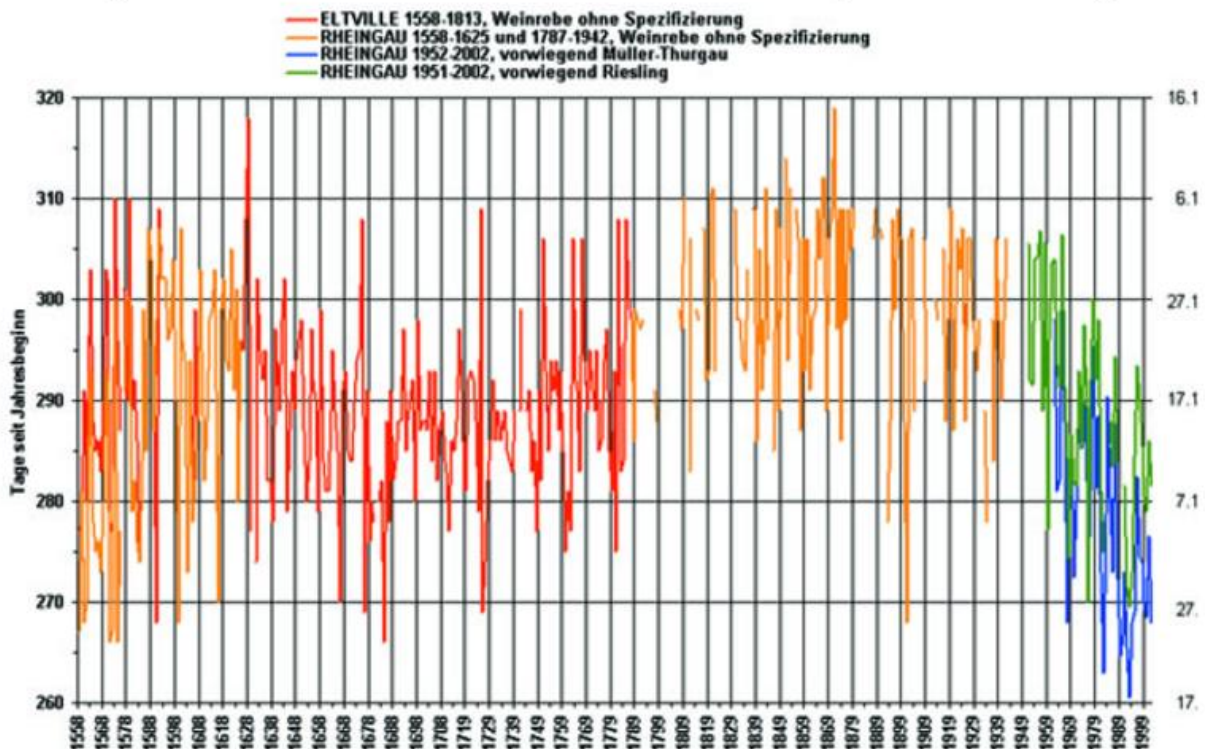


Abb. 1 Weinlese im Rheingau 1558 bis 2002

mitteleuropäischen Raum aus den letzten Jahrhunderten sollten aufbereitet, ausgewertet, mit Datenreihen meteorologischer Parameter in Relation gesetzt sowie mit Daten aus der jüngeren Vergangenheit verglichen werden.

Abbildung 1 zeigt den Verlauf des jährlichen Beginns der Weinlese im Rheingau. Für die historischen Beobachtungen in Eltville und dem Gebiet des Rheingau liegen keine Angaben vor über die Rebsorten und die Definition des Beginns der Weinlese. Bei den Daten ab 1951 handelt es sich um jährliche Mittelwerte aller Beobachtungen aus dem Naturraum Rheingau, die nach einheitlichen Beobachtungsrichtlinien erhoben worden sind, und zum Datenkollektiv der Aktuellen Phänologischen Datenbank gehören.

In zahlreichen historischen Quellen wurde recherchiert, u.a. in Chroniken wie „Chronologisches Verzeichniß über die Güte und Vielheit des Weinwachses, auch Anfang der Weinlese im Rheingau und bey Mainz, vom Jahr 1558 bis 1789“. Hierbei konnten auch Daten erster phänologischer Beobachtungsnetze erfasst werden, in denen Natur- und Wissenschaftsinteressierte nach einheitlichen Richtlinien Pflanzen im Jahresverlauf beobachteten. Gerade im 19. Jahrhundert entstanden zahlreiche naturforschende Gesellschaften, deren Mitglieder sich ausführlich mit der Phänologie beschäftigten. Alle diese Daten wurden in der Historischen Phänologischen Datenbank (HPDB) gesammelt.

Bis Ende 1986 enthielt die HPDB

- mehr als 375.000 Einzeldaten
- zu 1460 Beobachtungsorten und 80 Gebieten
- für 42 verschiedene Entwicklungsstadien
- an über 500 Pflanzenarten

aus dem Zeitraum 1530 bis 1950, vorwiegend aber 1880 bis 1941 (siehe auch Abb.2).

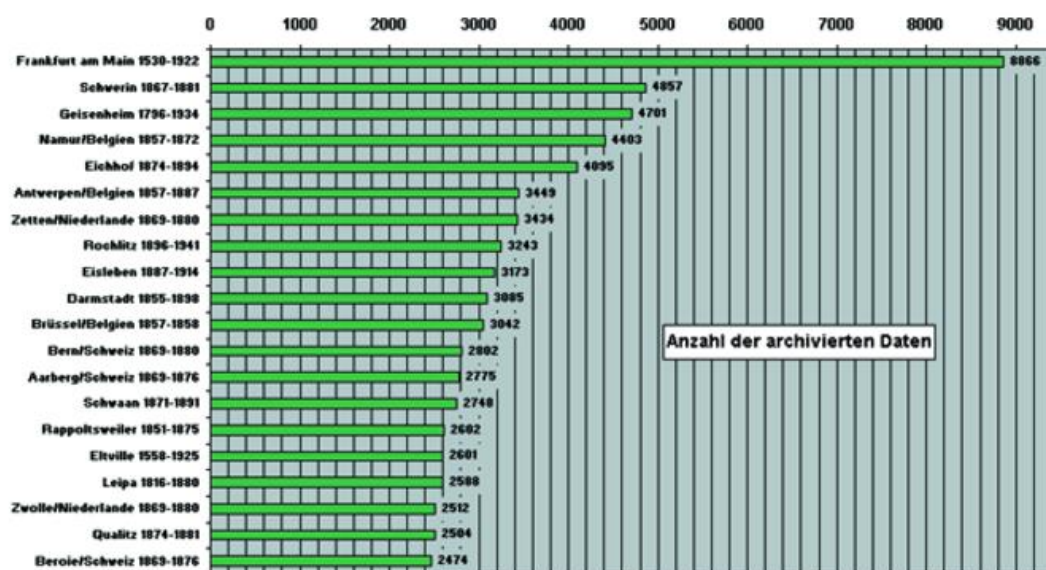


Abb. 2 Stationen in der Historischen Phänologischen Datenbank, die am besten mit Daten belegt sind

Zwar sind auch etliche Mitteilungen archiviert, die sich nur auf einzelne Jahre, auf eher seltene Zierpflanzen oder auf Beobachtungen von Reisenden beziehen (diese konnten jedoch keine Verwendung finden, da die phänologischen Reihen möglichst lang und lückenlos sein sollten), aber immerhin 68 Pflanzen mit insgesamt 123 Entwicklungsstadien konnten zu den Untersuchungen heran gezogen werden. Die Sammlung ist sicherlich ein Fundus, auf den für die Klimaforschung zurückgegriffen werden kann und sollte.

Interessant ist zum Beispiel ein Vergleich der Phänologischen Jahreszeiten in Frankfurt am Main aus einem 10-Jahres-Zeitraum des 19. Jahrhunderts (1881-1890) mit der Normalperiode 1961-1990 bzw. dem Zeitraum 1991-2000 (Abb.3). Frankfurt am Main wurde gewählt, weil hier die Leitphasen der phänologischen Jahreszeiten im Zeitraum 1881-1890 besonders gut mit Daten belegt sind. Erkennbar ist eine ähnliche Verfrühung der Frühlings- und Fröhsommerabschnitte im Vergleich zur Normalperiode wie in den relativen warmen Jahren 1991-2000.

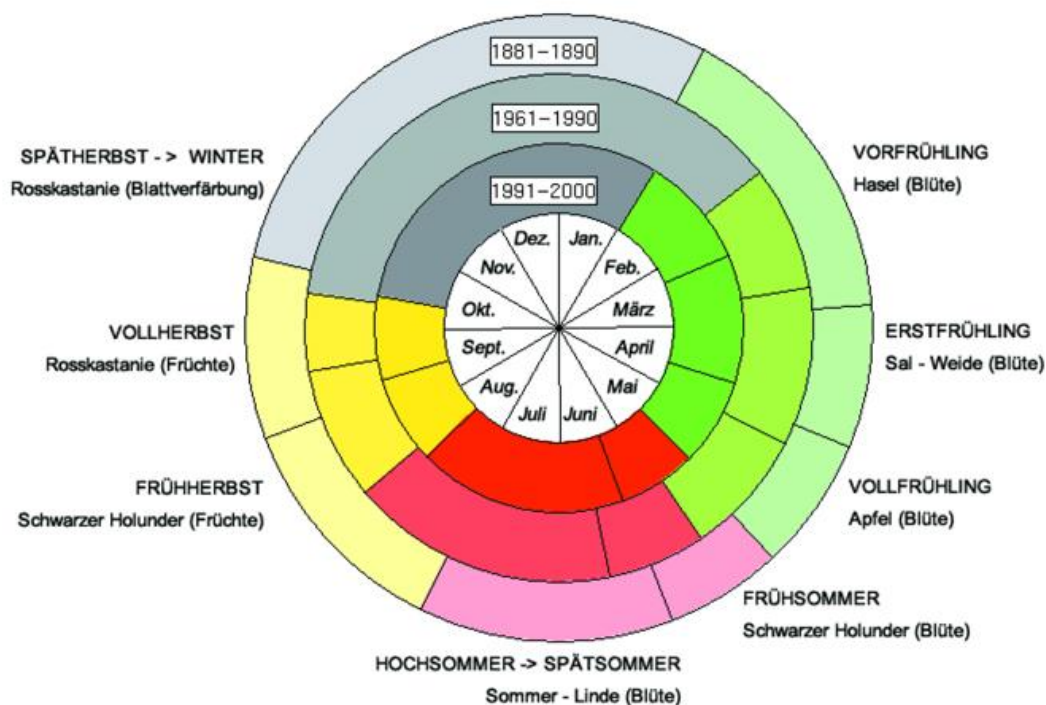


Abb. 3 Mittlerer Beginn und Dauer der phänologischen Jahreszeiten (Phänologische Uhr) Vergleich Zeitraum 1881-1890, Normalperiode 1961-1990 und Zeitraum 1991-2000 am Beispiel Frankfurt am Main

Ausführliche Informationen über die Historische Phänologische Datenbank und durchgeführte wissenschaftliche Untersuchungen können dem Projektabschlussbericht entnommen werden (Freitag, 1987). Für weitere Recherchen werden die historischen Daten vom DWD auf Anforderung gerne zur Verfügung gestellt.

Literatur

Freitag, E. (1987): Auswirkungen von Klimaänderungen auf den Entwicklungsrythmus der Pflanzen für historische Zeiträume, Schlussbericht zum BMFT-Förderungsvorhaben KF 2008, Deutscher Wetterdienst, 1987

Die Witterung in Deutschland

G. Müller-Westermeier, W. Riecke

Insgesamt war das Jahr 2003 in Deutschland sehr warm und trocken sowie extrem sonnenscheinreich.

Besonders markant war der extrem heiße Sommer. Im Gebietsmittel und an den meisten Stationen war es der heißeste Sommer seit Beginn der Messungen. Nur an einigen Stationen in Norddeutschland wurden die bisherigen Rekordwerte nicht erreicht.

Die *Mitteltemperatur* fur Deutschland berechnet aus einem interpolierten 1-km-Raster betrug 9,4 °C. Das sind 1,1 K mehr als im internationalen Referenzzeitraum 1961-1990. Damit war das Jahr 2003 das 9. wärmste seit 1901.

Hinsichtlich Sonnenscheindauer gab es im Jahr 2003 nur überdurchschnittliche Monate. Die Jahressummen überschritten daher alle bisherigen entsprechenden Werte. Das Gebietsmittel der Sonnenscheindauer fur das Jahr 2003 betrug 2014 Std.. Das sind 485 Std. oder 32 % über dem Normalwert.

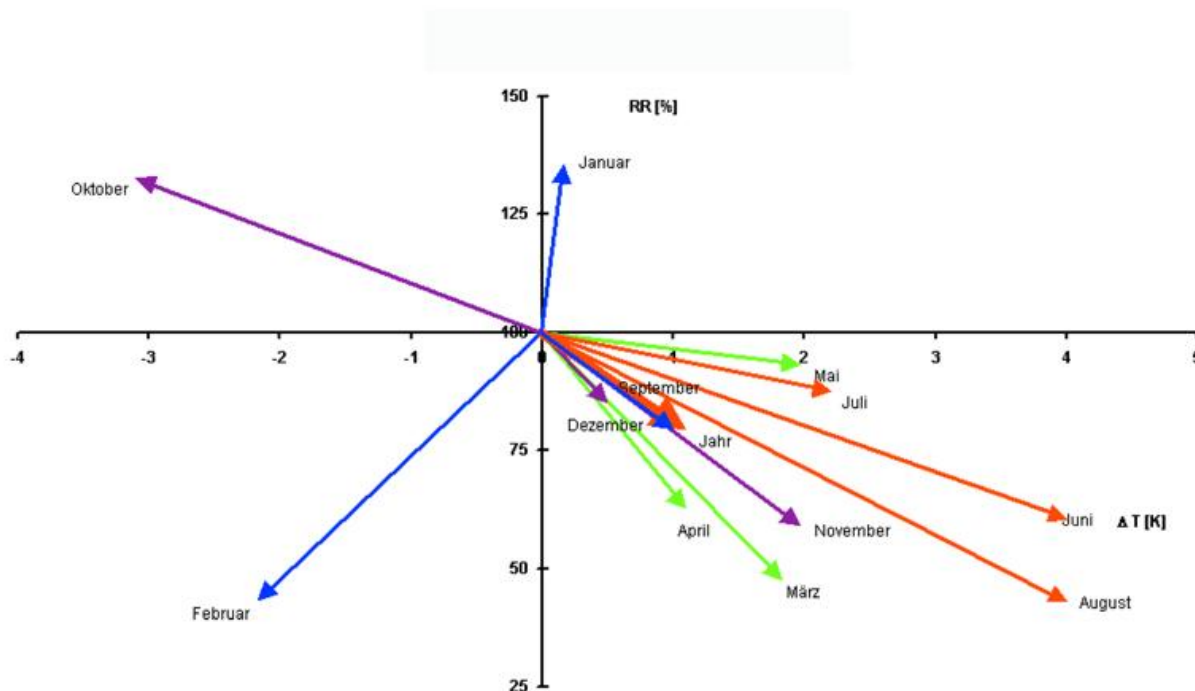


Abb. 1 Thermopluviogramm fur Deutschland 2003 (Bezugszeitraum 1961-1990)

Das Flachenmittel der Globalstrahlung fur das Bundesgebiet betrug im Jahr 2003 1170 kWh/m². Damit lag es deutlich über dem vieljährigen Flachenmittel von 1037 kWh/m² (+12,8 %). An keinem Ort Deutschlands wurde der Einstrahlungswert von 1000 kWh/m² unterschritten. Der niedrigste Globalstrahlungswert mit 1077 kWh/m² lag damit immer noch deutlich über dem vieljährigen Flachenmittel Deutschlands (+4 %). Bezogen auf den Tiefstwert des vieljährigen Mittels ergab sich eine

positive Abweichung von +15 %. Als Regionen mit geringerer Einstrahlung auf vergleichsweise hohem Niveau lassen sich in der dargestellten Jahressummenkarte der Globalstrahlung das Sauerland, der Harz sowie die Regionen um Hamburg, Flensburg und Wittenberge erkennen. Spitzenreiter des Jahres erreichten über 1300 kWh/m². Die Bereiche mit derart hohen Werten erstreckten sich schwerpunktmäßig östlich des Lechs und südlich der Donau bzw. von Karlsruhe nach Stuttgart. Der Höchstwert wurde mit 1343 kWh/m² ermittelt. Das entspricht einer Abweichung vom vieljährigen Höchstwert von +3 %.

Das Jahr 2003 hatte in Deutschland 10 Monate mit unterdurchschnittlicher Niederschlagshöhe. Dies führte dazu, dass auch das gesamte Jahr mit einem deutlichen Niederschlagsdefizit endete. Das Gebietsmittel der jährlichen Niederschlagshöhe ergab sich zu 607 mm. Das sind 182 mm oder 23 % weniger als in der Referenzperiode. Das Jahr 2003 war damit das 8. trockenste seit Beginn des 20. Jahrhunderts.

Der Witterungsverlauf des Jahres lässt sich folgendermaßen beschreiben:

Im Januar folgte auf einen milden, niederschlagsreichen Jahresbeginn zunächst eine trockenkalte Phase. Sie wurde jedoch schon bald wieder von mildem und feuchtem Wetter abgelöst, so dass die Monatsmitteltemperatur für Deutschland noch etwas über dem Wert für die internationale Referenzperiode blieben, wobei überdurchschnittlich viel Niederschlag fiel.

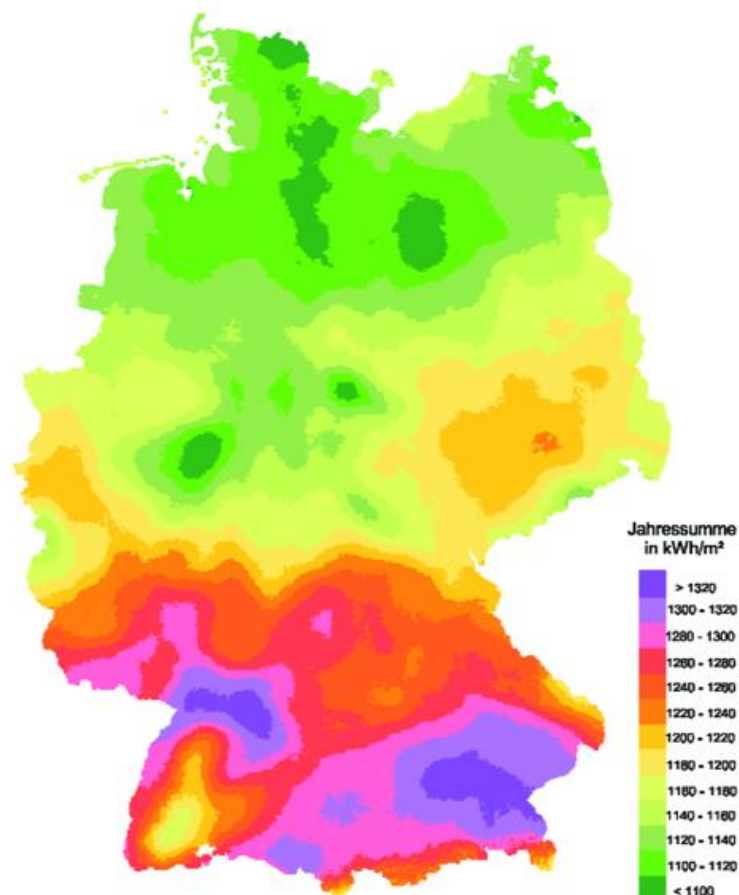


Abb. 2 Globalstrahlung 2003

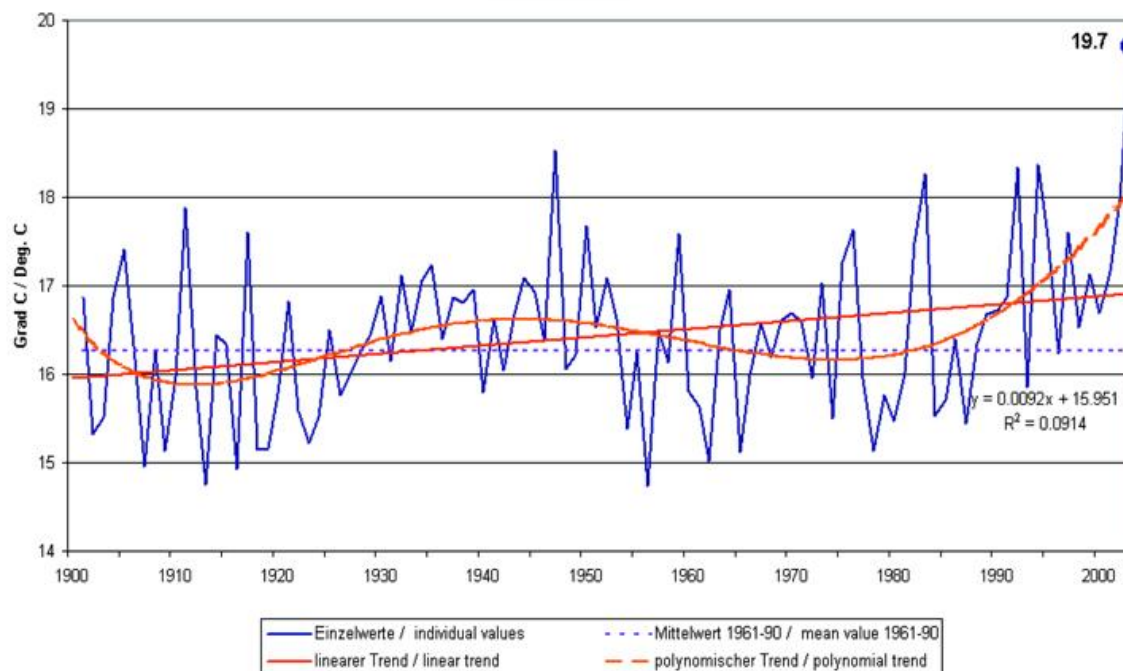


Abb. 3 Mittlere Tagesmitteltemperatur Sommer Deutschland 1901-2003

Der Februar war trocken, kalt und extrem sonnenscheinreich.

Auch der März war extrem sonnenscheinreich und trocken, jedoch im Gegensatz zum Vormonat mild.

Der April war erneut äußerst sonnenscheinreich sowie trocken und mild. Im ersten Monatsdrittel gab es jedoch eine markante Kälteperiode, bei der sehr starke Nachtfröste auftraten. An zahlreichen Stationen wurden neue Extremwerte für das Temperaturminimum im April registriert. In der Landwirtschaft kam es verbreitet zu Frostschäden, insbesondere in den Obstbaumkulturen.

Mit dem Mai folgte ein weiterer warmer sowie recht trockener und sonniger Monat.

Der Juni war extrem heiß, sonnig und trocken. Im Gebietsmittel von Deutschland war es der heißeste Juni seit 1901. An allen Stationen südlich von Main und Mosel war es der heißeste Juni seit Beginn der Messungen. Auffällig war auch die kontinuierliche Andauer der Wärmeperiode. So waren in Freiburg und Konstanz alle Tage des Monats klimatologische Sommertage mit einem Temperaturmaximum von mindestens 25 °C. Bei einzelnen lokalen Unwettern wurden auch Tornados beobachtet. Das markanteste Ereignis trat am 10. Juni in dem kleinen Ort Acht in der Eifel auf, wobei mehrere Gebäude völlig zerstört wurden.

Der Juli war nicht so extrem wie der Vormonat, aber doch wärmer, trockener und sonnenscheinreicher als im Referenzzeitraum.

Der August brachte neue Rekorde an Hitze und Sonnenschein. Im Gebietsmittel von Deutschland und an vielen einzelnen Beobachtungsstationen war es der heißeste und sonnigste August seit Beginn der Messreihen. Das absolute Temperaturmaximum für ganz Deutschland (40,2 °C) wurde mehrfach eingestellt (Freiburg i. Br. am 13. sowie Karlsruhe am 9. und 13. August). Auch die große Trockenheit dauerte an. Dadurch gab es in der Landwirtschaft teilweise gravierende Ernteaufschläge (siehe auch den Beitrag „Das Trockenjahr 2003 aus agrarmeteorologischer Sicht“ in diesem Band). Zahlreiche Flüsse waren wegen Niedrigwasser nicht mehr oder nur noch eingeschränkt schiffbar. Bei lokalen Unwettern kam es aber auch zu kleinräumigen Überflutungen. Örtlich gab es auch Schäden durch starken Hagel.

Mit dem September folgte ein weiterer warmer, trockener und äußerst sonnenscheinreicher Monat. Am Monatsanfang und am Monatsende gab es aber auch schon sehr kühle Abschnitte, in denen sich in den höheren Lagen der Alpen bereits Schneedecken bildeten.

Der Oktober war ebenfalls sonnenscheinreich, aber im Gebietsmittel von Deutschland etwas feuchter als in der Referenzperiode und sehr kalt. Im letzten Monatsdrittel ergaben sich zeitweise bereits winterliche Verhältnisse mit Schnee bis in die Niederungen.

Der November war wieder sehr mild und sonnenscheinreich sowie etwas zu trocken.

Im Dezember setzte sich die überwiegend milde, trockene und sonnenscheinreiche Witterung fort.



Abb. 4 Niederschlagshöhe 2003 in Prozent des vieljährigen Mittels 1961-1990.

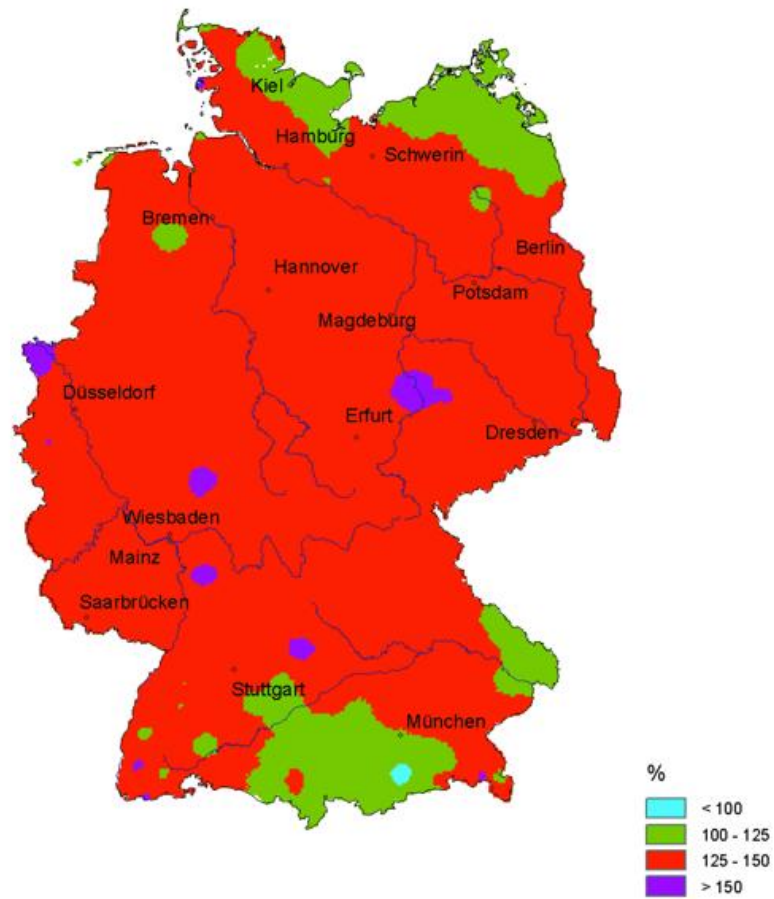


Abb. 5 Sonnenscheindauer 2003 in Prozent des vieljährigen Mittel 1961-1990

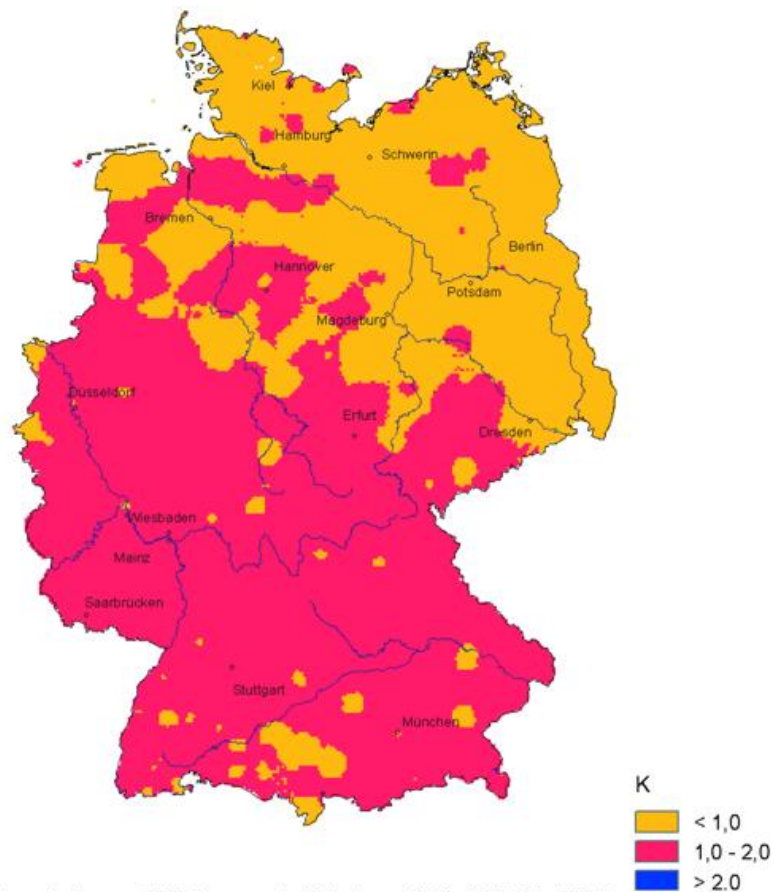


Abb. 6 Temperaturabweichung 2003 vom vieljährigen Mittel 1961-1990



Abb. 7 Temperaturabweichung Winter 2003 vom vieljährigen Mittel 1961-1990

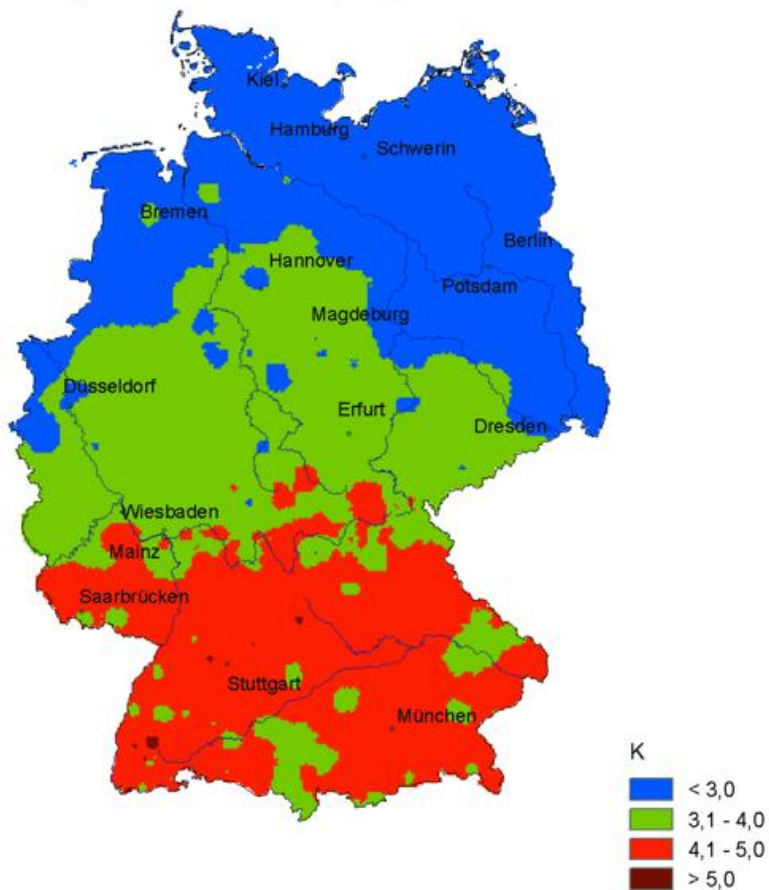


Abb. 8 Temperaturabweichung Sommer 2003 vom vieljährigen Mittel 1961-1990

Auch im Jahr 2003 machten Unwetterereignisse einen großen Teil der weltweit aufgetretenen Naturkatastrophen aus. Eine zusammenfassende Darstellung der verschiedenen Arten von Naturkatastrophen enthält die beiliegende Tabelle, die von der Münchener Rückversicherung zur Verfügung gestellt wurde. Die Tabelle zeigt deutlich, dass sowohl bei der Zahl der Schadensereignisse als auch bei den volkswirtschaftlichen und den versicherten Schäden die durch das Wetter verursachten Ereignisse (Überschwemmungen und Stürme) den größten Anteil hatten. Lediglich bei der Anzahl der Todesopfer standen in diesem Jahr andere Arten von Naturkatastrophen im Vordergrund.

Naturkatastrophen 2003 (Quelle: Münchener Rückversicherung, NatCatSERVICE™,

Tabelle 1 Schadenereignisse

	Erdbeben, Vulk.	Sturm	Überschwemmung	Sonstige	Gesamt
Afrika	1	16	30	10	57
Amerika	16	110	44	36	206
Asien	54	73	81	37	245
Australien/Ozeanien	4	30	15	16	65
Europa	11	69	24	22	126
Weltweit	86	298	194	121	699

Tabelle 2 Todesopfer

	Erdbeben, Vulk.	Sturm	Überschwemmung	Sonstige	Gesamt
Afrika	2.200	136	417	25	2.778
Amerika	35	346	228	337	946
Asien	45.513	950	3.421	4.037	53.921
Australien/Ozeanien	0	26	4	17	47
Europa	0	88	14	20.092	20.194
Weltweit	47.748	1.546	4.084	24.508	77.886

Tabelle 3 Volkswirtschaftliche Schäden (in Mio. US\$)

	Erdbeben, Vulk.	Sturm	Überschwemmung	Sonstige	Gesamt
Afrika	5.000	4	149	5	5.158
Amerika	92	17.338	454	4.085	21.969
Asien	1.275	5.584	10.817	554	18.230
Australien/Ozeanien	6	100	12	510	628
Europa	73	2.466	1.868	14.212	18.619
Weltweit	6.446	25.492	13.300	19.366	64.605

Tabelle 4 Versicherte Schäden (in Mio. US\$)

	Erdbeben, Vulk.	Sturm	Überschwemmung	Sonstige	Gesamt
Afrika	0	0	0	0	0
Amerika	40	10.963	36	2.235	13.274
Asien	50	548	2	0	600
Australien/Ozeanien	4	32	0	210	246
Europa	0	470	1.220	0	1.690
Weltweit	94	12.013	1.258	2.445	15.810

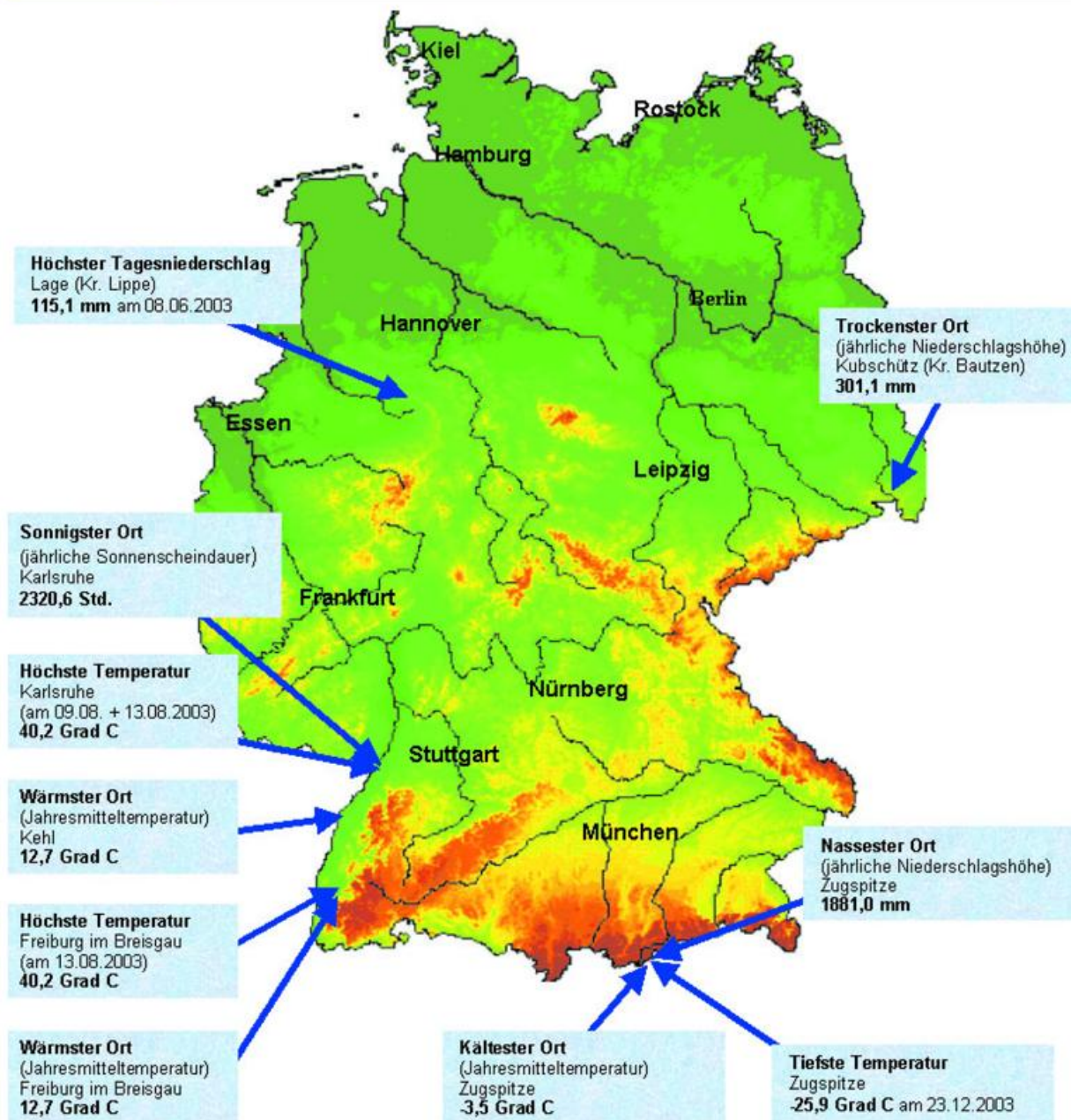


Abb. 8 Extremwertkarte für das Jahr 2003

Die eingetragenen Extremwerte beruhen auf den Messungen der Beobachtungsstationen des DWD. Im Einzelfall können noch stärkere Extreme aufgetreten sein, die von den Meßstellen nicht erfaßt wurden (s.a. "Die Witterung in Deutschland"). Die Angaben in der Extremwertkarte beruhen auf der Auswertung aller Daten der ca. 600 Klima- und Niederschlagsstationen des DWD.

Stationskennziffer	Name	Koordinaten	Meßnetze
2309	Kehl	48°35'N, 07°49'E	Klima
2311	Freiburg im Breisgau	48°00'N, 07°51'E	Klima
2698	Karlsruhe	49°02'N, 08°22'E	Klima
3382	Kubschütz (Kr. Bautzen)	51°10'N, 14°30'E	Klima
53007	Lage, Kr. Lippe	51°59'N, 08°49'E	Niederschlag
4155	Zugspitze	47°25'N, 10°59'E	Klima

Das Klima in den deutschen Küstengebieten

Ch. Lefebvre

Auch im deutschen Insel- und Küstenbereich zeichnete sich die Witterung im Jahr 2003 durch ihren extremen Sonnenscheinreichtum, der neue Rekorde setzte, den herausragenden Sommer und beträchtliche Niederschlagsdefizite aus, die durch ein vermehrtes Auftreten von Hochdruckwetterlagen verursacht wurden. Die Wärme und Trockenheit waren jedoch nicht ganz so ausgeprägt wie für den gesamtdeutschen Bereich (vgl. Seite 71, „Die Witterung in Deutschland“). Besonders hervorzuheben sind der trockene Februar, der mit nur 3-9 mm an der Ostsee der niederschlagsärmste seit Beginn der regelmäßigen Aufzeichnungen war, wie auch der frühe Schneefall, der bereits im letzten Oktoberdrittel zu einer geringen Schneedecke führte, was seit mindestens 40 Jahren nicht vorgekommen war. Im Raum Bremerhaven-Cuxhaven bewirkte er die bisher niedrigsten Tageshöchsttemperaturen für Oktober.

Insgesamt fiel das Jahr in den deutschen Küstengebieten bei Mitteltemperaturen zwischen 8,8 °C am Stettiner Haff und 10,2 °C in Bremerhaven überwiegend um rund 0,9 K zu warm aus. Damit war es meist nicht so warm wie das Vorjahr. Wie Abb. 1 zeigt, verzeichneten mit Ausnahme von Februar und Oktober alle Monate ein überdurchschnittliches Temperaturniveau. Die jährliche Anzahl der Frosttage (Tiefsttemperatur unter 0 °C) und Eistage (Höchsttemperatur unter 0 °C) lag überwiegend im Bereich der vieljährigen Mittelwerte oder knapp darunter, während sehr warme Tage weit häufiger vorkamen als gewöhnlich. Besonders hoch war die Zahl der Sommertage (Tage mit einer Tageshöchsttemperatur von mindestens 25 °C), die sich zwischen 7 auf der Hochseeinsel Helgoland und am Kap Arkona auf Rügen und bis zu 30-34 an der niedersächsischen Nordseeküste und am Stettiner Haff bewegte und die Mittelwerte des internationalen Referenzzeitraums 1961-1990 um 5-15 Tage überschritt. Zuletzt war im Jahr 1997 meist eine noch höhere Anzahl an Sommertagen verzeichnet worden.

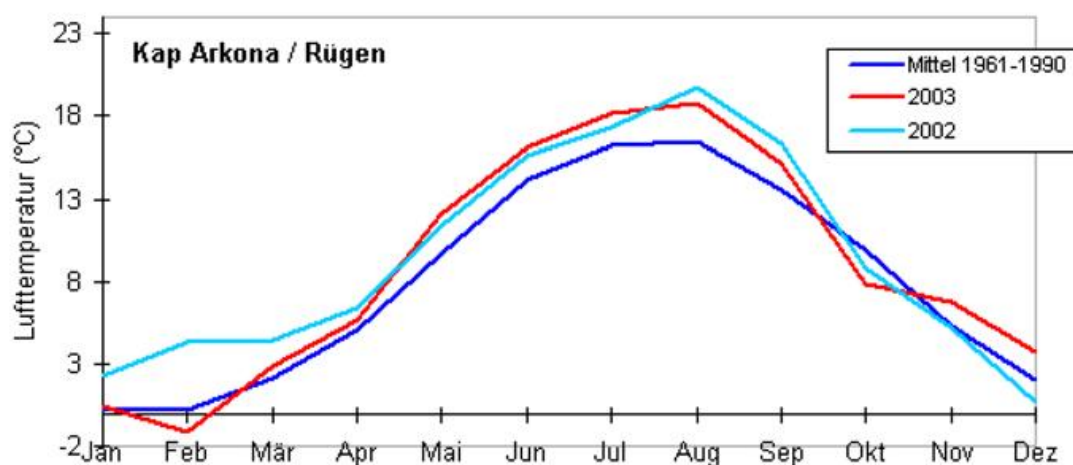


Abb. 1 Jahrgang der Monatsmitteltemperatur

Das Jahr begann winterlich mit Eis und Schnee und setzte sich mit einem frostigen Februar fort. Dieser wurde von Hoch 'Helga' beherrscht und fiel bei Mitteltemperaturen, die - mit Ausnahme der Ostfriesischen Inseln und der Hochseeinsel Helgoland - bei bis zu -1°C , im äußersten Osten bei nahezu -3°C lagen, um 2-3 K zu kalt aus. Dabei lag die Anzahl der Frosttage, die sich zwischen 17 auf Helgoland und 28 am Stettiner Haff bewegte, um 6-10 über dem Durchschnitt. Dazu war dieser Monat der sonnenscheinreichste Februar seit Beginn der regelmäßigen Aufzeichnungen und ungewöhnlich trocken. Vorherrschender Hochdruckeinfluss mit anhaltender Niederschlagsarmut und überdurchschnittlichem Sonnenschein kennzeichneten auch die folgenden Monate. Ergiebige Niederschläge setzten in der letzten Aprilwoche ein und hielten über den Mai hin an, der an der Nordsee viel zu nass ausfiel. Zur Zeit der Eisheiligen waren die Tagestemperaturen mit $10-14^{\circ}\text{C}$ zwar recht niedrig, aber Fröste blieben wiederum aus. Zum Monatsende wurde es dann sehr warm, und diese warme Witterung steigerte sich im Juni und setzte sich über Juli und August bis in den September fort. Die Sommermonate waren um 2-3 K wärmer als gewöhnlich, aber damit nicht so heiß wie in Süddeutschland, wo Abweichungen von $4-5^{\circ}\text{C}$ zu den Mittelwerten auftraten. Sie zeichneten sich jedoch auch im Insel- und Küstenraum durch längere niederschlagsfreie Hochdruckphasen, eine überdurchschnittlich hohe Anzahl an sehr warmen Tagen und viel Sonne aus, was der Tourismusbranche zugute kam. Die Zahl der Sommertage bewegte sich meist zwischen 15-25 (auf Helgoland und am Kap Arkona/Rügen bei 7) und damit ähnlich hoch wie im Jahr 1997, das einen hochsommerlichen August hatte, der noch rund 10 Sommertage mehr auswies als der August 2003. Der sommerliche Charakter vom September wurde durch sein weit über dem Durchschnitt liegendes Sonnenscheindargebot, seine Trockenheit in der 2. Monatsdekade und den Altweibersommer vom 18.-22., der nochmals Tagesmaxima von $25-28^{\circ}\text{C}$ brachte, unterstrichen. Pünktlich zum Herbstanfang sorgte dann am 23. ein Kaltlufteinbruch für einen Temperatursturz um 10 K. Der Oktober, der durch eine sehr kühle 2. Monatshälfte geprägt war, fiel insgesamt um 2-3 K zu kalt aus. Er verzeichnete bis zu 9 Frosttage, womit die Mittelwerte von maximal 2 deutlich überschritten wurden. Bereits am 23. und 24. gab es regional heftigen Schneefall, der am 24. an der niedersächsischen Küste die Temperaturen auf Werte nahe am Gefrierpunkt drückte, womit für Bremerhaven mit $0,3^{\circ}\text{C}$ und Cuxhaven mit $0,5^{\circ}\text{C}$ neue Tiefstwerte für die Tageshöchstwerte im Oktober gesetzt wurden. Die Monate November und Dezember fielen dann um $1-2^{\circ}\text{C}$ zu mild aus, wobei die Anzahl der Frosttage geringer blieb als im Durchschnitt.

Die häufigen und teilweise auch lang anhaltenden Hochdrucklagen verursachten auch in den Küstengebieten erhebliche Niederschlagsdefizite. Aber das Berichtsjahr war hier nicht ganz so trocken wie es das Gebietsmittel für Deutschland (Seite 74) darlegt. Die Niederschläge erreichten im Insel- und Küstenstreifen mit Werten zwischen 417 (Boltenhagen) und 746 mm (Cuxhaven) meist noch 75 bis 90 % der Jahresmittelwerte. Nur die Insel Fehmarn verzeichnete mit 348 mm (Westermarcksdorf) Defizite von fast 40 %. Dem geringeren Niederschlagsaufkommen entsprach auch die niedrigere Zahl an Niederschlagstagen. Die Zahl der Tage mit Niederschlag von mindestens 1 mm lag um 20-30 Tage, die mit Starkniederschlag (mindestens 10 mm in 24 Stunden) meist um bis zu 4 unter dem Jahresmittel.

Im Jahresverlauf war es vor allem in den Monaten Februar, März, August und November deutlich zu trocken (vgl. Abb 2), wobei die lange Lebensdauer von Hoch 'Helga'

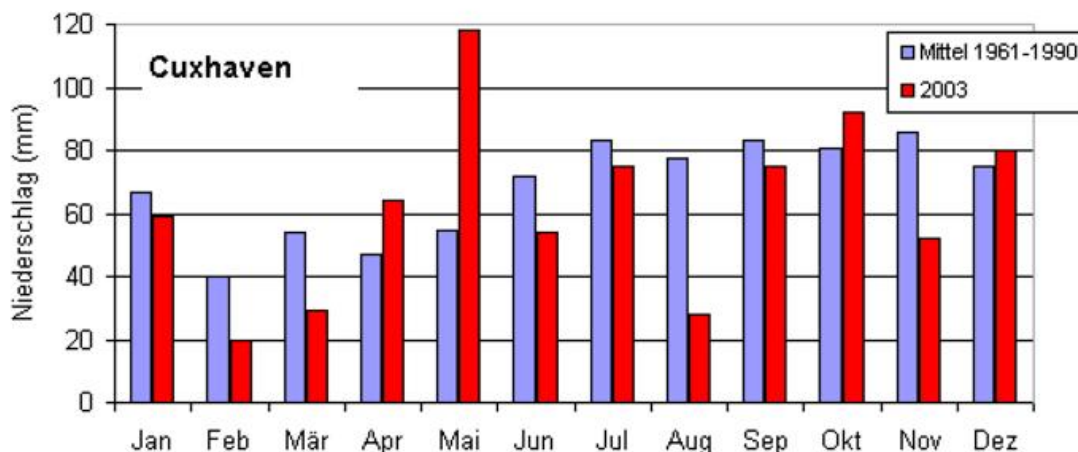


Abb. 2 Jahresgang der monatlichen Niederschlagshöhe

an der Ostsee sogar zu den geringsten Februarniederschlägen seit Beginn der regelmäßigen Aufzeichnungen von weniger als 10 mm führte. Damit zeigte sich der Februar von einer ganz anderen Seite als im Vorjahr, in dem er die bisher höchsten Niederschlagsmengen verbuchte. Die Trockenheit setzte sich bis Ende April fort. Sehr niederschlagsreich war der Mai, vor allem an der Nordsee, wo gebietsweise mit 100-120 mm bis zum Doppelten der gewöhnlichen Niederschläge fielen, womit hier der Regenmangel der Vormonate zumindest vorübergehend ausgeglichen wurde. Die Sommer- und Frühherbstmonate waren von längeren niederschlagsfreien Phasen und Tagen mit ergiebigen, teils gewittrigen Schauern gekennzeichnet, die örtlich für erhebliche Überschüsse, verbreitet aber für Defizite sorgten. Nach einem ungewöhnlich trockenen November, der nur etwa die Hälfte des Monatsmittels verbuchte, verzeichnete der Dezember im Nordseeraum meist wieder durchschnittliche Niederschlagsmengen.

Anders als in den Vorjahren gab es 2003 wieder häufiger Schnee. Der erste fiel gleich nach Jahresbeginn und bildete eine geschlossene Schneedecke, die an der Nordsee bis auf rund 5 cm, an der Ostsee auf 20-30 cm anwuchs. Diese taute jedoch vom 12. Januar an rasch wieder ab, bevor zum Monatsende dann strichweise wieder eine neue entstehen konnte, die sich in der 1. Februarwoche regional bis auf 10 cm, an der Kieler Bucht sogar bis auf 30 cm erhöhte. Während an der Nordsee die mittägliche Erwärmung das Abschmelzen der Schneedecke bis zum 10. Februar bewirkte, hielten sich an der Ostsee Schneereste oder dünne –decken bis zum Monatsende, die dann durch Neuschnee in den ersten Märztagen gebietsweise wieder anwuchsen, bevor es erneut taute. Gegen Ende des 1. Aprildrittels brachte dann ein für diesen Monat typischer Kaltlufteinbruch strichweise nochmals eine kurzzeitige Schneebedeckung. Sehr ungewöhnlich war heftiger Schneefall am 23. Oktober, der zunächst Gebiete der östlichen Ostsee (u.a. Usedom) und am Folgetag Teile des niedersächsischen Insel- und Küstengebietes betraf und jeweils eine geschlossene Schneedecke von einigen Zentimetern Dicke entstehen ließ, was seit mindestens 40 Jahren nicht vorgekommen war. Im Dezember bildete sich regional am 22. und 23. eine dünne Schneedecke, die aber dem Weihnachtstauwetter nicht stand hielt.

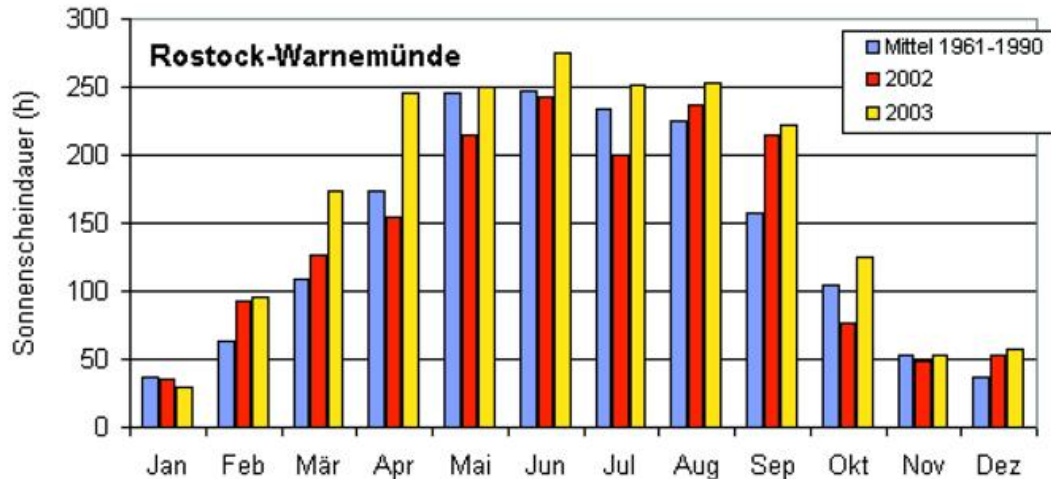


Abb. 3 Jahresgang der monatlichen Sonnenscheindauer

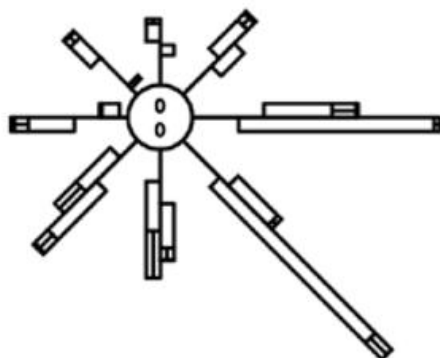
Die jährliche Sonnenscheindauer bewegte sich zwischen rund 1920 Stunden an der Emsmündung und 2176 an der Nordspitze Rügens, womit die vieljährigen Vergleichswerte meist um 20-30 % überschritten wurden. Verließ der Januar noch durchweg zu sonnenscheinarm, so waren die folgenden Monate vielfach beträchtlich sonniger als gewöhnlich. Besonders hervorzuheben sind Februar, März, September, Oktober und Dezember, deren Sonnenscheindauer strichweise bis zu 50-70 % über den Mittelwerten lag. Wie Abb. 3 zu entnehmen ist, zeichnete sich dabei der Dezember durch genauso viele Sonnenstunden (50-65) aus wie sein Vormonat.

Das Jahr 2003 verlief überwiegend windschwach, was den Betreibern von Windkraftanlagen erhebliche Einbußen bescherte. Erst ab Herbst gab es sehr windige Zeiten. In der 2. Oktoberwoche traten zeitweise 10-min. Mittel von Windstärke 8 Bft. und Böen bis 10 Bft. auf. Auch im Dezember wurden zahlreiche Starkwind- und Sturmtage verzeichnet. Am 14. verstärkte sich ein Tief über der Nordsee, das sich zu einem umfangreichen Tiefdrucksystem ausweitete, das schweren Sturm mit Böen bis Orkanstärke (Bft. 12) auslöste, der erst im Laufe des Folgetages abklang. Am 21. verursachte dann das Sturmtief ‚Jan‘ Böen bis Orkanstärke im Nordseeraum und bis Windstärke 10 Bft. an der Ostsee. Die Windverteilungen der einzelnen Monate zeigten vor allem in den Monaten Februar und August markante Abweichungen zu den mittleren Verhältnissen (siehe Abb. 4). Im Februar führten die mehrfachen Verlagerungen von Hoch ‚Helga‘ im Ostseeraum und im östlichen Mitteleuropa zu einem hohen Vorkommen an östlichen und südöstlichen Winden. Sie wehten an der Nordsee und in der Deutschen Bucht zu knapp 60 % der Zeit und damit fast doppelt so häufig wie gewöhnlich. Ungewöhnlich für den sehr warmen August war der hohe Anteil an nördlichen Winden (NW-NE), der an der Nordsee mit 60 % um gut 20 % über dem vieljährigen Mittel lag. Dieser wurde durch die vielfach nördliche Lage der das Küstenwetter bestimmenden Luftdruckzentren bewirkt.

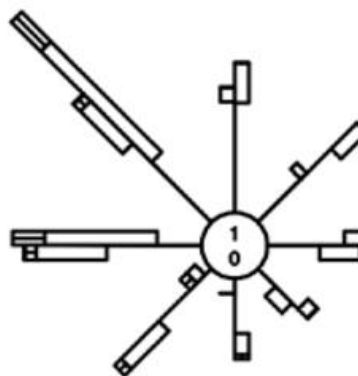
Im Januar und Februar gab es in den küstennahen Zonen von Nord- und Ostsee jeweils eine Eisbildungsphase. Die erste begann gleich nach Jahresbeginn. An der Nordsee erreichte das Treibeis im Bereich der Nordfriesischen Inseln eine Dicke von 10-30 cm, in den Buchten der westlichen Ostsee von 5-20 cm und in den Boddengewässern der südlichen Ostsee von 20-30 cm. Im Strelasund wurde das Eis sogar bis

zu 40 cm dick, wodurch die Schifffahrt in der N-Zufahrt nach Stralsund zeitweise unterbrochen wurde. Nach dem völligen Abschmelzen in der 2. Januarhälfte bildete sich Anfang Februar zunächst wieder Eis in den inneren Boddengewässern der Ostsee, danach an der westlichen Ostsee und nach Monatsmitte auch an der nordfriesischen Küste. Gegen Ende der 1. Märzdekade beschleunigte milde Witterung dann die Tauprozesse des maximal 5-15 cm dicken Eises. Die frostigen Temperaturen ließen die Wassertemperaturen in den ersten Monaten unter den vieljährigen Mittelwerten verharren. Eine kräftige Erwärmung der Gewässer von 6-9 K vollzog sich erst im Mai. Der warme Juni bewirkte dann ein um 2-3 K über dem Durchschnitt liegendes, recht gleichmäßiges Temperaturniveau von 16-19 °C. Die 2. Julihälfte brachte eine Erwärmung auf Werte um 20 °C, bevor das heiße und strahlungsreiche Wetter in der 1. Augusthälfte die küstennahen Gewässer bis auf rund 24 °C (Tagesmittel) erwärmte. In der 2. Monatshälfte gingen die Temperaturen schon kontinuierlich auf Werte um 17° C zurück, die sich dann bis in das letzte Septemberdrittel hinein hielten. Die zu kühle und zeitweise sehr windige Witterung im Oktober ließ die Gewässer deutlich rascher abkühlen als gewöhnlich. Am Monatsende herrschten nur noch Temperaturen bei 7°C an der Nordsee und 8-9 °C an der Ostsee. In den letzten beiden Monaten vollzog sich dann wieder eine langsame Abkühlung bis auf 4 °C am Jahresende, womit die Monatsmittel auf leicht überdurchschnittlichen Niveau lagen.

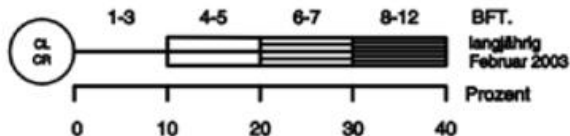
WINDROSE: HELGOLAND



WINDROSE: HELGOLAND



LEGENDE:



LEGENDE:

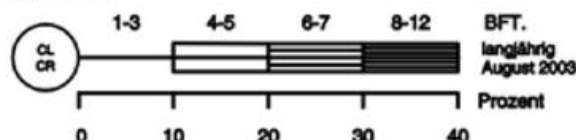


Abb. 4 Die Windverteilung auf Helgoland von Februar und August 2003 und im Mittel

Die agrarmeteorologische Situation

F. - J. Löpmeier

Schlagzeile

- mit nur wenigen Ausnahmen extrem geringe Bodenfeuchten im Jahr 2003
- Bodentemperaturen und bodennahe Temperaturen im Februar und Oktober im Verhältnis zum vieljährigen Mittelwert sehr gering, in allen anderen Monaten relativ hoch
- das Maximum der Erdoberflächentemperaturen lag in den Monaten Juni und August ca. 8 K über dem vieljährigen Mittelwert 1962-2001.

Weitere Informationen zur Situation 2003 können dem Sonderartikel „Das Trockenjahr 2003 aus agrarmeteorologischer Sicht“ entnommen werden.

Übersicht über die gesamte Bundesrepublik

Die Mittelwerte der Bodenfeuchte von Wintergetreide und Zuckerrüben über die gesamte Bundesrepublik und über leichte und schwere Böden wiesen von Mai bis Ende des Jahres deutliche negative Abweichungen zum vieljährigen Durchschnittswert auf. Sie erreichten im August mit ca. 35 % nFK Abweichung vom vieljährigen Durchschnittswert die größte Differenz. Bei schweren Böden nach Zuckerrüben lagen die Bodenfeuchten im Dezember bei ca. 65 % nFK und damit weit unter den vieljährigen Mittelwerten. Das ist die geringste Bodenfeuchte für den Monat Dezember in der Bundesrepublik seit 1961. Auch wird der Wert aus dem Jahre 1976 noch um 5 % nFK unterschritten. Das berechnete Maximum der Erdoberflächentemperaturen lag im Jahresmittel 2.5 K über dem vieljährigen Mittelwert und erreichte im Monatsmittel in den Monaten Juni und August mit ca. 39 °C die seit 1961 höchsten Werte. Auch das Jahresmittel des Maximums der Erdoberflächentemperatur stellt mit 20.1 °C seit 1961 einen neuen Rekord dar.

Schleswig-Holstein, Hamburg, Bremen, Niedersachsen und Mecklenburg-Vorpommern

Das Jahr begann sonnig, aber kalt und das Pflanzenwachstum begann zögerlich. So war der Blühbeginn der Schneeglöckchen im Wendland und in Mecklenburg-Vorpommern 2 bis 3 Wochen verzögert, die Haselnussblüte begann in Niedersachsen mit 2 Wochen Verspätung. Nach dem kalten Jahresbeginn fiel auch der Beginn der Vegetationsperiode um den 15. April etwa 10 bis 15 Tage später als normal aus. Die sehr kalte Witterung im Oktober führte dazu, dass die Vegetationsperiode um den 20. Oktober ihr Ende fand. Dies ist 20 bis 25 Tage früher als im vieljährigen Mittel üblich. Die Andauer der Hauptwachstumszeit war mit 170 bis 180 Tagen 5 bis 15 Tage länger als normal. Trotz der kalten Monate zu Jahresbeginn, aber bei reichlich Sonnenschein,

setzte das nachhaltige Wachstum des Grünlandes einige Tage zu früh oder etwa dem vieljährigen Mittel entsprechend zwischen dem 20. März im südwestlichen Niedersachsen und dem 15. April im östlichen Vorpommern ein. Im April sorgten die kühle Witterung mit Nachtfrost sowie die anhaltende Trockenheit für eine sehr zögerliche Pflanzenentwicklung. Aufgrund der recht trockenen Witterung herrschte fast überall eine gute Befahrbarkeit der landwirtschaftlichen Flächen. Dies führte zu einer zeitgerechten Frühjahrspflanzung, Düngerausbringung und zu optimalen Bodenstrukturen. Ende Mai entsprach der phänologische Entwicklungsstand verbreitet dem vieljährigen Mittel. Im Juni waren dagegen schon eine Verfrühung der phänologischen Entwicklung von 1 bis 2 Wochen und erste Trockenschäden zu verzeichnen. Das übernormale Wärme- und Sonnenscheinangebot des Sommers sowie die wenigen Regenfälle und hohen Verdunstungsraten führten zu einer erheblichen Belastung von Boden und Pflanze. Bei Getreide trat eine deutliche Beschleunigung der Abreifevorgänge ein. Zusätzlich kam es, vom Nordseeküstenbereich und dem nördlichen Schleswig-Holstein abgesehen, zu Trockenschäden beim Mais und Sonnenbrand bei Zuckerrüben. Von den Niederschlägen im September konnten vielerorts Zuckerrüben, vereinzelt auch Mais profitieren. Die trotz der Dürre relativ hohen Zuckerrübenenerträge lassen sich auch auf die optimalen Bestellungsarbeiten im Frühjahr erklären. Mehltaubbefall war allgemein bis April einigermaßen hoch mit kräftiger Sporulation, dann im Mai deutlich zurückgehend und von Juni bis August bei zeitweiligen Niederschlägen wieder kräftig zunehmend. Phytophthora bei Kartoffeln ohne Beregnung war bei dem trockenen Sommer nur wenig entwickelt, später im Herbst dann rascher Anstieg der Bewertungsziffern. Statt dessen standen bei Kartoffeln im Hoch- und Spätfrühling, besonders aber im Früh- und Hochsommer durch den erheblichen Hitze- und Trockenstress Alternaria und Botritis im Vordergrund.

Brandenburg, Berlin, Sachsen-Anhalt, Thüringen und Sachsen

Bereits in der ersten Januardekade führten im Bereich einer Hochdruckbrücke sehr strenge, in unmittelbarer Bodennähe auch extrem strenge Fröste (unter -20 °C) zu Schäden bei den Wintersaaten. Vor allem Winterrapsbestände erwiesen sich so stark frostgeschädigt, dass ein Umbruch der betroffenen Schläge unvermeidlich war. Doch die Schäden, die durch die ungewöhnliche Trockenheit im weiteren Jahresverlauf verursacht worden sind, sollten die durch Kahlfrost hervorgerufenen Einbußen weit übertreffen. Das Bodenfeuchtedefizit, das schon im Februar begann, war schließlich so hoch, dass für die Kornfüllung des Winter- und Sommergetreides nicht genügend Wasser zur Verfügung stand. Trotz sehr günstiger Erntewitterung blieben die Getreideerträge deutlich unter den Erwartungen. Der Wassermangel prägte auch Wachstum und Entwicklung beim Mais, den Rüben und Kartoffeln. Beim Mais zeichnete sich durch ungünstige Befruchtungsbedingungen darüber hinaus eine niedrigere Körnerzahl in den Maiskolben ab, die ihre Ursache in einem vergleichsweise nur geringen und kurzen Pollenschütten und der kurzen weiblichen Blüte von lediglich 2 bis 3 Tagen bis zum Eintrocknen der Narbenfäden hatte. Auf dem Grasland und bei mehrschnittigem Futter verstärkten sich besonders im August durch Ausbrennen die Narbenschäden. Noch bis weit in den meteorologischen Herbst hinein litt die Ertragsbildung landwirtschaftlicher Kulturen unter starkem Bodenwassermangel. Das Jahr 2003 wies in vielerlei Hinsicht Ähnlichkeiten mit dem Jahr 1976 auf.

Hessen, Saarland, Rheinland-Pfalz, Nordrhein-Westfalen

Die agrarmeteorologische Situation 2003 war geprägt durch die langanhaltende Trockenheit im Frühjahr und im Sommer sowie die sehr sonnenscheinreiche Witterung. Hinzu kamen regional vereinzelte Schadensereignisse, wie Spätfröste in der 1. Aprildekade zur Zeit der Obstblüte sowie Hagel- und Starkregen im Mai. Nach einem milden und nassen Herbst 2002 sowie Jahresbeginn 2003 führten Kahlfröste und Wechselfrostereignisse im Januar und Februar zu Auswinterungsschäden bei Getreide und Raps, sodass Flächen umgebrochen werden mussten, in Rheinland-Pfalz z. B. 20% der Rapsflächen.

Die überdurchschnittlichen Temperaturen ab März führten bei den Winterkulturen zu einer beschleunigten Reifeentwicklung. Allgemein war die Getreide- und Rapsenernte zwei bis drei Wochen gegenüber den vieljährigen Werten verfrüht. Die langanhaltende Trockenheit führte vor allem auf leichten Standorten zu spürbaren Mindererträgen bei regional großen Unterschieden. In Rheinhessen oder der Zülpicher Bucht wurden bereits im Mai unter Winterweizen Bodenfeuchten unter 50 % nFK erreicht, während die Bodenfeuchten im Münsterland sowie in Nord- und Mittelhessen noch über 75 % lagen. Entsprechend gab es bei Wintergetreide im Maifeld sowie im Westerwald deutlich unterdurchschnittliche Erträge, in der Eifel, im Saargau und Hunsrück zufriedenstellende bis gute Erträge. Die Bestellung der Zuckerrüben erfolgte unter optimalen Bedingungen. Schädigungen durch Spätfröste und Wasserstress auf leichten Standorten sorgten jedoch teilweise für Ertragseinbußen. Aufgrund der sonnenscheinreichen Witterung wurden jedoch hohe Zuckergehalte erreicht, die insgesamt eine unter den Voraussetzungen des Jahres 2003 zufriedenstellende Ernte ergaben. Aufgrund der Trockenheit lagen die Erträge von Mais, Kartoffeln und Grünland überwiegend unter den vieljährigen Werten, wobei sowohl bei Mais als auch bei Silage zu hohe Trockensubstanzen zusätzlich die Qualität minderten.

Weinanbau

Nach einem Frühjahr, in dem in Rheinhessen und in der Pfalz, bereits Wasserdefizite auftraten, konnte ein äußerst früher Blühbeginn um den 1. Juni mit einem Vorsprung von rund 14 Tagen vor dem vieljährigen Mittel beobachtet werden. Die äußerst zügige Traubenentwicklung wurde durch den wärmsten Sommer seit Beginn der Wetteraufzeichnungen beschleunigt. Anfang August wurde im Rheingau der früheste Reifebeginn, seit dem kontinuierliche Aufzeichnungen des Weinbauamtes Eltville vorliegen, registriert. Die Reifeentwicklung verlief weiterhin sehr rasch, sodass beim Riesling am 1.9. bereits 72° und Ende September 90° Oechsle erreicht wurden. Der sehr frühe Reifebeginn bei warmen Nächten führte zu einem raschen Säureabbau. Eine frühe Ernte von sehr gesundem Lesegut mit hohen Mostgewichten und geringen Säuregehalten war das Ergebnis. Erstmals erlaubte die EU die Säuerung von Weinen in der Anbauzone A, zu der Deutschland zählt.

Bei Temperaturen nahe der 30 Grad-Marke konnten bereits Mitte September Auslesen und Beerenauslesen geerntet werden. Bei den Trockenbeerenauslesen wurden sogar sagenhafte 300° Oechsle erreicht. Die Gewinner dieses Jahres sind die Rotweine, die aufgrund der mediterranen Witterung ein vorzügliches Aroma, eine sehr gute

Farbausprägung und mit über 100° Oechsle hohe Mostgewichte aufweisen. Die Erntemengen fielen bei allen Sorten um etwa 20% geringer aus als im vieljährigen Mittel.

Bayern, Baden-Württemberg

Das Jahr 2003 war auch in Bayern gekennzeichnet von zahlreichen extremen Witterungsereignissen, von denen vor allem die langanhaltende Trockenheit und Hitze der Sommermonate hervorzuheben ist. Der Winter konzentrierte sich im wesentlichen auf einen um etwa 3 Grad zu kalten Februar, der infolge anhaltender strenger Nachtfrost in Gebieten mit nur dünner Schneedecke zu Kahlfrösten und Auswinterungsschäden bei Wintergetreide führte. Schon ab Mitte Februar setzte dann eine Serie von langanhaltenden Hochdruckwetterlagen ein, die mit nur kurzen Unterbrechungen bis Ende August andauerte und schon in den Frühjahrsmonaten bei gleichzeitig sehr hoher Verdunstung für einen drastischen Wassermangel vor allem bei Getreide führte und für Baden-Württemberg Rekordwerte erreichte. Dieser wurde durch extreme und langandauernde Hitzeperioden vor allem im Juni und August noch weiter verschärft, sodass neben Getreide auch bei Kartoffeln, Zuckerrüben und Mais beträchtliche Ertragsverluste zu beklagen waren. Zudem herrschte vor allem im August eine extrem hohe Waldbrandgefahr. Die außergewöhnliche Dürre wurde erst im Oktober durch ergiebige Regenfälle beendet, sodass zumindest den ausgebrachten Wintersaaten wieder ausreichend Wasser zur Verfügung stand. Die winterliche Vegetationsruhe kehrte erst im Laufe des Dezembers mit Schneefällen und teilweise strengen Nachtfrost ein.

Unter dem Strich hat das Jahr 2003 in den meisten Gebieten einen neuen Minusrekord beim Niederschlag gebracht, wobei vielerorts nur 50 bis 70 % der normalen Regenmengen registriert wurden. Mit einem Wärmeüberschuss von etwa 1 Grad (Vegetationsperiode ca. 2,5 Grad) setzte sich im übrigen der Trend zu warmer Jahre fort.

Die Bodenfeuchtesituation während der Vegetationszeit 2003

Die Abbildung 1 verdeutlicht die extreme Trockenheit des Jahres 2003. Von Juni bis Oktober lag die Bodenfeuchte hier beispielhaft für Wintergetreide auf leichten Standorten in allen Bundesländern und allen Monaten deutlich unter dem vieljährigen Mittelwert. Besonders der August war mit Abweichungen von mehr als 50 % nFK vom Mittel markant. Hier summieren sich die geringen Niederschläge und extrem hohen Verdunstungsraten der Vormonate. Auch die Ende August einsetzenden Niederschläge, die in manchen Regionen über dem vieljährigen Soll lagen, konnten das Monatsmittel der Bodenfeuchte nicht mehr beeinflussen und kamen für viele Kulturen wie Mais zu spät.

Aus der Tabelle 1 ist ersichtlich, dass, abgesehen vom Februar und Oktober, das gesamte Jahr 2003 sowohl bezüglich der Bodentemperaturen als auch erdbodennahen Temperaturen überwiegend zu warm (rot) war.

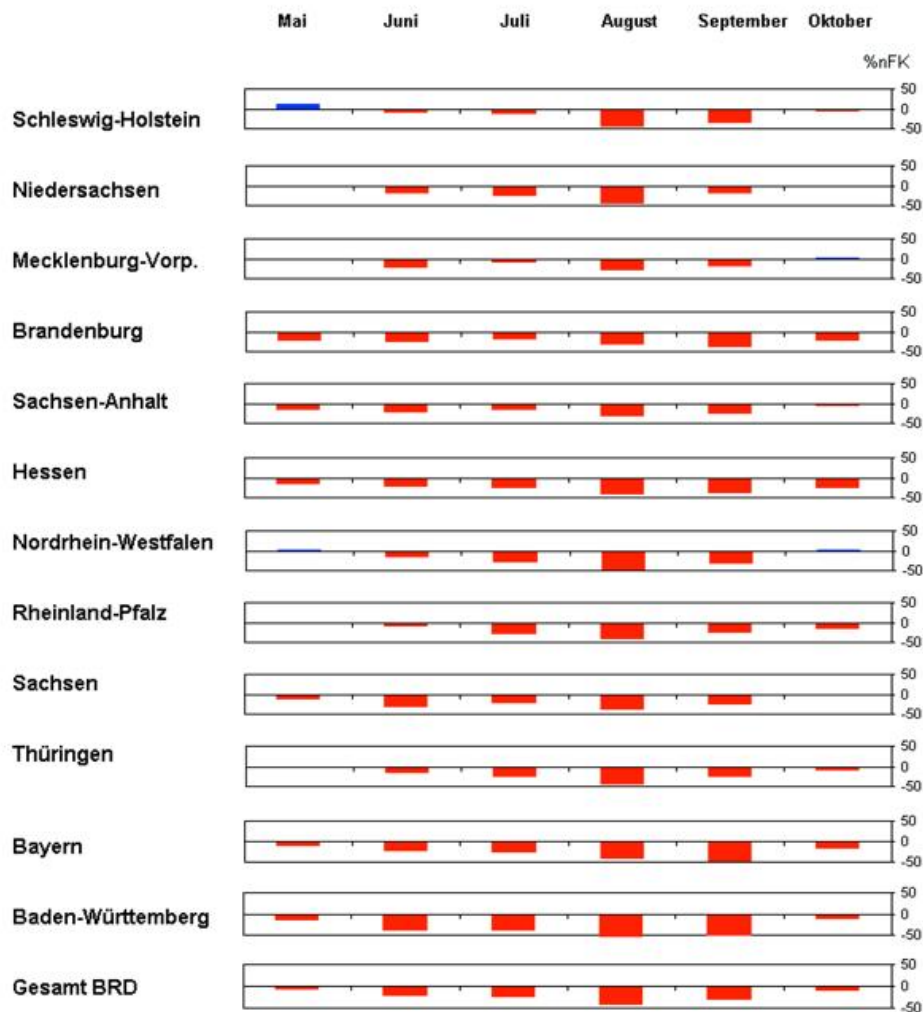


Abb. 1 Monatliche Abweichungen der Bodenfeuchte von Wintergetreide auf leichten Standorten (% nFK) im Jahr 2003 vom vieljährigen Mittelwert 1961 - 2002 (rot = zu trocken, blau = zu feucht)

Tab. 1 Charakteristische agrarmeteorologische Kenngrößen für das Jahr 2003. Die Tabelle enthält die Abweichungen vom vieljährigen Mittelwert (1961-2002) im Jahr 2003 für die Parameter Bodentemperatur, Minimumtemperatur in Bodennähe, Penman-Verdunstung und Benetzungszeit. Die rot dargestellten Werte stellen zu warme, bzw. Zeiten mit hoher Verdunstung und geringer Blattbenetzung, die blauen Werte zu niedrige Temperaturen, hohe Blattbenetzung und geringe Verdunstung dar.

	Januar		Februar		März			April			Mai			Juni						
	1	2	1	2	1	2	3	4	5	1	2	3	4	1	2	3	4			
Schleswig-Holstein	0,2	-1,6	-2,0	-2,0	0,9	0,1	118,4	-16,3	0,7	-0,5	131,3	68,4	0,6	0,5	97,8	116,8	2,4	1,0	112,3	78,1
Niedersachsen	0,2	-0,4	-1,9	-2,3	1,3	0,4	116,2	-10,6	0,9	-0,5	132,8	58,6	1,0	1,0	97,6	111,1	3,7	1,5	122,3	63,7
Mecklenburg-Vorpommern	0,1	-1,6	-1,6	-3,2	0,6	0,2	111,8	-17,3	0,5	-0,2	126,4	79,3	1,7	1,1	106,1	108,6	2,7	1,6	121,1	66,2
Brandenburg	-0,3	-0,7	-1,9	-3,0	0,4	0,1	105,7	-6,3	0,2	-0,6	124,8	72,9	2,2	1,4	108,5	78,1	3,4	1,4	123,6	65,9
Sachsen-Anhalt	0,5	-0,7	-2,0	-3,5	0,8	0,3	108,5	-12,8	0,5	-0,9	128,5	75,8	2,2	1,5	107,8	76,9	4,1	1,5	128,3	62,6
Hessen	-0,3	0,9	-1,9	-3,7	1,9	1,0	127,1	-18,0	1,1	-0,4	126,4	53,7	1,4	1,4	95,9	113,2	5,1	2,8	131,5	64,6
Nordrhein-Westfalen	-0,2	-0,2	-1,5	-2,2	2,3	0,9	134,8	-17,0	1,4	-0,3	130,7	57,6	0,6	1,1	96,5	115,0	4,4	2,0	125,0	55,8
Rheinland-Pfalz	0,6	-1,5	-1,6	-2,5	2,8	1,6	148,6	-25,8	1,6	0,1	132,3	62,4	1,4	1,6	98,0	116,9	5,8	3,9	125,7	61,2
Sachsen	-0,6	0,1	-1,5	-7,9	0,9	0,9	116,3	-3,9	0,4	-1,2	128,6	81,2	2,3	2,0	114,1	58,0	5,0	2,2	138,2	49,7
Thüringen	-0,1	0,7	-1,4	-4,8	1,7	1,5	117,6	-10,2	0,7	-0,5	131,1	76,9	1,8	1,9	104,2	81,4	4,6	2,2	129,7	63,5
Bayern	-0,2	1,3	-1,4	-7,0	1,2	0,6	130,8	-17,1	0,8	-1,0	127,6	52,4	1,7	2,0	103,5	87,7	5,7	3,2	135,6	57,9
Baden-Württemberg	0,6	-0,1	-1,5	-3,6	2,3	1,5	150,8	-24,1	1,2	0,0	131,4	47,7	1,4	2,2	98,9	95,1	6,7	4,9	139,0	41,8
Gesamt BRD	0,1	-0,3	-1,7	-3,8	1,4	0,8	123,9	-14,9	0,8	-0,5	129,3	65,6	1,5	1,5	102,4	96,6	4,5	2,4	127,7	60,9

	Juli			August			September			Oktober			November			Dezember				
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	4	5	1	2	1	2		
Schleswig-Holstein	2,3	1,8	108,3	-2,7	3,0	14	120,3	-3,7	1,1	-0,6	127,3	-21,1	-3,1	-4,6	99,2	9,3	1,5	2,1	1,1	1,4
Niedersachsen	2,0	1,4	112,1	-2,2	3,4	1,5	129,0	-3,9	0,7	-1,0	123,5	-1,7	-3,2	-4,5	92,1	8,9	1,8	2,3	0,7	0,8
Mecklenburg-Vorpommern	1,8	2,2	103,5	-1,6	2,7	1,6	120,7	-3,1	1,3	0,6	126,7	-2,1	-2,6	-3,4	103,5	15,0	1,6	2,2	1,4	1,7
Brandenburg	1,6	2,0	99,9	-0,9	3,1	1,4	124,1	-3,4	1,3	-0,2	123,6	-15,4	-2,7	-3,8	89,0	7,6	1,6	2,0	0,9	1,7
Sachsen-Anhalt	2,2	1,9	104,7	-2,0	3,9	1,5	128,8	-4,0	1,1	-0,3	118,4	-2,6	-2,5	-3,7	86,8	17,5	2,0	2,6	0,9	1,2
Hessen	1,9	1,2	109,1	-0,8	4,7	2,3	139,1	-3,7	0,6	-1,4	121,3	-17,5	-2,8	-2,9	89,1	-11,5	1,9	2,2	0,5	0,4
Nordrhein-Westfalen	1,7	1,2	112,2	-2,1	4,2	1,4	123,1	-3,6	1,0	-0,8	126,7	-14,1	-3,0	-3,5	83,6	18,5	2,0	2,4	0,8	0,7
Rheinland-Pfalz	2,4	1,5	114,5	-1,6	5,4	3,1	141,7	-3,9	1,2	-0,6	132,4	-12,4	-2,6	-2,6	98,8	-2,1	2,0	2,3	0,7	1,0
Sachsen	1,6	1,4	107,0	-2,0	4,2	1,8	138,4	-4,8	0,8	-0,2	117,2	-2,9	-3,2	-3,6	79,3	14,8	1,5	1,9	0,5	1,4
Thüringen	1,9	1,4	110,5	-2,0	4,2	1,9	138,1	-4,4	0,5	-0,6	113,5	3,9	-2,9	-3,3	81,0	9,6	1,9	2,4	0,6	1,2
Bayern	1,8	0,8	113,2	-2,2	4,7	2,1	140,3	-4,9	0,4	-1,7	118,2	-30,8	-3,0	-2,8	91,2	12,5	1,0	1,7	0,2	1,2
Baden-Württemberg	2,0	1,5	116,2	-2,3	5,2	3,4	144,8	-4,8	0,8	-0,7	132,2	-32,1	-3,0	-2,6	98,9	16,1	1,6	2,2	0,4	0,8
Gesamt BRD	1,9	1,5	109,3	-1,9	4,0	2,0	132,4	-4,0	0,9	-0,6	123,4	-12,4	-2,9	-3,4	91,0	9,7	1,7	2,2	0,7	1,1

Legende:
 1= Bodentemperatur unbewachsener Boden 5 cm (rot= zu warm,blau= zu kalt)
 2= Minimumtemperatur in Bodennähe für unbewachsenen Boden (rot= zu warm, blau= zu kalt)
 3= Penman - Verdunstung, Abw.in % (rot= zu hohe Verdunstung, blau= zu geringe Verdunstung)
 4= Benetzungszeiten, Abw. in % (rot= relativ geringe Benetzungszeiten, blau= relativ hohe Benetzungszeiten)
 5= Krümmenbodenfeuchte, %nFK (rot = relativ trocken, blau = relativ feucht)
 6 = Kornfeuchte, (% , 19 Uhr) (rot = relativ gering, blau = relativ hoch)

Die Minimumtemperaturen in Erdbodennähe weisen im April entgegen dem Trend jedoch eine negative Abweichung zum vieljährigen Mittelwert auf, der auch nicht den Verhältnissen der Lufttemperatur in 2 Meter Höhe entspricht, die in allen Bundesländern im April eine positive Abweichung ergaben. Auch die Strahlungswerte waren im April deutlich höher als das Soll und charakterisieren viele Strahlungstage mit nächtlichem Bodenfrost und Maximumtemperaturen größer 0 °C, verbunden mit mehrfachem Gefrieren und Auftauen der obersten Bodenschichten und dem Abreißen der oberen Feinwurzeln.

Die Krumenbodenfeuchten weisen in den Monaten März und September deutlich geringere Werte als im vieljährigen Mittel auf und charakterisieren gute Bedingungen für die Bodenbearbeitung und sorgten für optimale Bodenstrukturen. Abgesehen von einigen Regionen im Mai erreichten die Benetzungszeiten in den Monaten April bis Juni nur etwa 60 % des Solls und erklären den im Jahr 2003 geringen Druck durch Pflanzenkrankheiten. Wie nicht anders zu erwarten, lag in allen Sommermonaten die potenzielle Verdunstung nach Penman mit ca. 130 % des vieljährigen Wertes über dem Soll und die Kornfeuchte bei Getreide war in den Erntemonaten Juli und August geringer als im vieljährigen Mittel.

Das Jahr 2003 im Vergleich zu den Jahren 1961-2002

Bodenfeuchte

Die Abbildung 2 stellt den Verlauf der Bodenfeuchte der Mittelwerte über die Monate Juli und August aller Bundesländer und als Mittel für leichte und schwere Böden sowie die Kulturen Wintergetreide und Zuckerrüben für den Zeitraum 1961 bis 2003 dar und beschreibt damit die Bodenwassersituation für große landwirtschaftliche Flächen und die relevanten Zeiträume. Es wird deutlich, dass das Jahr 2003 vergleichbar ist mit dem Dürrejahr 1976 und sich deutlich vom Vorjahr 2002 abhebt.

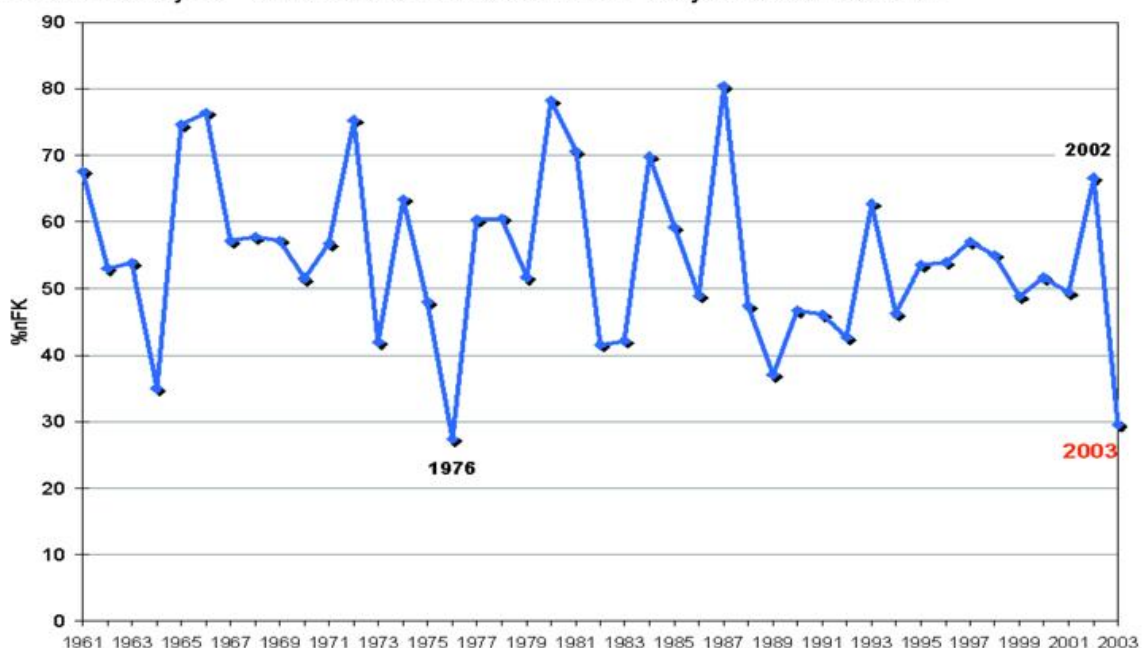


Abb. 2 Mittelwerte der Bodenfeuchte (% nFK) Juli - August über alle Bundesländer 1962 - 2003, Mittel über Wintergetreide und Zuckerrüben, leichte und schwere Böden

Verdunstung

Die Abbildung 3a zeigt den Verlauf der realen Verdunstung eines Zuckerrübenbestandes auf leichtem Boden als Summe über die Monate Juli und August und der potenziellen Verdunstung nach Penman für die Jahre 1961 bis 2003 als Mittelwert über alle Bundesländer. Mit 330 mm in den zwei Monaten, das entspricht einer mittleren täglichen Verdunstung von 5,5 mm, werden im Jahr 2003 neue Höchstwerte erreicht, während die reale Verdunstung aufgrund von Bodenwassermangel nur in der Summe 117 mm betrug. Das Verhältnis realer zu potentieller Verdunstung ist auch ein Maß für den auf die Pflanzen wirkenden Wasserstress.

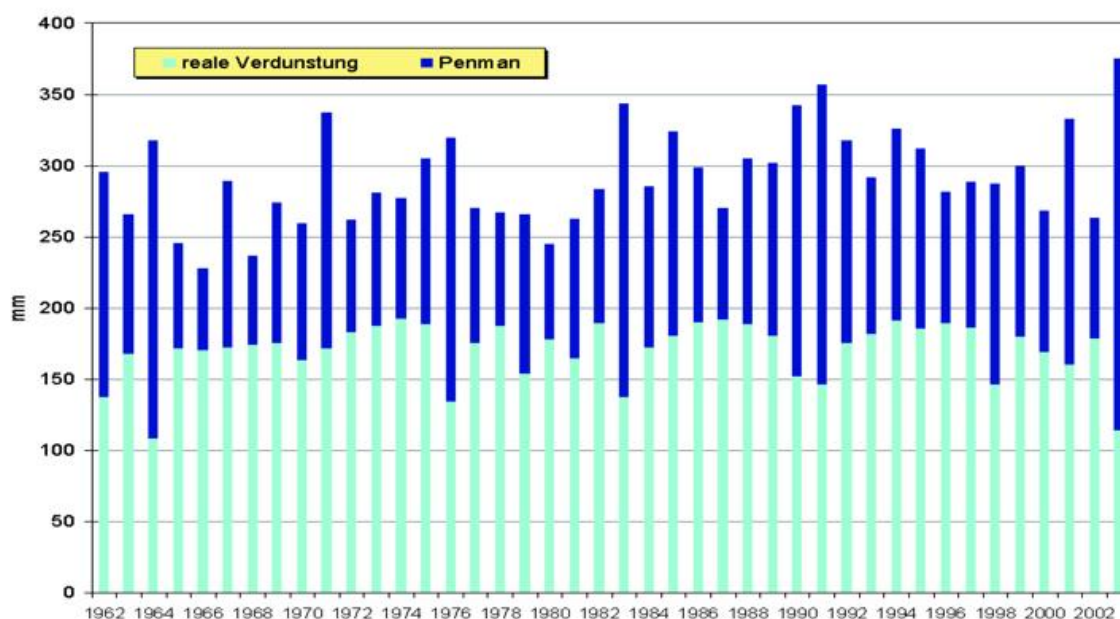


Abb. 3a Penman und reale Verdunstung (mm, leichter Boden Zuckerrüben) Juli - August alle Bundesländer von 1962 - 2003

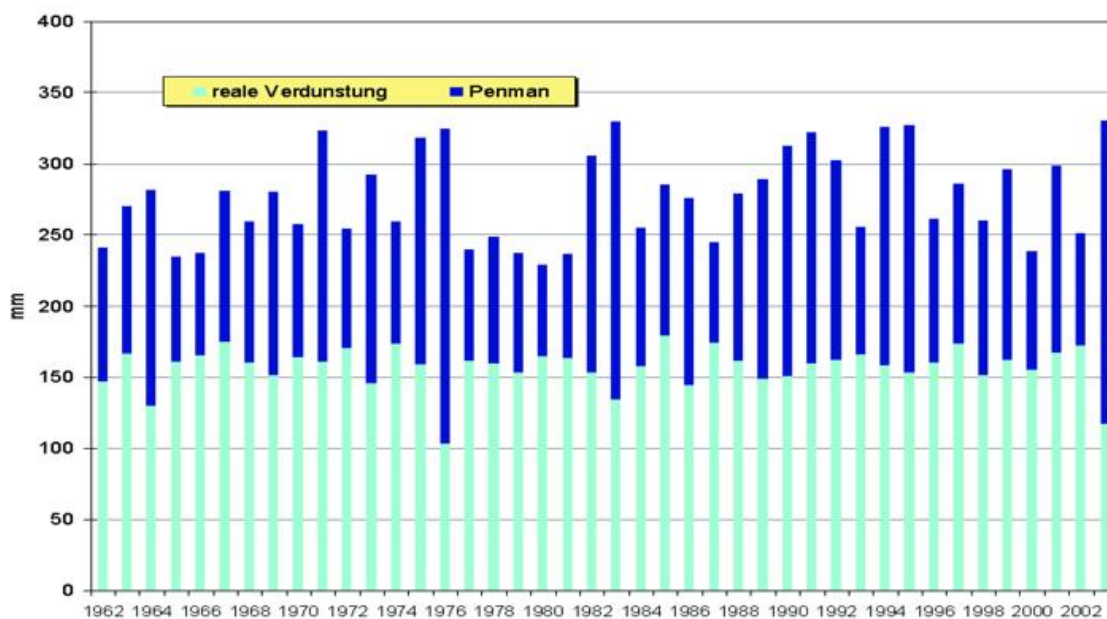


Abb. 3b Penman und reale Verdunstung (mm, leichter Boden Zuckerrüben) Juli - August, Baden-Württemberg von 1962 - 2003

Noch deutlicher werden die extremen Bedingungen 2003 in der Abb. 3b, die im Unterschied zu Abb.3a die Verhältnisse nicht als Mittel über die gesamte Bundesrepublik sondern über das Land Baden-Württemberg darstellt. Hier werden extreme potenzielle Verdunstungssummen von 374 mm erreicht und stellen einen deutlichen neuen Rekord seit 1961 mit gleichzeitig extrem niedrigen realen Verdunstungen.

Erdoberflächentemperatur

Die Abbildung 4 zeigt die berechneten Erdoberflächentemperaturen für einen mittelschweren unbewachsenen Boden als Gebietsmittel über die gesamte Bundesrepublik. Dargestellt sind die Tagesmaximumwerte der Erdoberflächentemperatur als Mittel über die Monate April bis August der Jahre 1961 bis 2003 sowie der lineare Trend. Die Berechnungen erfolgten mit dem Modell AMBETI¹. Die Erdoberflächentemperatur stellt die entscheidende Schnittstelle zwischen dem Boden und der Atmosphäre dar. Der Parameter wird einerseits durch die aktuellen meteorologischen Prozesse und Eingangsgrößen wie Temperatur und Strahlung als auch durch die Bodenparameter und die meteorologische Vorgeschichte beeinflusst. Ganz entscheidend ist auch die Bodenfeuchte in obersten Bodenschichten. Deutlich wird neben dem eindeutigen Trend, der auch ohne Berücksichtigung des Jahres 2003 bestehen bleibt, das extreme Jahr 2003.

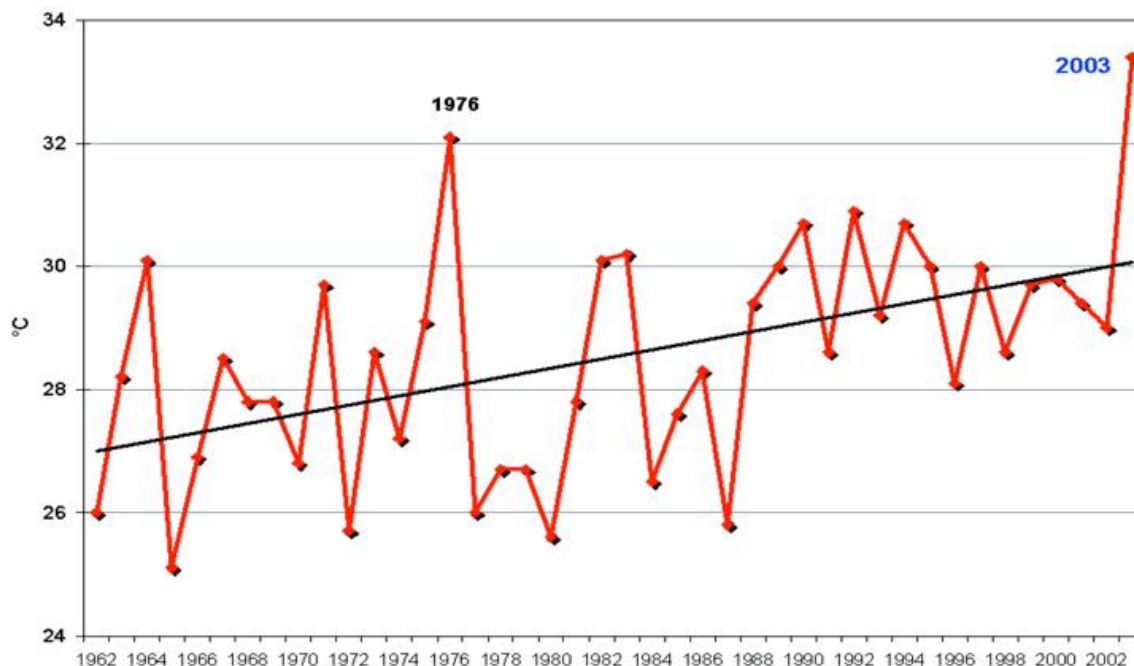


Abb. 4 Erdoberflächentemperatur (°C) Maximum, Mittelwerte April - August über alle Bundesländer (1962 - 2003)

¹ Braden, H.: The model AMBETI. A detailed description of a soil-plant-atmosphere model.- Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 195, Offenbach a.M., 1995.

Waldbrand

Dürrejahre sind häufig auch Waldbrandjahre, wobei neben der Witterung auch viele andere Faktoren eine Rolle spielen. Zwar lagen z.B. mit ca. 750 Waldbränden in Brandenburg die Fälle über dem vieljährigen Mittelwert, erreichten aber nicht den Extremwert von 1976 mit ca. 1300 Waldbränden. Markant waren 2003 die große Anzahl von Flächenbränden (freie Grasflächen) im zeitigen Frühjahr. Die Abbildung 5 stellt die Anzahl Tage mit einem Waldbrandgefährdungsindex ≥ 4 für die Jahre 1962 bis 2003 als Summe über die Monate Juli und August für die Bundesländer Brandenburg und Baden-Württemberg und als Mittel über die gesamte Bundesrepublik dar. Da die Anwendung der Waldbrandindizes in den einzelnen Bundesländern unterschiedlich ist, erfolgte hier eine Mittelung aus dem häufig genutzten Index nach Baumgartner und dem in den östlichen Bundesländern akzeptierten M68 Index.

Waldbrandindex

Hinsichtlich der täglichen Bewertung der Waldbrandgefahr sind in Deutschland zwei traditionelle Modelle von den Forstbehörden der Länder akzeptiert. Hierbei handelt es sich um das sog. Baumgartner- und das M-68-Modell. Beide berücksichtigen den Trocken- bzw. Feuchtegehalt der bodennahen Atmosphäre und schließen indirekt (d.h. statistisch) oder direkt (durch Eingabe aktueller phänologischer Daten) den Zustand der Waldvegetation in die Risikoanalyse ein. Darüber hinaus berücksichtigt das M-68-Modell zusätzlich die Feuerhistorie von Waldlandschaften. Beide Verfahren klassifizieren das Waldbrandrisiko in fünf Stufen, wobei die Stufe ‚1‘ einer sehr geringen, die Stufe ‚5‘ einer sehr hohen Gefahr entspricht.

Es wird deutlich, dass das Jahr 2003 als Mittel über alle Bundesländer, aber insbesondere in Baden-Württemberg im Vergleich zu den zurückliegenden Jahren als extrem bezeichnet werden kann, diese Bedingungen für Brandenburg aber als nicht besonders ungewöhnlich eingestuft werden können.

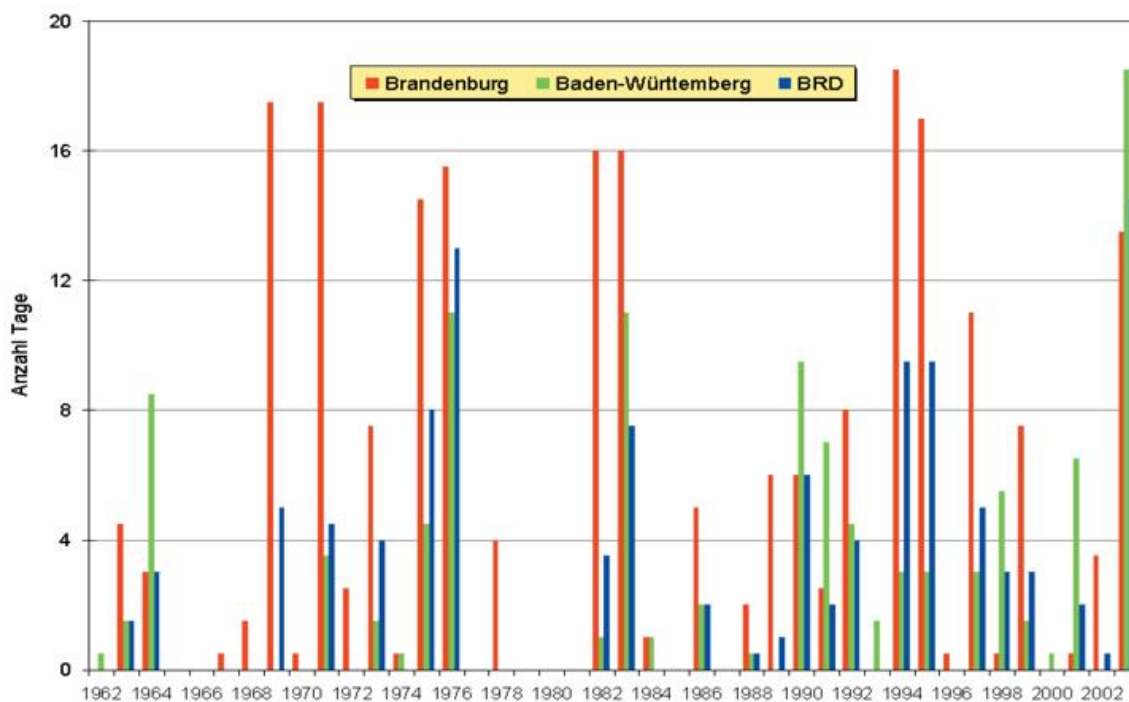


Abb. 5 Anzahl Tage mit Waldbrandgefährdungsindex > 4 von 1962 - 2003 (Monate Juli und August), Mittel Index Baumgartner und M 68

Die phänologische Entwicklung

G. Müller-Westermeier

Der Januar 2003 brachte einen Wechsel von milden und kalten Phasen. Darauf folgte ein kalter und trockener Februar. Daher traten die phänologischen Vorfrühlingsphasen in diesem Jahr meist nicht besonders früh auf. Das milde Wetter in einzelnen Abschnitten des Januar führte aber dazu, dass die frühesten Phasen auch in diesem Jahr in großen Teilen Deutschlands etwas eher als im Durchschnitt der Referenzperiode 1961-90 auftraten. So wurde die Schneeglöckchenblüte in Süd- und Westdeutschland in diesem Jahr großenteils 1 bis 2 Wochen zu früh beobachtet. In Nord- und Ostdeutschland war die Blüte hingegen überwiegend um einige Tage verzögert (s. Abb. 1).

Die klimatologischen Frühlingsmonate März, April und Juni waren insgesamt mild und trocken, so dass die Vollfrühlingsphasen fast überall erheblich zu früh auftraten. So konnte der Beginn der Apfelblüte meist um 1 bis 2 Wochen früher als üblich beobachtet werden. Im Westen trat sie örtlich sogar 3 Wochen zu früh auf (s. Abb. 2). Es gab allerdings Anfang April nochmals eine kalte Phase mit sehr starken Nachtfrösten, so dass früh blühende Obstsorten (z. B. Kirschen) gerade in den klimatisch begünstigten Regionen teilweise erheblich geschädigt wurden.

Da die warme, teilweise sogar extrem heiße und niederschlagsarme Witterung auch in den folgenden Monaten anhielt, trat das Ährenschieben des Winterroggens, das in etwa den Beginn des Sommers kennzeichnet, ebenfalls recht früh auf. Auch diese Phase war überwiegend 1 bis 2, im Süden und Westen bis zu 3 Wochen früher als im Bezugszeitraum (s. Abb. 3) zu beobachten. In Folge der teilweise nur sehr geringen Niederschläge in Verbindung mit großem Wasserbedarf auf Grund der hohen Temperaturen gab es beim Getreide allerdings teilweise beträchtliche Trockenschäden und spätere Ernteauffälle.

Auch bei den Herbstphasen war in diesem Jahr meist ein früher Eintritt zu verzeichnen. So wurde der Eintritt der Fruchtreife der Rosskastanie, die den Herbstbeginn markiert, örtlich schon im August beobachtet. Nur vereinzelt trat diese Phase erst Ende September oder gar Anfang Oktober auf (s. Abb.4). Dabei zeigen sich starke kleinräumige Variationen, ohne dass ein konkreter Zusammenhang mit der vorausgegangenen Witterung erkennbar wäre.

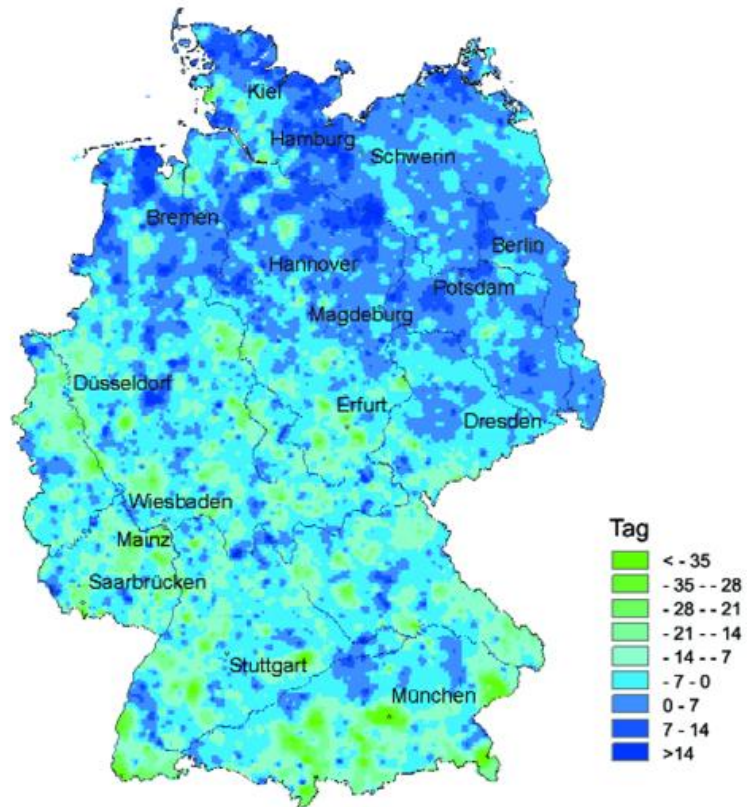


Abb. 1 Beginn der Blüte des Schneeglöckchens 2003 (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)

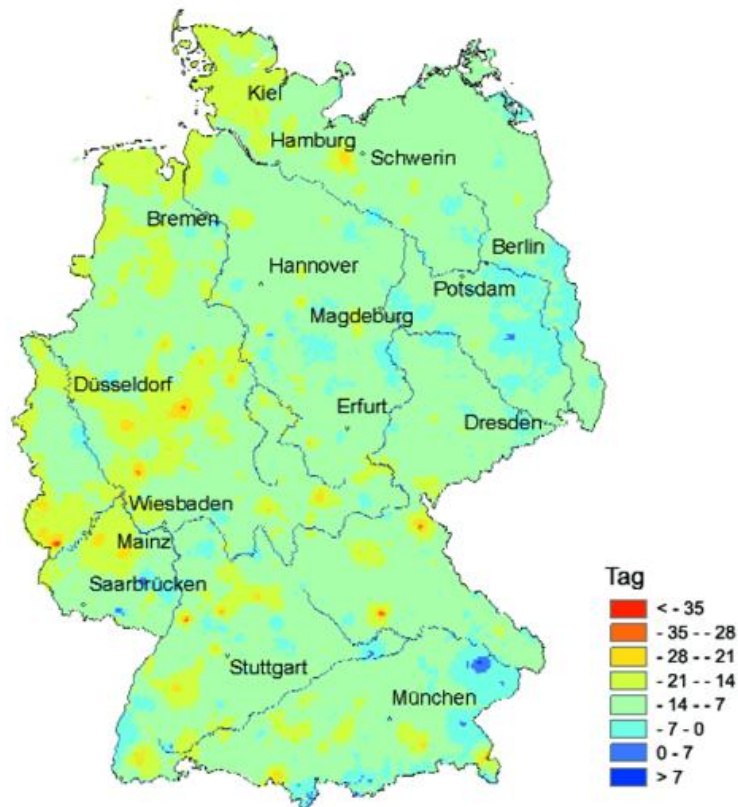


Abb. 2 Apfelblüte 2003 (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)

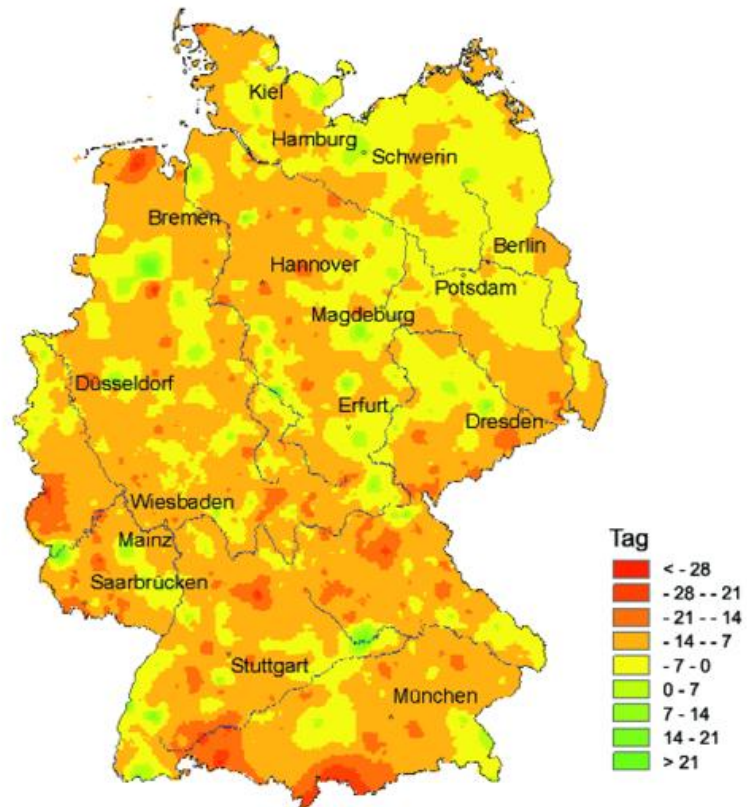


Abb. 3 Beginn Ährenschieben des Winterroggens 2003 (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)

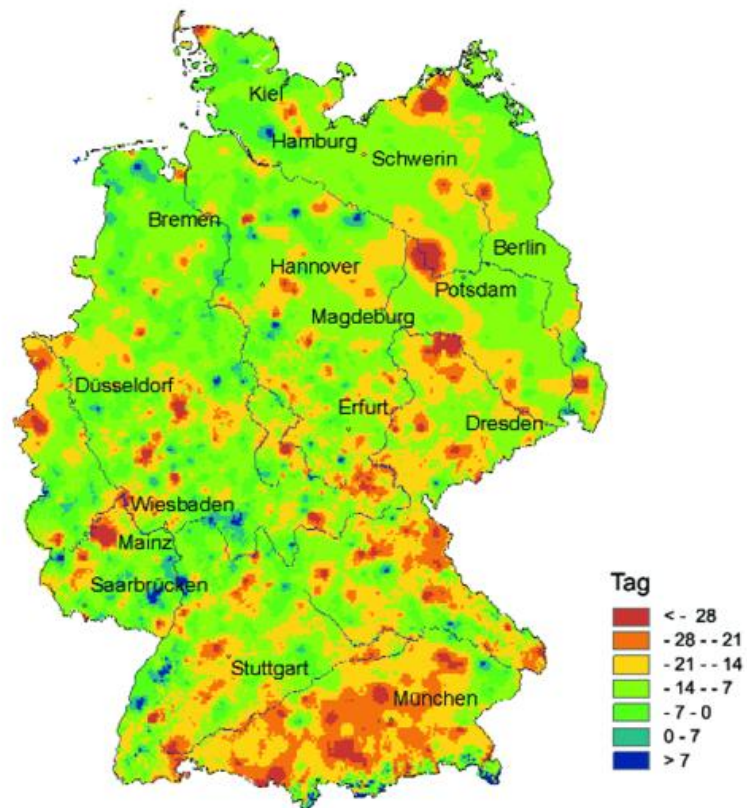


Abb. 4 Erste reife Früchte der Rosskastanie 2003 (Abweichung vom vieljährigen Mittel 1961-1990)

Entwicklung der Ozonschicht

H. Claude, W. Steinbrecht und U. Köhler

Erste Anzeichen für die Erholung der Ozonschicht? Seit rund 2 Jahren wird beobachtet, dass der Chlorgehalt der unteren Stratosphäre nicht mehr weiter zunimmt oder sogar zurück geht. Dies ist eine sehr erfreuliche Folge des internationalen Montrealer Protokolls von 1987, mit dem die weltweite Produktion und Freisetzung chlorhaltiger und damit ozonschädigender Fluor-Chlor-Kohlenwasserstoffe (FCKWs) weitgehend unterbunden wurde. Die Frage ist nun, ob und wann sich die eingeleitete Chlorreduktion als nachhaltige Erholung der Ozonschicht zeigt. In der oberen Stratosphäre wurde das Ozon in den letzten Jahren besonders stark durch Chlorradikale zerstört. Im Gegensatz zur unteren Stratosphäre ist dort der Einfluss anderer ozonmodulierender Prozesse besser überschaubar, wodurch sich erste Signale einer chlorbedingten Erholung einfacher nachweisen lassen müssten. Erschwert wird dieser Nachweis aber dadurch, dass für die obere Stratosphäre keine so langen Messreihen existieren wie für die untere Atmosphäre. Umso mehr Aufsehen rief deswegen im Sommer 2003 die Meldung hervor, dass amerikanische Wissenschaftler bereits erste Anzeichen für eine Erholung der Ozonschicht in der oberen Stratosphäre entdeckt hätten (S. 1, Süddeutsche Zeitung vom 1. August 2003).

http://vortex.nsstc.uah.edu/atmchem/recent_events/upperstrat_03_recovery.html.

Auch der DWD misst am Hohenpeißenberg regelmäßig das Ozon in der oberen Stratosphäre mit einem Laser-Radar-Gerät (LIDAR). Wie Abbildung 1 zeigt, bestätigen die Messungen des Hohenpeißenberger LIDARs die Daten der amerikanischen

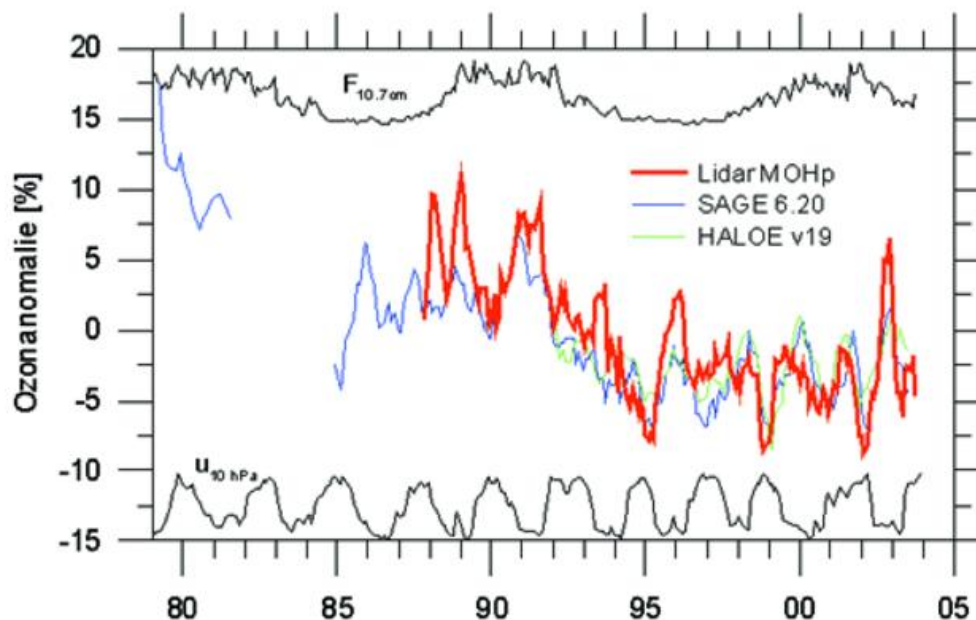


Abb. 1 Relative Abweichung des Ozongehalts zwischen 35 und 45 km Höhe vom vieljährigen Mittelwert, gemessen mit dem Lidar am Hohenpeißenberg (rot), bzw. mit SAGE und HALOE (blau und grün) zwischen 30°N und 50°N (M. Newchurch, pers. Mttlg., 2003). Oben ist der solare Strahlungsfluss bei 10.7 cm angegeben, als Maß für den 11-jährigen Zyklus der Sonnenaktivität, unten der zonale Wind in 10 hPa über Singapur, als Maß für die Quasi-Biennale-Oszillation (QBO, B. Naujokat, pers. Mttlg., 2003). Alle Ozondaten sind über 5 Monate gleitend gemittelt.

SAGE and HALOE Satelliteninstrumente klar und eindrucksvoll. Alle drei unabhängigen Instrumente zeigten in den letzten Jahren kein Fortschreiten der bis etwa 1995 beobachteten starken Ozonabnahme sondern eine Stagnation. Die amerikanischen Wissenschaftler werten dies als Anzeichen einer beginnenden Erholung der Ozonschicht. Ein Blick auf Abbildung 1 zeigt neben dem für den Ozontrend weniger bedeutsamen Einfluss der QBO, dass die beobachtete Stagnation auch auf das vergangene Maximum der Sonnenaktivität zurückgeführt werden kann. Eigene intensive Untersuchungen erbrachten, dass der Einfluss der variablen Sonnenaktivität auf den Ozonverlauf wegen der verhältnismäßig kurzen Messreihen bisher nur sehr unsicher quantifiziert werden kann, weshalb wir die Ergebnisse der amerikanischen Gruppe bezweifeln (Steinbrecht, Claude und Winkler, 2004). Demnach ist mit verlässlicheren Anzeichen für eine Erholung der Ozonschicht in der oberen Stratosphäre nicht vor Ende des beginnenden Sonnenminimums, also nicht vor dem Jahr 2008, zu rechnen.

Mit 325 Dobson Einheiten (DU) lag 2003 die mittlere Ozonschichtdicke über Süddeutschland (Hohenpeißenberg) nur wenig unter dem vieljährigen Mittel von 328 DU und damit wieder etwas höher als im Vorjahr (Abbildung 2a). Für ein Jahr mit recht aktiver Sonne und zusätzlicher Ostwindphase der QBO in 30 hPa, die jeweils zwischen 2 und 7 % erhöhte Ozonwerte nach sich ziehen, ist dieses Jahresmittel im Vergleich zu früheren Jahren mit ähnlichen Phasen nicht hoch. Zwar ist scheinbar seit Anfang der 90er Jahre eine Erholung der Ozonschicht zu beobachten, unter Berücksichtigung dieser natürlichen Oszillationen und der Ausklammerung besonders niedriger Ozonwerte der Jahre 92/93 nach dem Pinatubo-Vulkanausbruch kann keineswegs schon von einer Erholung gesprochen werden.

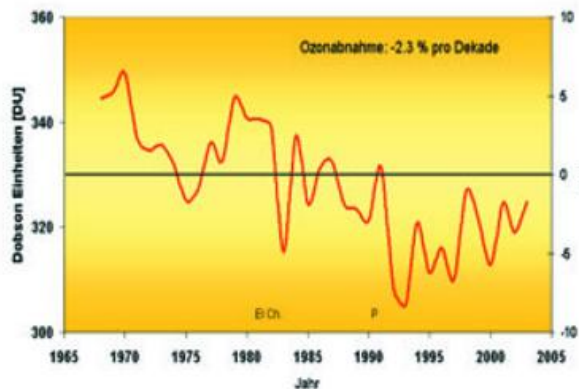


Abb. 2a Zeitreihe der Jahresmittelwerte des Gesamtozons (Ozonschichtdicke) seit 1968.

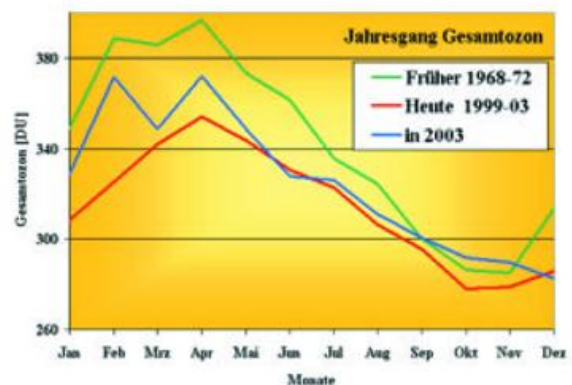


Abb. 2b Jahresgang der Monatsmittelwerte des Gesamtozons im Jahr 2003 mit Vergleichszeiträumen.

Betrachtet man in Abbildung 2b die Monate Juni bis August in diesem besonders heißen Sommer 2003 (viele Hochdrucklagen mit hoher Tropopause), relativiert sich die auf Jahremitteln basierende Aussage. Alle drei Monate bewegten sich im Bereich der sogenannten heutigen Erwartungswerte (aus dem Langzeit-Trend berechnete Monats-Sollwerte für 2003), während die restlichen Monate (bis auf Dezember) deutlich darüber lagen. Bei ungünstigerer Phasenlage von QBO und solarem Zyklus wären die Sommerwerte 2003 einige Prozentpunkte tiefer gelegen. Für die UV-Belastung im Sommer 2003 bedeutete dies aber auch so immer wieder sehr hohe Werte. Falls strahlungsreiche und in der unteren Stratosphäre ozonarme Sommer wie 2003 oder

2000 häufiger werden, können extreme UV-Belastungen zu einem ernsthaften gesundheitlichen Problem werden.

Eine Aufschlüsselung der Verläufe von Temperatur und Ozon im Jahr 2003 für die verschiedenen Höhenbereiche ist in Abbildung 3 anhand der Abweichung der Monatsmittel vom vieljährigen Mittel gezeigt. Bei der Temperaturverteilung der Troposphäre (0 bis 10 km) fällt auf, dass fast alle Monate des Jahres 2003, besonders aber der Juni und der August, deutlich zu warm waren. Lediglich Januar und Oktober 2003 fielen zu kalt aus. Der Jahrhundertssommer 2003 fand, wie nicht anders zu erwarten, nicht nur am Boden, sondern auch in der freien Troposphäre statt. Wie üblich, zeigten sich in der unteren Stratosphäre (10 bis 30 km) die gegenläufigen Temperaturabweichungen. Dort war es in fast allen Monaten des Jahres 2003 zu kalt. Nur im Januar/Februar und Oktober/November war die untere Stratosphäre etwas wärmer. In der unteren Stratosphäre sind Ozon und Temperatur eng miteinander gekoppelt und an das troposphärische Wettergeschehen geknüpft. Dementsprechend lagen im Jahr 2003 auch die Ozonwerte der unteren Stratosphäre in den meisten Monaten unter den vieljährigen Mittelwerten, vor allem im Bereich der Tropopause. Die dazu gehörenden niedrigen Gesamt Ozonwerte wurden bereits in Abbildung 2b gezeigt.

Oberhalb von 30 km bewegten sich die Ozon- und Temperaturwerte im Jahr 2003 häufig im Bereich der Langzeit-Mittel oder darüber, was auf die Ostphase der QBO in der ersten Jahreshälfte (in 10 hPa) und das ausklingende Maximum der Sonnenaktivität zurückzuführen ist. Die starken winterlichen Ozon- und Temperaturschwankungen oberhalb von 30 km hängen mit Ausprägung und Lage des winterlichen Polarwirbels zusammen. Bis Dezember 2002 war der Wirbel stark ausgeprägt, wurde aber dann durch Stratosphärenwärmungen im Januar und März 2003 nachhaltig gestört. Diese Wärmeschübe sind deutlich in den Temperaturanomalien über Hohenpeißenberg zu erkennen. Auch im Dezember 2003 ist in Abbildung 3 eine Stratosphärenwärmung deutlich erkennbar, die den Polarwirbel des Winters 2003/2004 schon früh gestört hat. Diese Stratosphärenwärmungen gehen einher mit dem Abwärts-transport ozonarmer Luft, ebenfalls gut sichtbar an den niedrigen Ozonwerten oberhalb von 30 - 35 km in Abb. 3. Interessanterweise ergibt sich so im Winter und Frühjahr in der oberen Stratosphäre wahrscheinlich aufgrund von Transportvorgängen eine negative Korrelation zwischen Ozon- und Temperatur, während im Sommer

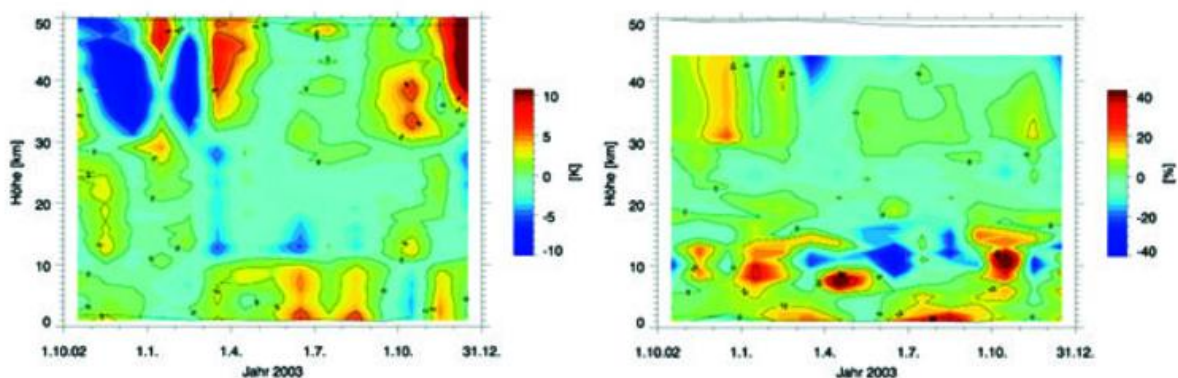


Abb. 3 Abweichung der Monatsmittelwerte von Temperatur (links) und Ozon (rechts) über Hohenpeißenberg vom vieljährigen Mittel. Unterhalb von 30 km Höhe sind Ergebnisse der Ozonsondierungen dargestellt, oberhalb Ergebnisse der Lidarmessungen.

Ozon und Temperatur in der oberen Stratosphäre wegen der Strahlungsheizung positiv korreliert sind.

Das Ozonloch über der Antarktis war im Jahr 2003 wieder intensiv und ausgedehnt (Abb. 4). Die im vorangegangenen Jahr beobachtete Teilung des antarktischen Wirbels und damit des Ozonloches, war ein Extremereignis und wiederholte sich erwartungsgemäß nicht (s. z.B. Claude et al, 2003). Die flächenmäßig bisher größte Ausdehnung des Ozonloches wurde im Jahr 2000 beobachtet. Im Jahr 2001 dauerte es ungewöhnlich lange bis sich das Ozonloch wieder schloss. Der in 2003 beobachtete Verlauf entspricht in etwa dem von 2000. Damit macht sich beim antarktischen Ozonloch die Chlorreduktion bisher noch nicht bemerkbar.

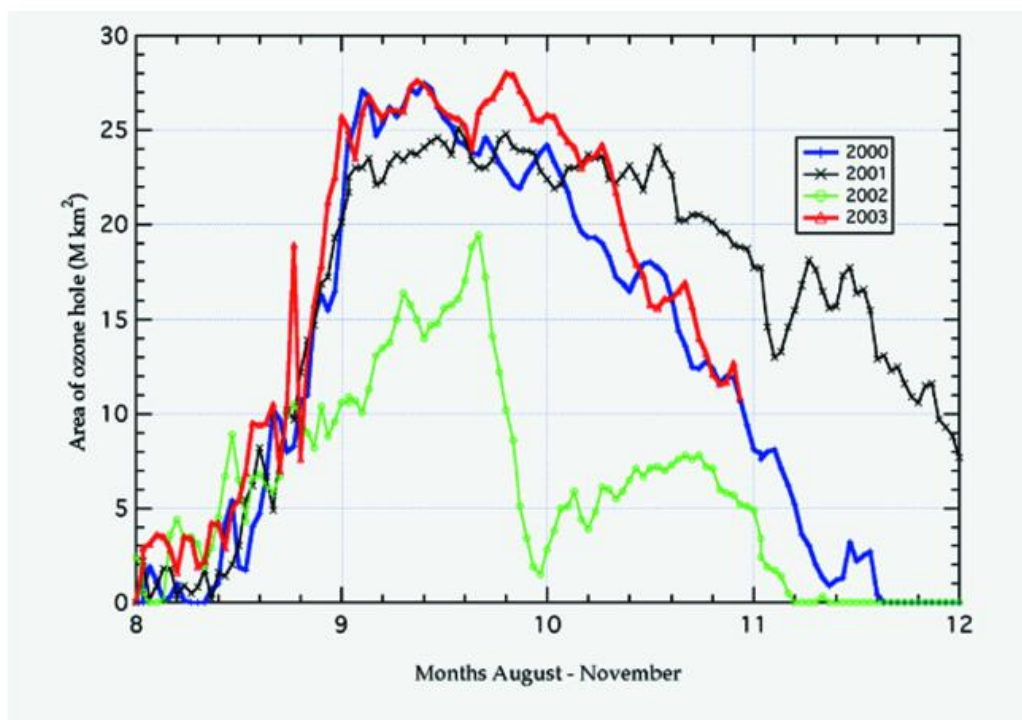


Abb. 4 Verlauf der flächenmäßigen Ausdehnung des antarktischen Ozonloches innerhalb der letzten 4 Jahre über die Monate August bis November (Quelle WMO/AREP).

Literatur

- Claude, H., Steinbrecht, W.; Köhler, U., Haßler, B. Entwicklung der Ozonschicht, in: Klimastatusbericht 2002, 105-109, Deutscher Wetterdienst, 2003.
- Steinbrecht, W.; Claude, H.; Winkler, P. (2004) Enhanced upper stratospheric ozone: Sign of recovery or solar cycle effect? J. Geophys. Res., Vol. 109, No. D2, D02308

Objektive Wetterlagenklassen

P. Bissolli, E. Dittmann

Beschreibung der objektiven Wetterlagenklassifikation

Die objektive Wetterlagenklassifikation des DWD beruht auf numerischen Kriterien, die auf jede meteorologische Situation über Mitteleuropa angewendet werden können. Die Klassifizierung wird einmal täglich um 12 UTC durchgeführt und das Ergebnis als die Wetterlage betrachtet, die für den ganzen Tag gültig ist. Das räumliche Klassifizierungsgebiet überdeckt Deutschland und benachbarte Regionen. Die Datengrundlage liefert das operationelle Wetteranalyse- und Vorhersagesystem des DWD. Bis 21.11.1999 wurde das Europa-Modell (EM) des DWD zugrunde gelegt, seit 22.11.1999 das neue operationelle erweiterte Globalmodell (GME), das über eine vergleichbare räumliche Auflösung wie das EM verfügt; die Modellgitterpunkte sind lediglich anders strukturiert. Ein merklicher Datensprung aufgrund des Modellwechsels wurde bisher nicht festgestellt.

Kriterien für die Einteilung der Wetterlagenklassen sind die Zirkulationsformen der Atmosphäre (Zyklonalität) in 950 und 500 hPa, die großräumige Anströmrichtung in 700 hPa und der Feuchtegehalt der Troposphäre. Dadurch ergeben sich 40 verschiedene Wetterlagenklassen. Die Methode ist jederzeit nachvollziehbar mit dem gleichen Ergebnis. Es gibt keine unbestimmten Fälle. Aus diesen Gründen wird der Anspruch auf die Bezeichnung „Objektive Wetterlagenklassifikation“ abgeleitet. Das Verfahren wird seit dem 01.07.1979 angewendet, so dass inzwischen eine über 20jährige Zeitreihe täglicher Wetterlagenklassen vorliegt.

Die Klasseneinteilung erfolgt nach folgendem Schema:

Jede Wetterlagenklasse wird mit einer fünfstelligen Buchstabenkennung abgekürzt, und zwar in folgender Anordnung:

aa Z₉₅₀ Z₅₀₀ f mit:

aa =: Anströmrichtung: XX = keine vorherrschende Richtung, NO = Nordost, SO = Südost, SW = Südwest, NW = Nordwest;

Z₉₅₀ Z₅₀₀ =: Zyklonalität in 950 bzw. 500 hPa: Z = zyklonal, A = antizyklonal;

f =: Feuchte F = feucht, T = trocken.

Beispiel:

NOAZT = Nordost, antizyklonal in 950 hPa, zyklonal in 500 hPa, trocken.

Häufigkeit der Wetterlagenklassen 2003

Die häufigsten Wetterlagen im Jahr 2003 waren (gerundete %-Angaben):

SWZAF: 10%, NOAAT: 8%,
 SWAAF,NWAAT,NWAAF: je 9%, XXAAT,NWAZT: je 6%.

Alle übrigen Wetterlagenklassen erreichten jeweils weniger als 5% aller Fälle.

Die häufigste Lage 2003 (SWZAF) war eine Südwestlage mit zyklonalen Bedingungen in Bodennähe, aber antizyklonal in der Höhe und einer relativ feuchten Luftmasse. Sie trat besonders oft im Mai und im November auf. Bei dieser Lage liegt häufig ein Tief im Westen und ein Hoch im Osten Europas. Dazwischen strömen feuchtwarmer Luftmassen aus Südwesten nach Deutschland, die aber vor allem im Osten Deutschlands unter Hochdruckeinfluss gelangen. So war es in beiden Monaten in Deutschland relativ warm und besonders im Osten wurde wenig Niederschlag gemessen.

Die übrigen Lagen, die 2003 relativ häufig vorkamen, waren fast alle hochreichend antizyklonal (XXAAT, NOAAT, NWAAT, SWAAF, NWAAF). Diese Lagen traten besonders oft in den Monaten März, Juni und August auf. Alle drei Monate waren relativ warm bei sehr wenig Niederschlag. Diese Hochdrucklagen trugen maßgeblich zu dieser Witterung bei, besonders zum extrem heißen Sommer dieses Jahres. Besonders außergewöhnlich ist aber vor allem der hohe Anteil der Nordostlage NOAAT, die insbesondere zu einem sehr trockenen März geführt hatte.

Einen viel niedrigeren Anteil als sonst hatte dagegen NWAZT.

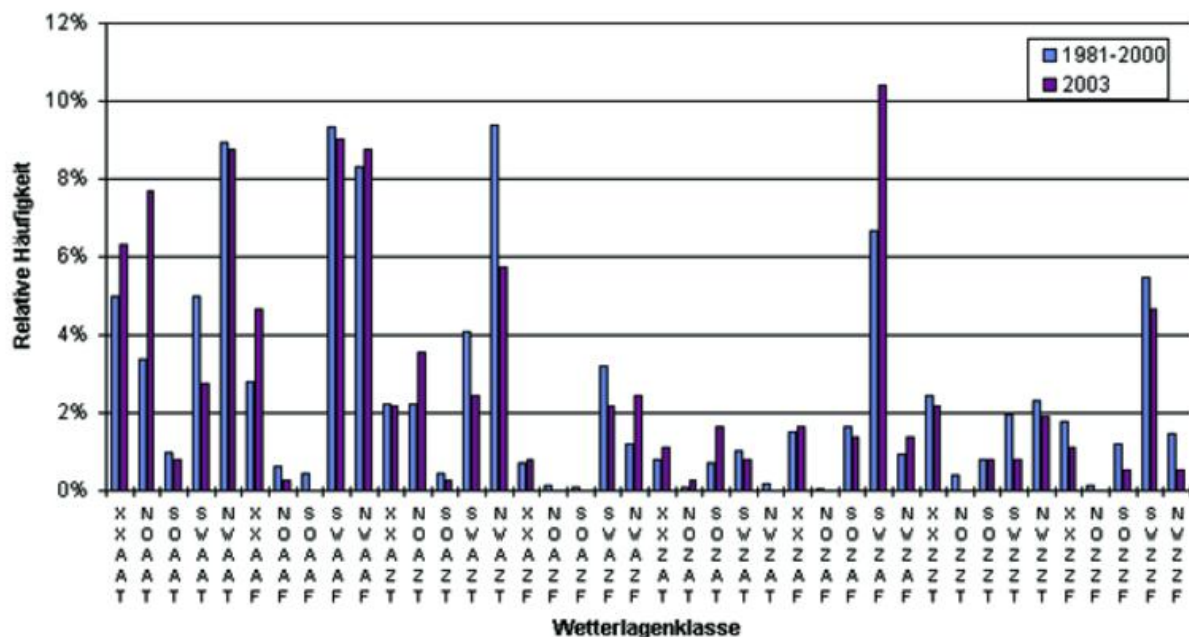


Abb. 1 Relative Häufigkeitsverteilung der objektiven Wetterlagenklassen 2003 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

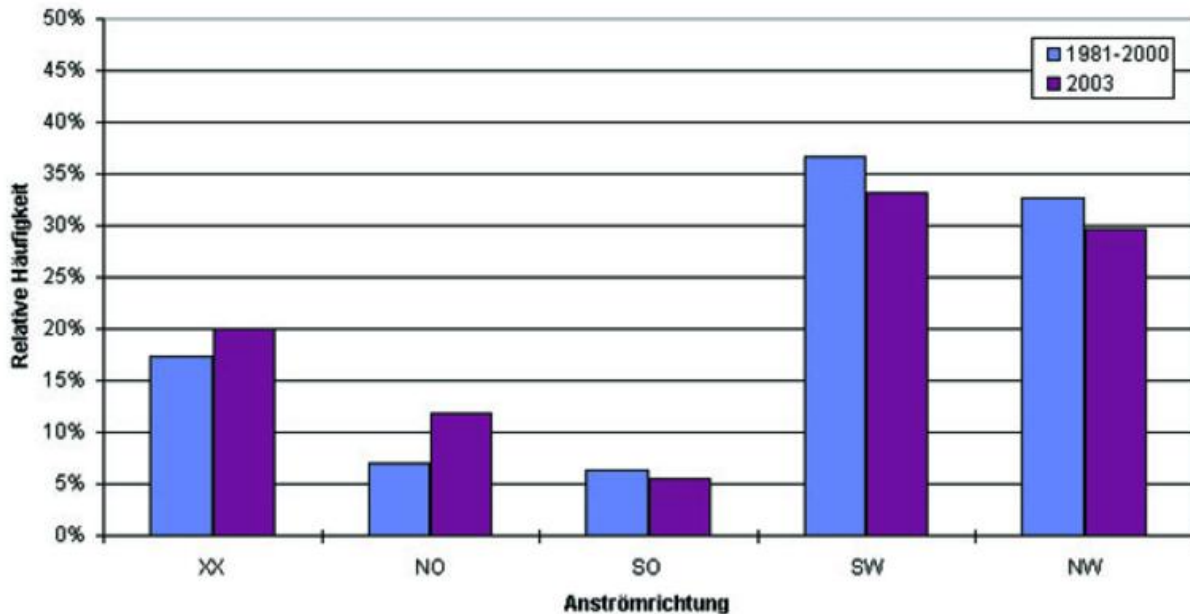


Abb. 2 Relative Häufigkeitsverteilung der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2003 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

Häufigkeit von Wetterlagengruppen 2003

Um eine stabilere Häufigkeitsstatistik zu erhalten, aber auch um Teilaspekte zu betrachten, bietet sich eine Zusammenfassung einzelner Wetterlagen zu Wetterlagengruppen (Typen) an, entsprechend den drei Kriterien der Klassifikation (Anströmrichtung, Zyklonalität in Bodennähe und in der Höhe, Feuchte).

- Anströmrichtung

Bei den Häufigkeiten der Anströmrichtung (Abb. 2) lagen auch 2003 die Südwestlagen an der Spitze, jedoch war ihr Anteil diesmal deutlich geringer als in den vergangenen Jahren und auch niedriger als im vieljährigen Mittel, nämlich nur 33%. Auch die Nordwestlagen erreichten mit 30% nicht das vieljährige Mittel. Bemerkenswert ist dagegen der relativ hohe Anteil an Nordostlagen mit 12%. Wie im Vorjahr hatten auch diesmal 20% der beobachteten Lagen keine vorherrschende Anströmrichtung (XX), dies sind teils Übergangslagen, zum Teil aber auch Lagen, bei denen sich ein Hoch oder ein Tief direkt über Deutschland befand.

- Zyklonalität und Feuchte

Die Zyklonalität (Abb. 3) war in Bodennähe (950 hPa) nicht außergewöhnlich: 69% antizyklonale und 31% zyklonale Fälle entsprechen etwa dem vieljährigen Mittel. Dagegen sind in der Höhe (500 hPa) in 2003 deutlich mehr antizyklonale Lagen aufgetreten als sonst üblich, nämlich 68%. Die Feuchteklassen (ebenfalls Abb. 3) waren diesmal praktisch gleichverteilt.

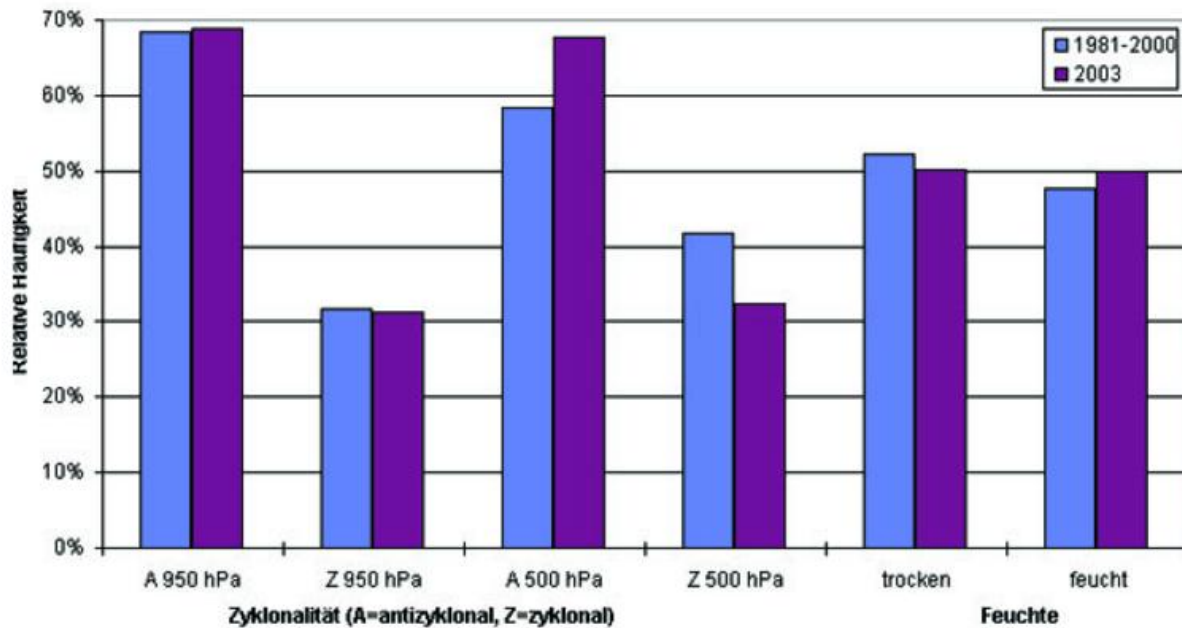


Abb. 3 Relative Häufigkeitsverteilung der Zyklonalitäts- und Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 2003 im Vergleich zum 20jährigen Zeitraum 1981-2000.

Jahresverlauf der Wetterlagen und Zusammenhang mit Temperatur/Niederschlag

Die Wetterlagenklassen zeigen Unterschiede in ihrer Häufigkeit im Jahresverlauf und wirken sich auch entsprechend der Jahreszeit auf Temperatur und Niederschlag in Deutschland aus. Im Folgenden wird daher der Jahresgang der Wetterlagen-Gruppenhäufigkeiten den Temperatur- und Niederschlagsanomalien des Jahres 2003 gegenübergestellt (Tab. 1).

Tab. 1 Monatliche Häufigkeiten (in Tagen) für die Anströmrichtungen (XX, NO, SO, SW, NW), die Zyklonalität (A=antizyklonal, Z=zyklonal) in 950 und 500 hPa und die Feuchteklassen (feucht und trocken). Zum Vergleich die Deutschlandflächenmittel-Anomalien der Monatsmitteltemperatur (warm/kalt) und der monatlichen Niederschlagssumme (trocken/nass) als qualitative Abweichungen vom Klimamittel (hier 1961-1990).

WLK/Monat	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez	Jahr
XX	6	5	7	7	5	4	5	3	7	7	7	10	73
NO	6	8	10	6	0	0	1	2	3	5	1	1	43
SO	0	9	0	5	0	0	0	0	1	0	3	2	20
SW	6	1	4	8	22	16	13	9	11	8	15	8	121
NW	13	5	10	4	4	10	12	17	8	11	4	10	108
A 950 hPa	21	17	25	19	23	20	25	25	20	20	14	22	251
Z 950 hPa	10	11	6	11	8	10	6	6	10	11	16	9	114
A 500 hPa	18	17	24	18	23	25	16	26	19	17	21	23	247
Z 500 hPa	13	11	7	12	8	5	15	5	11	14	9	8	118
trocken	17	25	16	21	8	5	12	10	23	24	7	15	183
feucht	14	3	15	9	23	25	19	21	7	7	23	16	182
Temperatur	warm	kalt	warm	warm	warm	warm	warm	warm	warm	kalt	warm	warm	warm
Niederschl.	nass	trock.	trock.	trock.	trock.	trock.	trock.	trock.	trock.	nass	trock.	trock.	trock.

- Anströmrichtung

Südwestlagen traten besonders häufig vor allem im Mai, aber auch in den Monaten Juni, Juli und November auf. Die Advektion warmer Luftmassen von Südwesten nach Mitteleuropa war also vor allem im Spätfrühling und im Frühsommer, also vor Einsetzen der extremen Sommertemperaturen wirksam. Im November brachten die Südwestlagen eine extreme Milderung in Deutschland.

Nordwestlagen gab es relativ häufig im Januar, der sehr mild und feucht war, im späteren Sommer und auch im Oktober, als vielfach schon deutliche Wintereinbrüche beobachtet wurden.

Nordostlagen waren vor allem in den ersten Monaten des Jahres anzutreffen, besonders im Februar und im März. Die für diese Jahreszeit typische Meridionalisierung der Zirkulation war also 2003 besonders ausgeprägt, der Februar wurde unter dem Einfluss kontinentaler Luft relativ kalt, aber trocken.

Südostlagen hatten ihren Höhepunkt ebenfalls im Februar und wirkten sich ähnlich wie die Nordostlagen aus.

- Zyklonalität

Eine Häufung von hochreichend antizyklonalen Lagen gab es in den Monaten März, Mai, August und Dezember. Der Juli war nur in Bodennähe ausgeprägt antizyklonal, der Juni nur in 500 hPa. Auch wenn der ganze Sommer überwiegend von der Antizyklonalität stark beeinflusst und über weite Teile sehr warm und trocken war, so gab es offenbar doch im Verlauf des Sommers deutliche Zirkulationsverschiebungen.

Der November hatte in Bodennähe als einziger Monat mehr zyklonale als antizyklonale Lagen, doch war hier in 500 hPa die Antizyklonalität dominant, so dass auch dieser Monat niederschlagsarm war. Die relativ nassen Monate Januar und Oktober hatten in beiden Niveaus relativ viele zyklonale Lagen.

- Feuchte

Auch wenn es insgesamt im Jahr 2003 etwa gleich viele trockene und feuchte Lagen gab, so verteilten sich diese sehr ungleich über das Jahr. Die meisten trockenen Lagen gab es in den relativ kalten Monaten Februar und Oktober, doch auch im April und im September waren häufig relativ trockene Luftmassen anzutreffen.

Die meisten feuchten Lagen hatten die Monate Mai, Juni und November. In diesen Monaten waren auch die Südwestlagen relativ zahlreich, so dass von einer häufigen Advektion feuchter Luftmassen von Südwesten her auszugehen ist. Auch im August gab es relativ viele feuchte Lagen. In diesem Monat traten die extremen Temperaturen auf, die Luft konnte relativ viel Feuchtigkeit aufnehmen.

Langzeittrends 1980-2003

Bei der Anströmrichtung zeigen langfristig die Südwestlagen immer noch eine zunehmende Tendenz, jedoch nahm seit ihrem Spitzenwert im Jahr 2000 ihre Anzahl ständig weiter ab (Abb. 4). Die Nordwestlagen weisen auch längerfristig eine abnehmende Tendenz auf.

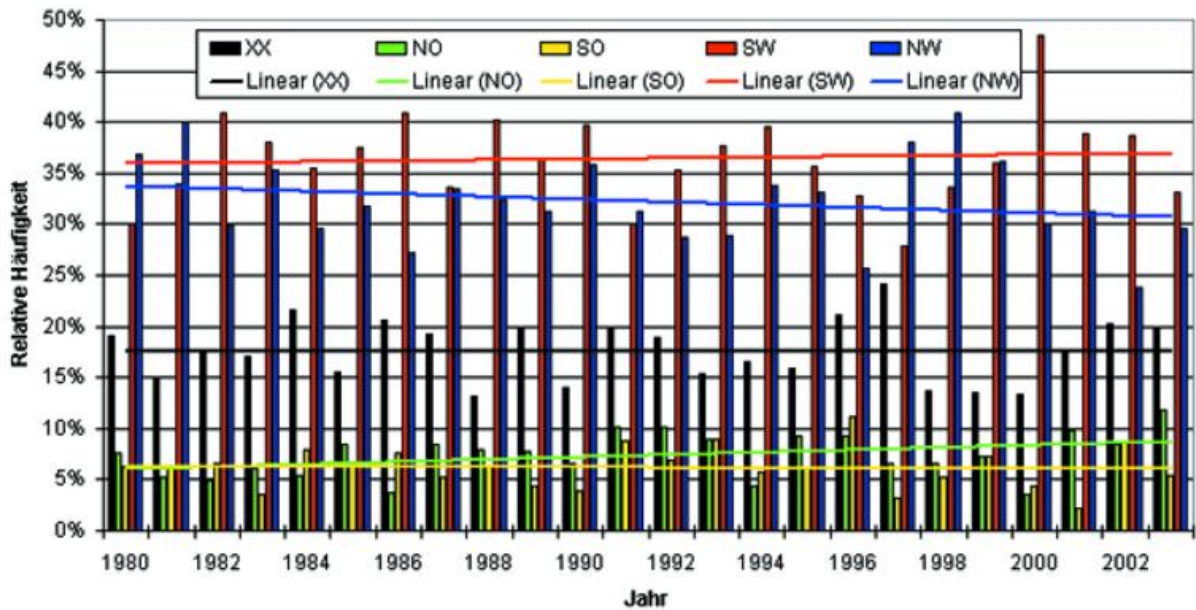


Abb. 4 Langzeittrends der Häufigkeit der Anströmrichtungen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2003

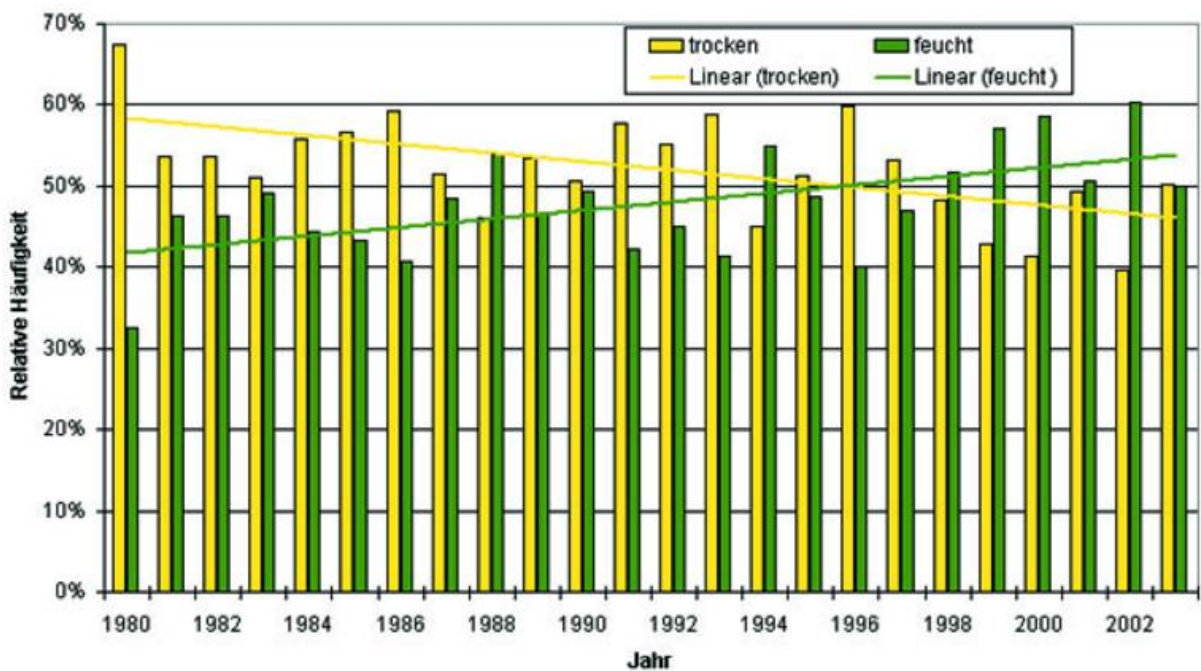


Abb. 5 Langzeittrends der Häufigkeit der Feuchteklassen der objektiven Wetterlagenklassifikation 1980-2003.

Dagegen nehmen die Nordostlagen offenbar weiter zu. 2003 wurde der höchste Anteil der Nordostlagen seit 1980 festgestellt.

Bei den Feuchteklassen (Abb. 5) ist langfristig eine Zunahme der feuchten Lagen zu sehen. In den Jahren 1998-2002 gab es immer zum Teil deutlich mehr feuchte als trockene Lagen, dies war 2003 jedoch nicht mehr der Fall.

Bei der Zyklonalität zeigt sich in 500 hPa eine leichte Zunahme der antizyklonalen Lagen, in 950 hPa nehmen dagegen die zyklonalen Lagen leicht zu (Abb. 6 und 7).

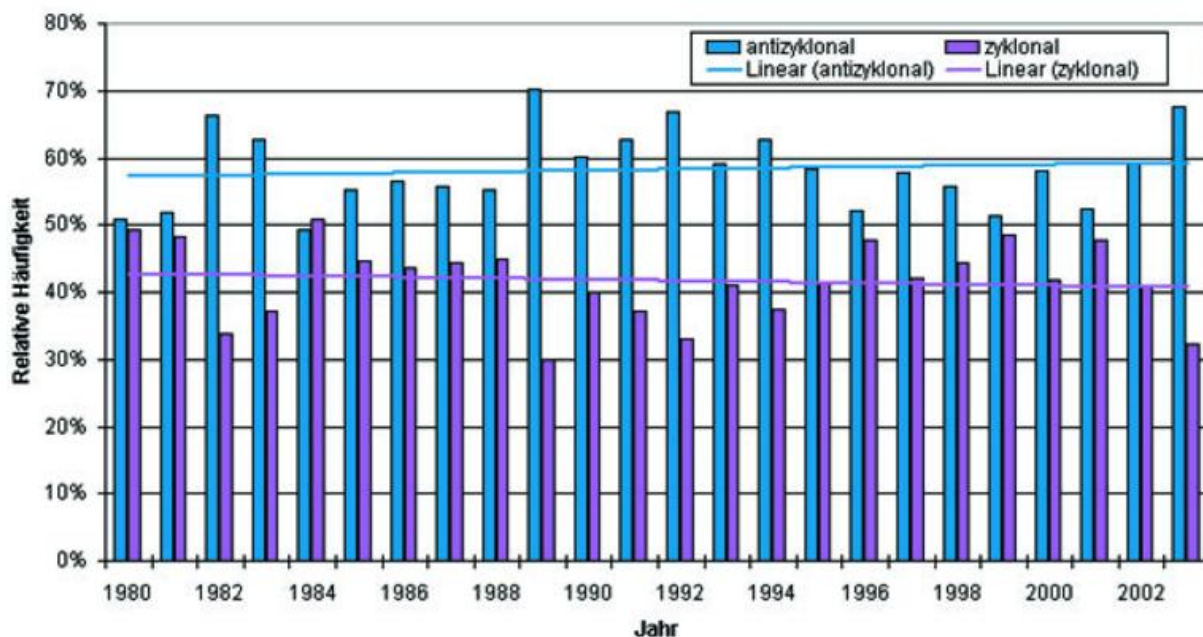
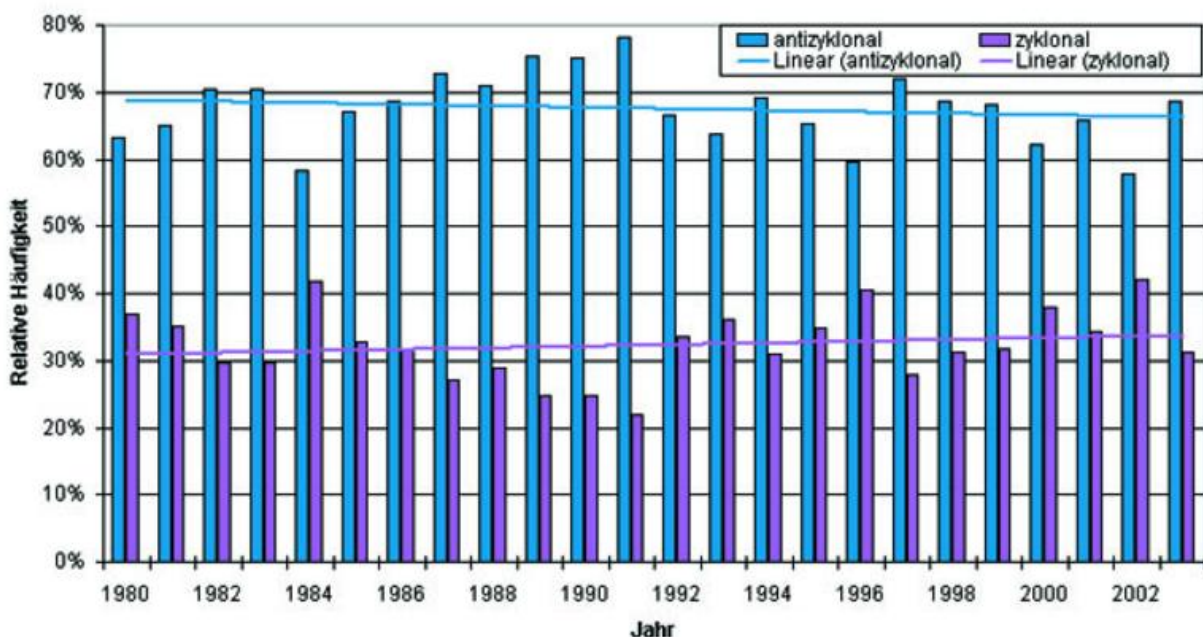


Abb. 6 Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 500 hPa der objektiven Wetterlagenklassi-



fikation 1980-2003.

Abb. 7 Langzeittrends der Häufigkeit der Zyklonalität in 950 hPa der objektiven Wetterlagenklassi-
fikation 1980-2003.

Der 2003 beobachtete Anteil an antizyklonalen Lagen in 500 hPa wurde jedoch schon seitüber 10 Jahren nicht mehr erreicht und kann daher als außergewöhnlich bezeichnet werden.

Weitere Details zur objektiven Wetterlagenklassifikation können der DWD-Klimaüberwachungs-Internetseite entnommen werden:

http://www.dwd.de/de/FundE/Klima/KLIS/prod/monitoring/wlk_index.htm

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre

H. Nitsche

Den folgenden Ausführungen liegen die Radiosondenmessungen und Windpilotierungen an den Stationen des gemeinsamen Meßnetzes des Deutschen Wetterdienstes und des Geophysikalischen Beratungsdienstes der Bundeswehr zugrunde, die als TEMP-bzw. PILOT-Meldungen über GTS empfangen wurden.

Zirkulation und Höhenwind

Mittlere monatliche Windvektoren

In den Abbildungen 1 bis 4 sind für Schleswig und Stuttgart (jeweils als repräsentative Stationen für Nord- bzw. Süddeutschland) die mittleren monatlichen Windvektoren bzw. ihre gewichteten Abweichungsvektoren vom Referenzzeitraum als Vertikal-/Zeitschnitte für das Jahr 2003 dargestellt. Durch die Wichtung werden Abweichungen geringer gewertet, wenn der Wind im mittleren Monatsmittel des Referenzzeitraums unbeständig ist.

Der Überschuß an Nordostlagen in den ersten Monaten des Jahres und besonders im Februar und März ist an beiden Stationen und in der gesamten Troposphäre zu erkennen. Die Beständigkeit der in diesen Monaten im Mittel typischen Westnordwest Zirkulation ist daher herabgesetzt. Die im Norden schon im April ausgeprägte stratosphärische Ostwindzirkulation wies über Schleswig dagegen eine recht hohe Beständigkeit auf. Umgekehrt zeigt auch die verstärkte westliche bzw. südwestliche Strömung im Mai und auch im Juni in der Troposphäre für Schleswig eine hohe Beständigkeit.

Sommerliche Ostwindperioden

Abbildung 5 zeigt die Folge der sommerlichen Ostwindperioden für drei Druckflächen über Stuttgart von 1979 bis 2003. Der Beginn der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre war 2003 über der GUAN-Station Stuttgart in 10 und 30 hPa den Jahren 1997, 1989 und 1985 vergleichbar.

In Tabelle 1 sind Anfang und Ende der sommerlichen stratosphärischen Ostwindzirkulation für die Druckflächen 20 und 50 hPa für 12 Radiosondenstationen zusammengefasst. Für einige Stationen (Bergen, Idar-Oberstein und Oberschleißheim) wurden die Daten wegen vorhandener Datenlücken manuell nachkorrigiert. Die korrigierten Werte sind mit * gekennzeichnet. So ergibt sich insgesamt ein konsistentes Bild. Eine gewisse Unsicherheit um wenige Tage bleibt aber bestehen. Der Beginn der stratosphärischen Ostwindzirkulation liegt in 20 hPa und in 50 hPa an den nördlichen und östlichen Stationen früher als an den westlichen und südlichen Stationen. Der Unterschied in der Dauer beträgt etwas mehr als 1 Monat in 20 hPa, in 50 hPa ist der Unterschied etwas größer. In 70 hPa wurde nur an der Station Schleswig noch eine sommerliche Ostwindzirkulation von 33 Tagen Dauer gefunden.

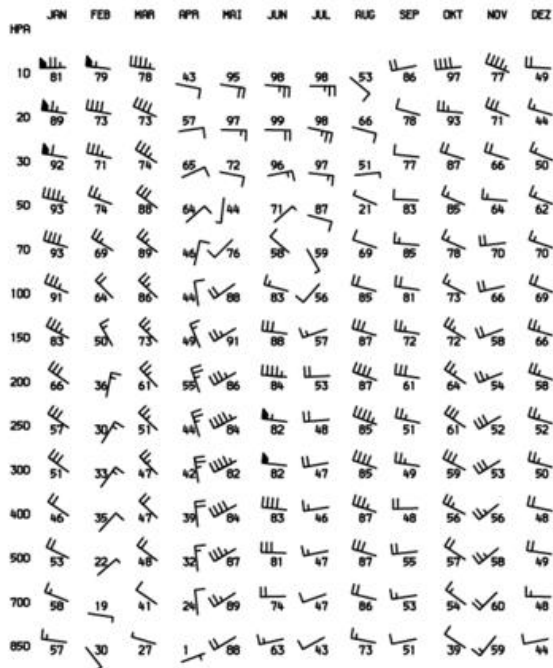


Abb. 1 Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Schleswig 2003.

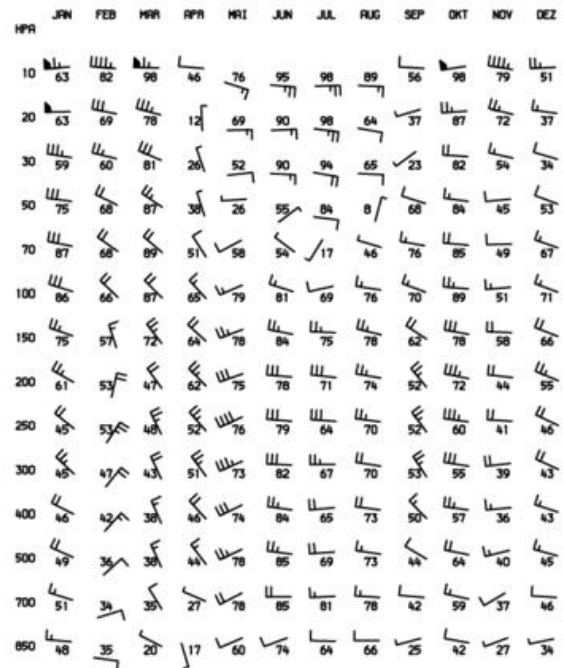


Abb. 2 Mittlere monatliche Windvektoren und Windbeständigkeit Stuttgart 2003.

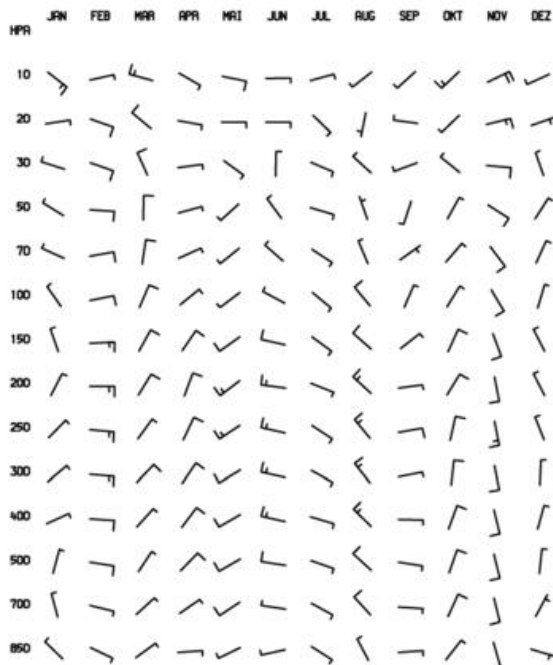


Abb. 3 Abweichungen der monatlichen Windvektoren und Windbeständigkeit vom Referenzzeitraum 1961-1990 Schleswig 2003.

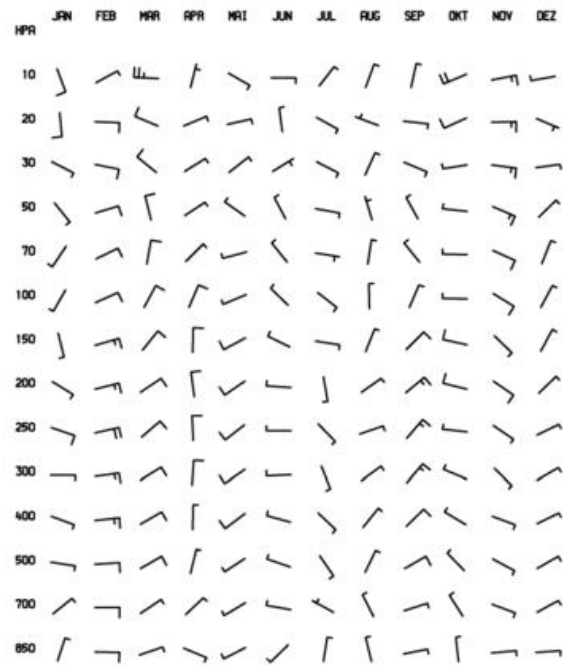


Abb. 4 Abweichungen der monatlichen Windvektoren und Windbeständigkeit vom Referenzzeitraum 1961-1990 Stuttgart 2003.

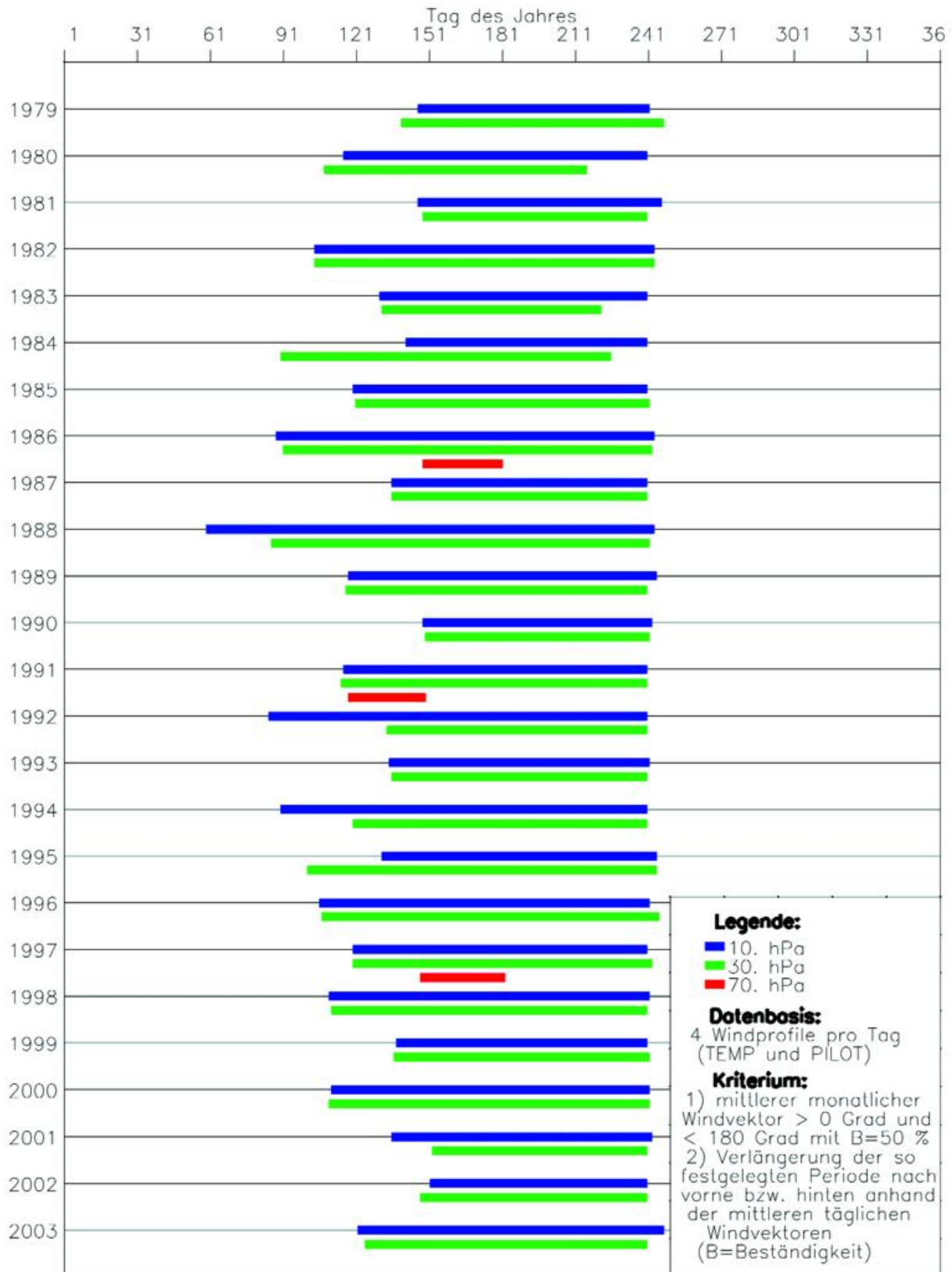


Abb. 5 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre, Stuttgart 1979-2003.

Windmaxima im Winterhalbjahr

Abbildung 6 zeigt die Reihe der Häufigkeiten von Windmaxima von mindestens 40 m/s über Stuttgart (Termine 00 und 12 Uhr UTC) seit dem Winter 1977/1978. Gezählt wurde jeweils das erste Maximum im vertikalen Profil (von unten gerechnet). Im Winter 2002/2003 wurden insgesamt 171 Fälle gezählt, die meisten im Januar (38 Fälle) und im März (33 Fälle) 2003. In 44 % dieser Fälle (76 Fälle) wurden die Windmaxima bei Drucken kleiner 150 hPa beobachtet.

Tab. 1 Beginn und Ende der sommerlichen Ostwindzirkulation in der Stratosphäre an 12 Radiosondenstationen für das Jahr 2003 (Datenbasis: Monatsmittelwerte und Tagesmittelwerte aus 2-4 Windprofilen pro Tag, manuell korrigierte Werte mit * gekennzeichnet.)

Station	Druckfläche (hPa)	Beginn (Tag)	Ende (Tag)	Dauer (Tage)
SCHLESWIG (WST)	20	83	243	161
	50	91	212	122
GREIFSWALD (WST)	20	83	243	161
	50	91	212	122
EMDEN (WST/AE)	20	83	243	161
	50	91	202	112
BERGEN (BW)	20	103*	238*	135*
	50	91	191	101
LINDENBERG (OBS)	20	84	243	160
	50	91	212	122
ESSEN-BREDENEY (AWST)	20	105*	253*	148*
	50	134*	233*	89*
OPPIN (WST)	20	105*	238*	133*
	50	144*	232*	89*
MEININGEN (WST)	20	121	243	123
	50	140	225	86
IDAR-OBERSTEIN (BW)	20	121	253	133
	50	143	225	83
STUTTGART(SCHNAR.AWST)	20	121	256	136
	50	142	224	83
KUEMMERSBRUCK (BW)	20	121	246	126
	50	140	234*	94*
OBERSCHLEISSHEIM	20	121	256	136
	50	138	226	89

Lufttemperatur

Monatsmittelwerte der Lufttemperatur

Abbildung 6 zeigt die Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 2003 gegenüber dem Referenzzeitraum 1961-1990 im Mittel über 8 Radiosondenstationen in 500 hPa und 50 hPa für die 4 Jahreszeiten der Jahre seit 1964. Im Frühjahr und Sommer war die Troposphäre wärmer und die Stratosphäre kühler als der Referenzzeitraum 1961-1990. Herbst und Winter zeigen nur geringe negative Abweichungen in der Stratosphäre.

Temperaturminima in der Stratosphäre

2002 traten Temperaturminima von -80 Grad Celsius oder niedriger in der Stratosphäre in 2 Episoden Mitte Januar an allen Stationen und Mitte Dezember an allen Stationen außer Meinigen, Kümmersbrück und Oberschleißheim auf. Die niedrigsten Werte wurden über Schleswig (-86 Grad am 14. Januar, 12 Uhr UTC) und über Emden (-84 Grad am 15. Januar 12 Uhr UTC und 16. Januar 00 Uhr UTC) beobachtet. Die zugehörigen geopotentiellen Höhen lagen für die Januar-Periode zwischen 22,6 km über Schleswig und 26 km über Stuttgart und für die Dezember-Periode zwischen 25,7 km über Emden und 30,1 km über Greifswald. Tabelle 2 gibt eine Zusammenfassung der Werte dieser Episoden.

Tab. 2 Extreme Temperaturminima in der Stratosphäre nach Radiosondenmessungen 2003

Station	Monat	Tag	Termin (UTC)	Temperatur (C°)	Geopotential (gpm)
SCHLESWIG (WST)	Jan	16	0	-82	24461
	Jan	14	12	-86	22649
	Dez	18	0	-81	27650
	Dez	18	12	-84	29843
GREIFSWALD (WST)	Jan	1	0	-80	25899
	Jan	15	12	-82	23298
	Dez	19	0	-82	30082
	Dez	16	12	-82	29149
EMDEN (WST/AE)	Jan	16	0	-84	25360
	Jan	15	12	-84	24559
	Dez	29	0	-83	25690
	Dez	16	12	-83	28429
BERGEN (BW)	Jan	13	12	-81	22872
	Dez	24	0	-81	21556
	Dez	17	12	-81	28135
LINDENBERG (OBS)	Jan	16	0	-83	23850
	Jan	15	12	-82	25200
	Dez	16	0	-80	25938
	Dez	17	12	-81	27944
ESSEN-BREDENEY (AWST)	Jan	15	0	-80	22990
	Jan	15	12	-82	24723
	Dez	15	12	-81	28658
OPPIN (WST)	Jan	16	0	-83	24422
	Jan	15	12	-83	24222
	Dez	16	0	-81	28674
	Dez	16	12	-81	28976
MEININGEN (WST)	Jan	16	0	-83	25976
	Jan	15	12	-82	24882
IDAR-OBERSTEIN (BW)	Dez	15	12	-81	28579
STUTTGART (SCHNAR.AWST)	Jan	16	0	-80	25205
	Jan	15	12	-81	24989
	Dez	15	0	-80	28464
KUEMMERSBRUCK (BW)	Jan	15	12	-81	24159
OBERSCHLEISSHEIM	Jan	16	0	-80	25376
	Jan	14	12	-81	23143

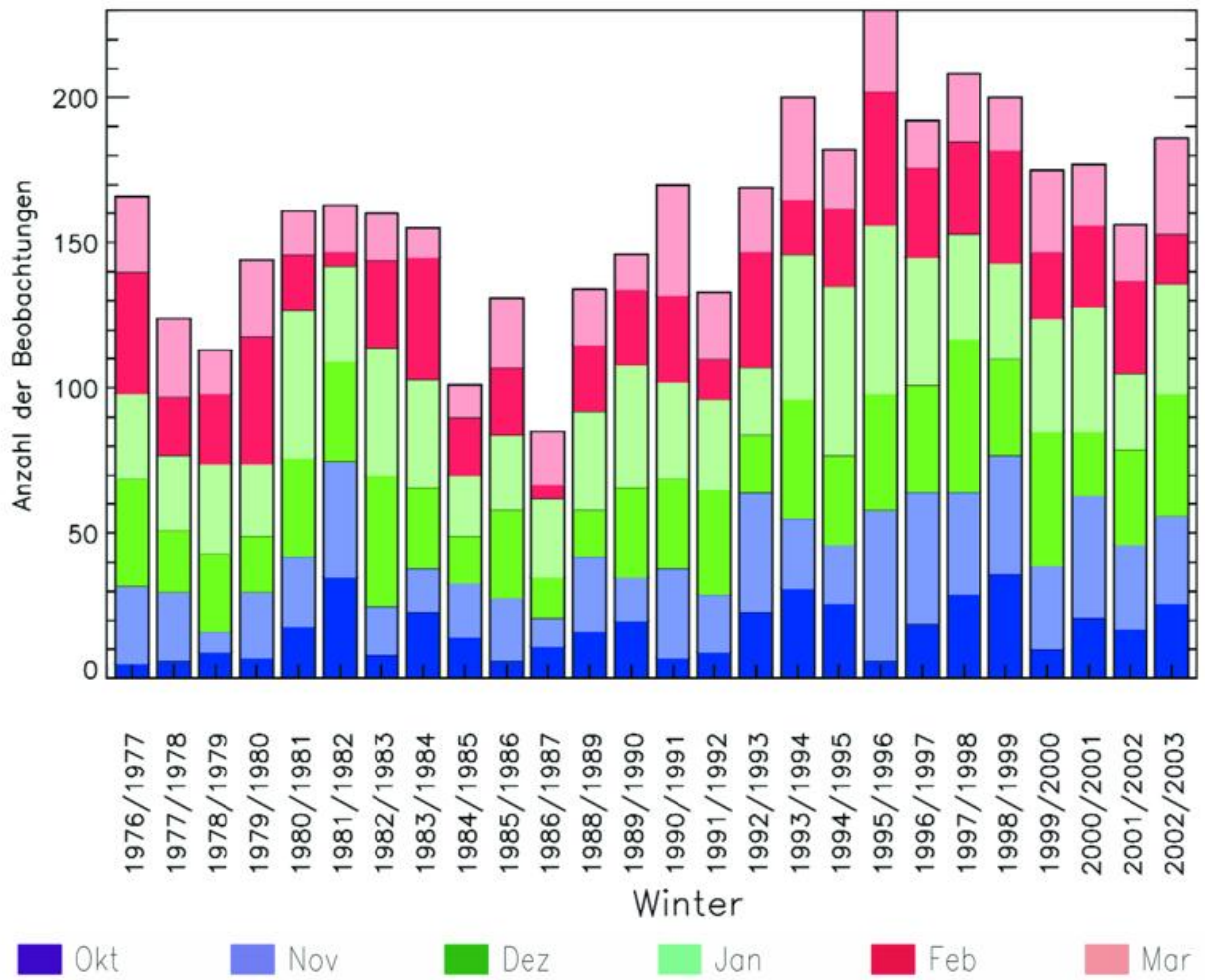


Abb. 6 Anzahl der Beobachtungen mit Windmaxima von mindestens 40 m/s im Winterhalbjahr über Stuttgart (Termine 00 Uhr und 12 Uhr)

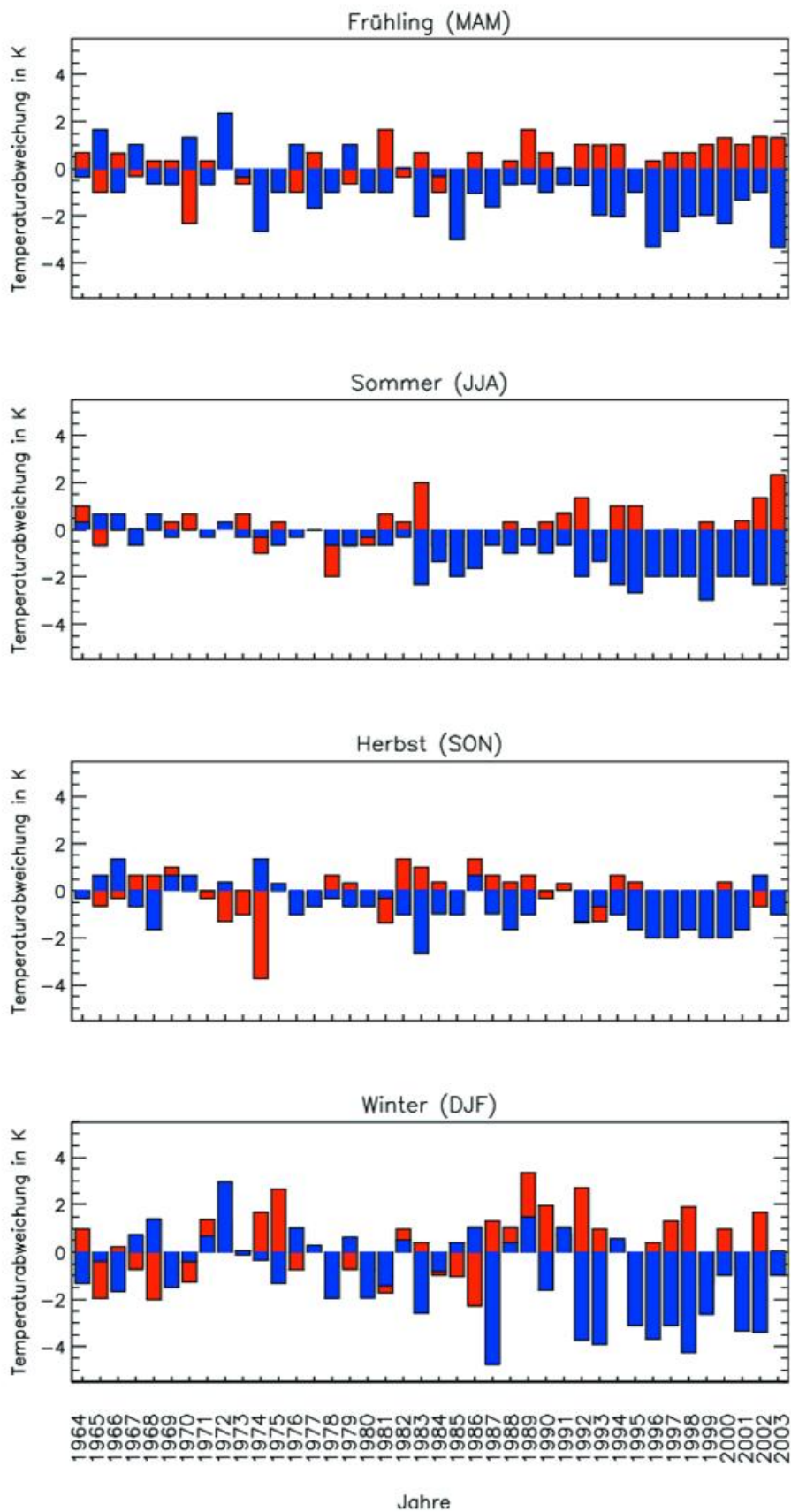


Abb. 7 Abweichungen der mittleren Lufttemperatur 1964-2003 vom Referenzzeitraum 1961-1990 für Jahreszeiten in 500 hPa (rot) und 50 hPa (blau) (Mittelwerte über 8 Stationen).

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa

B. Rudolf

Auch in den globalen Analysen des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie ist zu erkennen, dass im meteorologischen Jahr (Dez. 2002 bis Nov. 2003) in Europa insgesamt deutlich weniger Niederschlag als normal gefallen ist (Abb. 1a,b). Das Defizit erreichte im Alpenraum 300 mm (auf den Monat bezogen also 25 mm), an den nordwestlichen Küsten sogar noch mehr. Lediglich über Nordwest-Russland, dem südlichen Balkan und Teilen der Iberischen Halbinsel fiel mehr als der durchschnittlich im Zeitraum 1961–1990 erreichte Niederschlag. Über Mitteleuropa lagen die prozentualen Werte zwischen 54% und 106% (Abb. 1c).

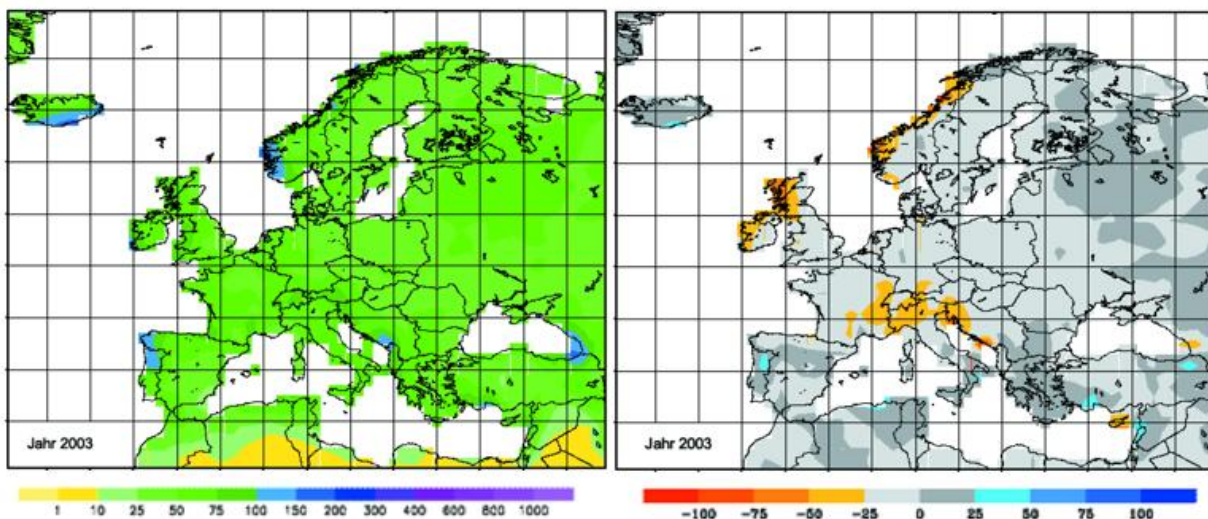


Abb.1a Niederschlagshöhe in mm/Monat, Zeitraum Dez. 2002 bis Nov. 2003

Abb.1b Niederschlagsanomalie in mm/Monat, Zeitraum Dez. 2002 bis Nov. 2003 (Bezugszeitraum 1961–1990)

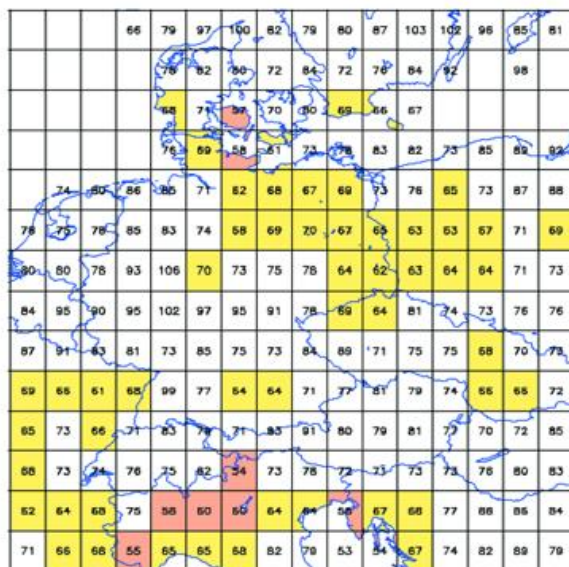


Abb.1c Jährlicher Niederschlag Dez. 2002 bis Nov. 2003 in Prozent der Mittelwerte 1961 bis 1990. Raster mit Prozentwerten bis 60% sind rötlich und zwischen 61 und 70% gelb unterlegt.

Ein Hinweis zur einheitlich verwendeten Maßeinheit Millimeter pro Monat: Für die jährlichen und jahreszeitlichen Niederschlagskarten, Abb. 1 und 2, wurden die mittleren monatlichen Niederschlagshöhen und -anomalien aus jeweils 12 bzw. 3 Monaten berechnet, damit sie ohne Umrechnung mit den monatlichen Karten in Abbildung 3 verglichen werden können.

Im jahreszeitlichen Verlauf verteilten sich die Niederschlagsdefizite unterschiedlich: Während die Trockenheit im Frühjahr und Sommer über dem Alpenraum besonders ausgeprägt war, so waren Irland, Schottland und Skandinavien im Winter 2002/03 und Herbst 2003 stärker von der Trockenheit betroffen (Abb. 2, folgende Seite).

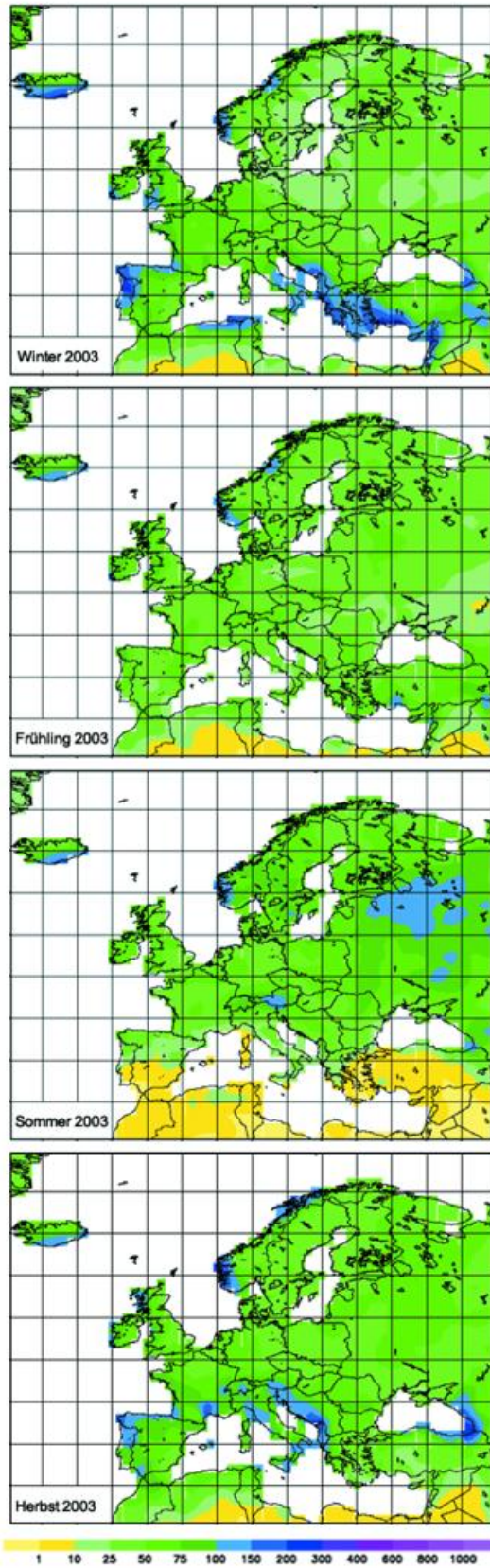


Abb.2a Niederschlagshöhe für die Jahreszeiten in mm/Monat



Abb.2b Niederschlagsanomalie für die Jahreszeiten in mm/Monat (Bezugszeitraum 1961–1990)

Die Zeitspanne von Februar bis September war durch erhebliche Niederschlagsdefizite geprägt. Der extremen Hitze im Sommer und der Trockenheit, wovon nahezu ganz Europa betroffen war, sind in diesem Klimastatusbericht verschiedene Beiträge gewidmet. Während dieser langen Periode fielen ergiebige Niederschläge nur gebietsweise in einzelnen Monaten, so im Mai in der nördlichen Hälfte des Kontinents und im August über Nordwestrussland.

Trotz der allgemeinen Trockenheit waren im Sommer extreme Starkniederschläge nicht selten. Solche Ereignisse sind bei kurzer Andauer oder geringer Ausdehnung in den auf großskaligen Rastern beruhenden Karten der monatlichen Niederschlagsanomalie nicht immer sichtbar. In den folgenden Abschnitten werden ergänzend zu den Niederschlagskarten der einzelnen Monate (Abbildungen 3a/b) beispielhaft extreme Ereignisse aufgeführt, welche zu Überschwemmungen führten*).

Dezember 2002

- Der nordwestliche Küstenstreifen, insbesondere vom Schottland und Norwegen, war außerordentlich trocken, während die Balkanregion, Portugal, Frankreich, Belgien und Mittelengland noch reichliche Niederschläge erhielten.
- Nach vorangegangenen Starkniederschlägen wurden zwei Gebiete in Frankreich von Überschwemmungen heimgesucht: Mitte des Monats waren die Stadt Montpellier und das mittelalterliche Dorf Sommieres von Sturzfluten betroffen. Dieses Dorf war bereits im September 2002 überschwemmt worden. Ein unerfreuliches Weihnachtseignis war dann das Hochwasser der Seine in Paris.
- Auch in Portugal, Spanien, Macedonien, Griechenland und der Türkei kam es regional zu erheblichen Überschwemmungen.

Januar 2003

- Der Januar war über den meisten Regionen Europas relativ feucht, die größten monatlichen Niederschlagshöhen traten entlang der Küsten auf. Die Maxima der Niederschlagsanomalie lagen über Finnland, Südnorwegen, Portugal, im Adria-Raum, über Südosteuropa sowie über Südwestdeutschland.
- Nach ergiebigen Regenfällen zwischen dem 29. Dezember 2002 und dem 4. Januar 2003 über Deutschland führten zahlreiche Flüsse (Mosel und Mittelrhein, Werra, Saale, Unstrut, Ils, Lauter, Fränkische Saale, Kinzig und Main) in der ersten Januarwoche Hochwasser; von Überschwemmungen waren z.B. die Städte Koblenz, Köln, Bad Kissingen und besonders Wertheim betroffen. In Böhmen trat auch die Elbe über ihr Ufer. Trotz des großflächigen Auftretens und der lokal sehr hohen Schäden war diese Flut nicht so spektakulär wie das Elbehochwasser des Vorjahres.
- Aus der Türkei wurde eine Sturzflut bei Antalya gemeldet, verursacht durch einen extremen Niederschlag von 169 mm innerhalb von 6 Stunden (22.1.).

Februar 2003

- Starker Regen und Schneeschmelze führten in Spanien zu Hochwasser des Ebro mit Überschwemmungen in Navarra, Pradilla, Alcala, Zaragoza und Miranda.
- Durch starke Schneefälle wurden Ortschaften in Deutschland, Österreich und Ungarn zeitweise von der Außenwelt abgeschnitten.

*) Quellen: Münchner Rück; Roger Brugge, UK, <http://www.met.rdg.ac.uk/~brugge/world.html>; Dartmouth Flood Observatory, New Hampshire, USA, <http://www.dartmouth.edu/artsci/geog/floods>; sowie Meldungen der Tagespresse (AIP; AP; Czech News; dpa; FAZ; NZZ; IFRC; LL; R; SZ; Die Welt)

März 2003

- Infolge der Schneeschmelze überflutete der Dnepr die Orte Dniprpetrovsk und Kherson in der Ukraine.
- Antalya in der Türkei war erneut von einer Sturzflut betroffen. Am 6. März fielen dort in 24 Stunden 277 mm Niederschlag.

April 2003

- Hohe Temperaturen über Südrussland verursachten eine starke Schneeschmelze mit der Folge weiträumiger Überschwemmungen. In 70 Orten wurden ca. 12.000 Häuser zerstört, 1250 Menschen wurden obdachlos.

Mai 2003

- Im Alpenbereich (Österreich, Schweiz und Süddeutschland) verursachten heftige Gewitter mit Hagelkörnern von bis zu 6 cm Durchmesser erhebliche Schäden.
- Drei Todesfälle sowie die Zerstörung von 65 Häusern folgten einer Sturzflut in Chisinau, Moldawien.

Juni 2003

- Schwere Stürme mit starkem Regen (bis zu 70 mm/h) und Hagel richteten regional in Belgien, Deutschland, den Niederlanden und der Schweiz beachtliche Schäden an.

Juli 2003

- In West- und Südwestfrankreich wurde der Nationalfeiertag von Sturm, starkem Regen und Hagel begleitet. Über 3500 Menschen mussten evakuiert werden.
- In der Schweiz, Region St. Gallen, wurden bei einem Tornado Windspitzen von 175 km/h und Extremniederschläge von 40 mm in 15 Minuten gemessen.

August 2003

- Das Hoch Michaela brachte Mittel- und Südeuropa absolute Rekordtemperaturen. In Freiburg und in Karlsruhe wurden vom DWD Höchstwerte von 40,2°C gemessen. Aus der Hitze resultierten hohe Verdunstung, extrem trockene Böden, niedrige Wasserstände, Waldbrände sowie ein Anstieg der Sterberate. Der volkswirtschaftliche Schaden wird auf 10 Milliarden Euro geschätzt.
- Aus vielen Ländern Europas wurden aber auch regionale Starkniederschläge und heftige Gewitter gemeldet. Betroffen waren England und Irland (4.-12.8.), Estland (7.-8.8.), Norwegen (15.8.), Rumänien (15.-17. und 27.8.), Deutschland, dort besonders Baden-Württemberg, Frankreich, Österreich, Schweiz und Spanien (17.-20.8.) und wieder Deutschland, Südfrankreich, Norditalien, Österreich und Schweiz (28.-31.8.). Schäden wurden verursacht durch Sturzfluten, Hagelschläge oder Schlammlawinen. In Bergamo wurden Hagelkörner von 7 cm Durchmesser gefunden.
- Sehr schwere weiträumige Überschwemmungen traten in Russland auf, im Südwesten sowie im Bereich des Baikalsees.

September 2003

- Im September führten starke Regenfälle zu Schäden in Baden-Württemberg (Ludwigsburg), Irland, Italien (Toscana, >250 mm/24h), Spanien (Valencia, Mallorca), in der östlichen Türkei sowie in Nordafrika (Tunesien). Schwere Waldbrände wüteten auf Korsika.

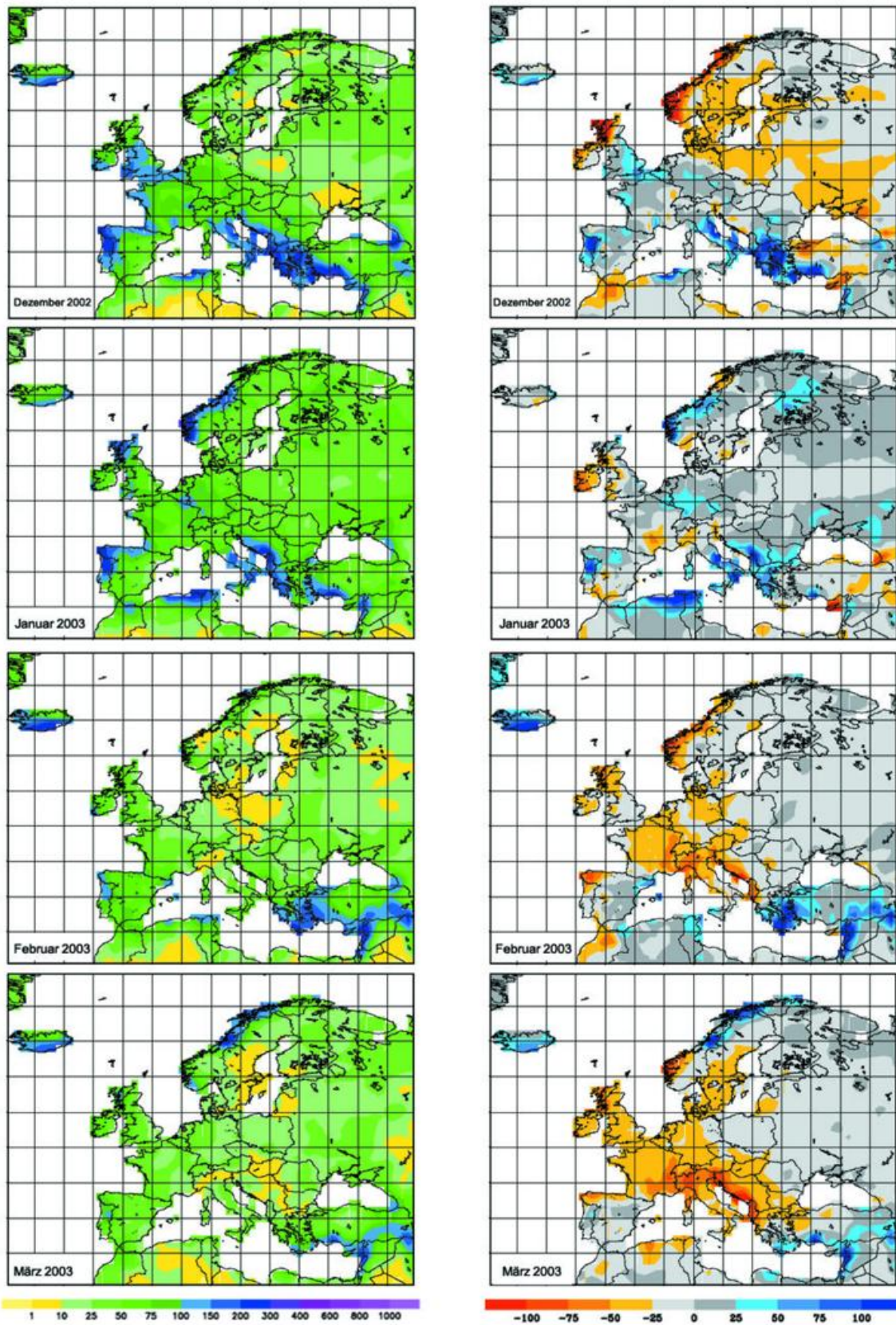


Abb.3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm

Abb.3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961–1990)

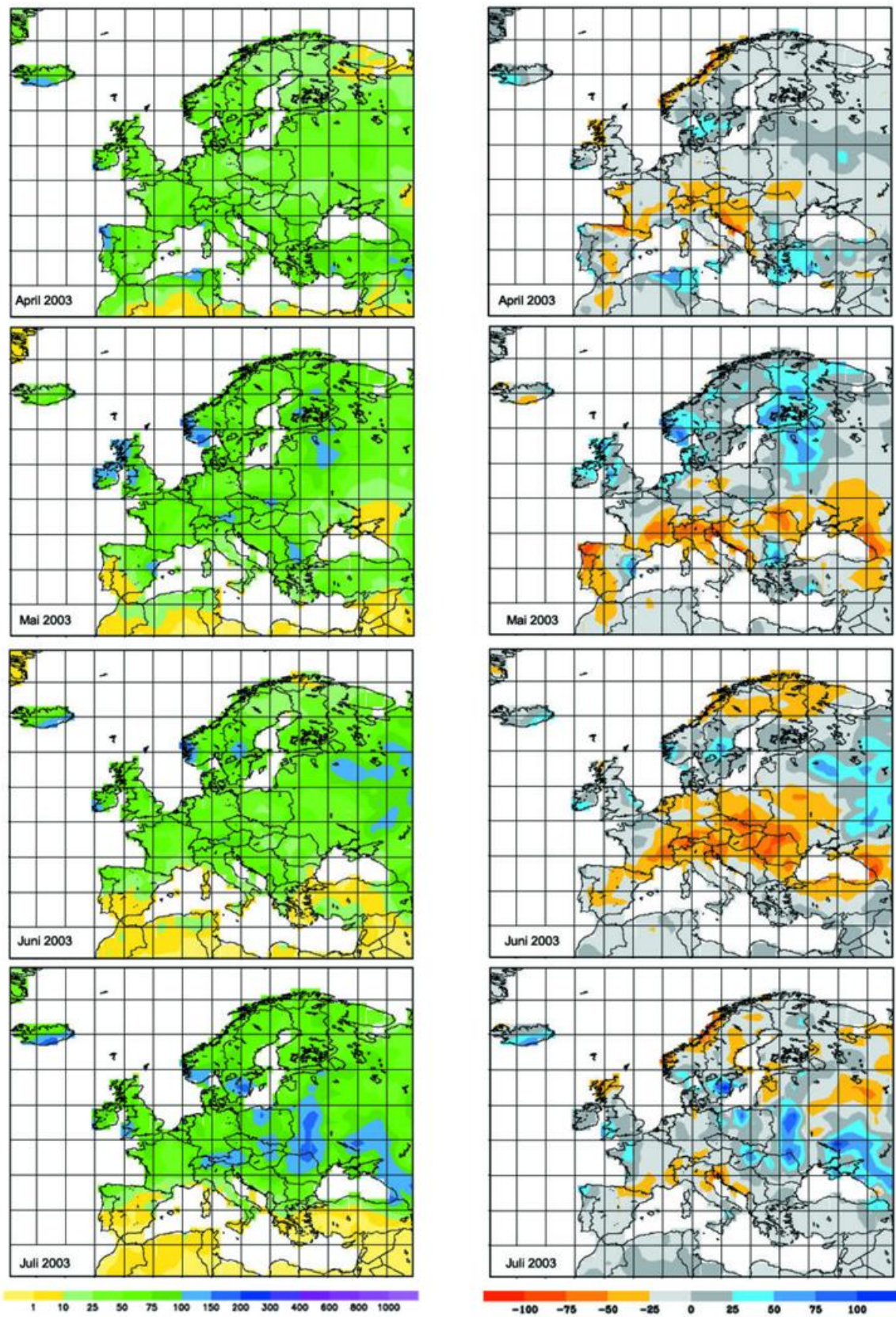


Abb.3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm

Abb.3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961–1990)

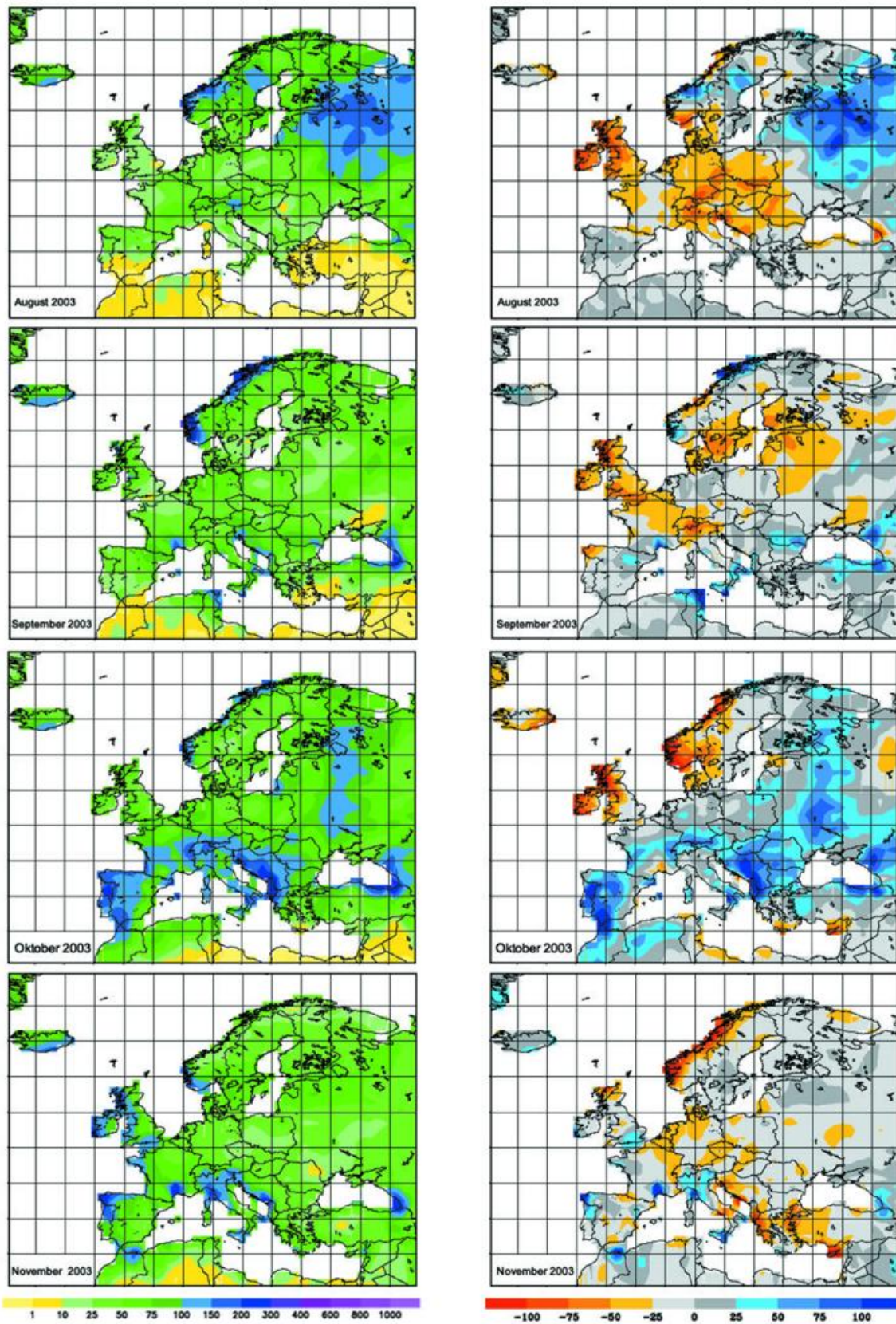


Abb.3a Monatliche Niederschlagshöhen in mm

Abb.3b Monatliche Niederschlagsanomalien in mm (Bezugszeitraum 1961–1990)

Oktober 2003

- Der europäische Nordwesten war von Irland über Schottland bis nach Norwegen sehr trocken. Der übrige Teil des Kontinents war deutlich zu nass. Besonders hervorzuheben sind Sizilien, Spanien, Portugal und Serbien mit Albanien und Nordgriechenland. In Finnland fielen bereits große Mengen an Schnee.

November 2003

- Überschwemmungen wurden aus Portugal und Spanien gemeldet. Weiterhin waren Südfrankreich und Norditalien betroffen.

Allgemeine Hinweise zur Datenbasis der Niederschlagskarten und zur Berechnung der Anomalien:

Die Niederschlagskarten dieses Beitrags beruhen auf Rasterdaten, die regelmäßig monatlich auf der Basis gemessener Niederschlagsdaten im Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie (WZN) berechnet werden (Rudolf et al., 1992 und 2003).

Für das monatliche „GPCC Monitoring Product“ werden die in SYNOP- und CLIMAT-Meldungen über das globale Fernmeldesystem GTS empfangenen Daten nach einer gründlichen Qualitätskontrolle durch das WZN analysiert. Diese Datenbasis umfasst weltweit rund 7.000 Stationen. Abb. 4 zeigt die Verteilung der im Ausschnitt Europa liegenden Stationen. Die Anomalien wurden auf der Basis der Rasterdaten gebildet, die jeweils getrennt für die monatlichen Niederschlagsdaten des Jahres 2002 sowie für die Mittelwerte der Normalperiode 1961-1990 durch Interpolation berechnet wurden. Die Rastergröße beträgt 1° mal 1° geographische Breite und Länge, die resultierenden Rasterwerte wurden zur Darstellung in den Karten (Abb. 1 bis 3) geglättet.

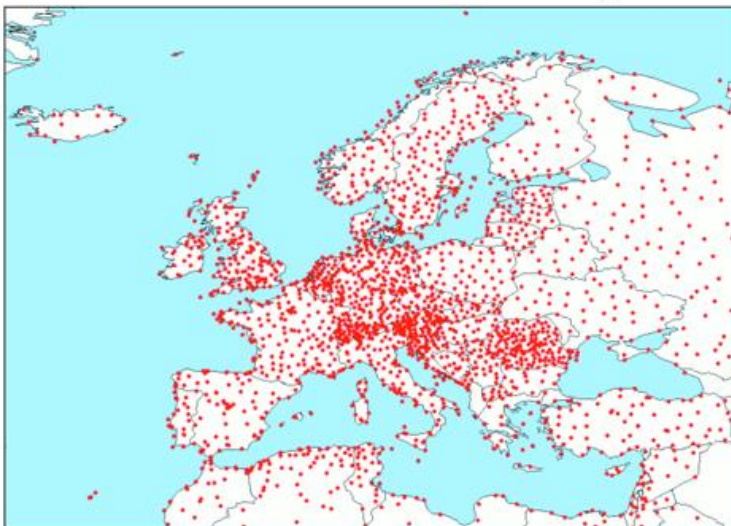


Abb. 4 Verteilung der in den Analysen verwendeten Stationen

Literatur

- Rudolf, B., T. Fuchs, U. Schneider and A. Meyer-Christoffer (2003): Introduction of the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC). Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M., Germany. 16 pp. Internetpublikation unter <http://gpcc.dwd.de/>.
- Rudolf, B., H. Hauschild, M. Reiß und U. Schneider (1992): Beiträge zum Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie - Contributions to the Global Precipitation Climatology Centre. Meteorologische Zeitschrift N. F. 1 Nr. 1, 7-84.

Statistisch-klimatologische Analyse des Hitzesommers 2003 in Deutschland

C.-D. Schönwiese, T. Staeger, S. Trömel, M. Jonas

Langzeitbetrachtungen der Temperatur-Flächenmittelwerte

Im Jahr 2003 hat Deutschland einen ganz ungewöhnlichen Rekordsommer erlebt. Niemals seit 1761, dem Beginn der Flächenmittel-Abschätzungen der monatlichen bodennahen Lufttemperatur (Quelle: Rapp, 2000; ab 1999 aktualisiert durch die Rasterdaten des DWD, vgl. Beitrag Müller-Westermeier in diesem Band) wurde ein so hoher Sommeranomaliewert (Mittel der Werte für Juni, Juli und August) festgestellt: 3,4 °C über dem CLINO-Referenzwert 1961-1990 (entsprechend einer Sommertemperatur von 19,6 °C). Dies illustriert Abb. 1, wo bei einigen Hitze-Extrema auch die Jahreszahlen vermerkt sind: 2003 (+3.4 K, bisheriges Maximum), 1947 (+2.2 K, Maximum vor 2003), 1994 und 1992 (+2.1 K) und so weiter. Der bisher kälteste Sommer ist übrigens 1816 eingetreten, ein Jahr nach dem Vulkanausbruch des Tambora (in der Literatur als „Jahr ohne Sommer“ bekannt; siehe z.B. Schönwiese, 2003). In jener Zeit bestand langfristig ein Abkühlungstrend, der jedoch seit ungefähr 1880 in einen Erwärmungstrend übergegangen ist (vgl. erneut Abb. 1)

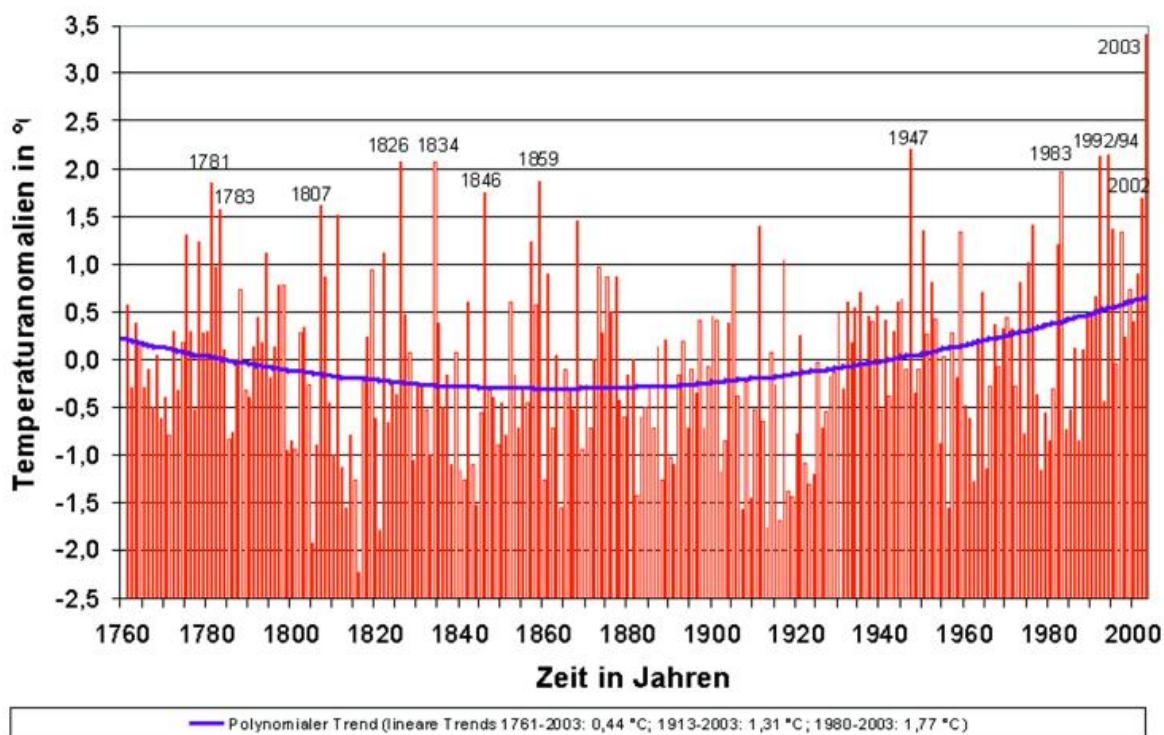


Abb. 1 Sommeranomalien (Mittel Juni, Juli und August, Abweichungen vom Mittelwert 1961-1990) 1761-2003 der bodennahen Deutschland-Lufttemperatur (Flächenmittel), Säulen, mit Jahresangaben für einige extrem warme Sommer und polynomialer Komponente, lila Kurve, die zunächst einen Abkühlungstrend und ab ca. 1880 einen Erwärmungstrend anzeigt.

Es ist daher zunächst von Interesse, sich die Trends der letzten rund 100 Jahre näher anzusehen, um abzuschätzen, ob es eine systematische Tendenz zu immer wärmeren Sommern gibt (siehe dazu auch Schönwiese et al., 2003). Dabei stellt sich nicht nur heraus, vgl. Tab. 1, dass der Sommertrend vom Monat August dominiert wird, sondern auch, dass beim Vergleich einiger 30-Jahre-Intervalle die maximalen Trendwerte im jüngsten Zeitintervall (1974-2003) erreicht wurden (Sommer + 1,8 °C, Juni 1,5 °C, Juli ebenfalls 1,5 °C und August, dominierend, 2,4 °C). Aufgrund der relativ starken überlagerten Fluktuationen sind die zugehörigen Signifikanzwerte jedoch meist relativ klein (vgl. wiederum Tab. 1; Signifikanz ermittelt aus den Trend-/Rauschverhältnissen, mit der Standardabweichung als Schätzwert für das Rauschen, und z-Tests; statistische Methodik vgl. Schönwiese, 2000).

Tab. 1 Lineare Trends in °C and zugehörige Signifikanzschwellen der Deutschland-Temperatur, Sommer- bzw. Juni, Juli- und Augustwerte, für die angegebenen Zeitintervalle.

Jahreszeit/Monat	Zeitintervall	Trend	Signifikanzniveau
Sommer	1901 - 2000	1.01	> 90 %
	1961 - 1990	0.38	-
	1971 - 2000	0.93	> 80 %
	1974 - 2003	1.82	> 95 %
Juni	1901 - 2000	0.57	-
	1961 - 1990	- 0.89	-
	1971 - 2000	0.85	-
	1974 - 2003	1.49	> 80 %
Juli	1901 - 2000	0.79	-
	1961 - 1990	0.87	-
	1971 - 2000	0.69	-
	1974 - 2003	1.49	> 80 %
August	1901 - 2000	1.68	> 90 %
	1961 - 1990	2.51	> 99 %
	1971 - 2000	0.12	-
	1974 - 2003	2.44	> 95 %

Eine Analyse der Häufigkeitsverteilung der Sommerdaten zeigt, dass die Annahme einer Gauß'schen Normalverteilung gerechtfertigt ist (keine Ablehnung dieser Hypothese bei Anwendung eines χ^2 - sowie Kolmogoroff-Smirnoff-Tests auf allen Signifikanzschwellen 80 ... 99.9 %, obwohl die Weibull-Verteilung eine noch bessere Anpassung liefert). Daher ist die Anwendung von z-Tests wie oben erwähnt akzeptabel. Unter diesen Gauß'schen Annahmen (und Unterstellung eines stationären Prozesses) kann nach der Wahrscheinlichkeit gefragt werden, dass eine Sommeranomalie von + 3,4 °C, wie im Sommer 2003 beobachtet, auftritt. Die Antwort lautet: $p = 0.7 \cdot 10^{-6}$, d.h. nahezu unmögliches Ereignis.

Jedoch können sich im Rahmen eines Klimawandels, insbesondere infolge eines Erwärmungstrends, solche Wahrscheinlichkeiten auch ändern (nicht-stationärer Prozess). Folglich haben wir, auf der Grundlage einer neuen verallgemeinerten Methode der Zeitreihenzerlegung, die u.a. auch zeitabhängige Wahrscheinlichkeitsabschätzungen erlaubt (Trömel and Schönwiese, 2003; siehe auch Grieser et al., 2002), diese Technik auf die Deutschland-Sommertemperaturreihe angewandt und dabei nicht

nur die Frage gestellt, mit welcher Wahrscheinlichkeit bei den Sommertemperaturen Deutschlands eine Anomalie von $\geq 3,4\text{ °C}$ statistisch erwartet werden kann, sondern auch, wie sich diese Wahrscheinlichkeit möglicherweise verändert hat. Die Antwort darauf gibt Abb. 2: Beginnend mit einer Wahrscheinlichkeit von $p < 0,0001$ (entsprechend einem Ereignis, das seltener als einmal pro 10 000 Jahre statistisch zu erwarten ist), hat sich diese Wahrscheinlichkeit aufgrund eines progressiven Erwärmungstrends (siehe erneut Abb. 1) auf näherungsweise $p = 0,0022$ (d.h. 455-Jahre-Ereignis) erhöht. Dies bedeutet, dass die Eintrittswahrscheinlichkeit derartig heißer Sommer in Deutschland dramatisch angestiegen ist (nämlich um mehr als den Faktor 20), trotzdem aber (noch?) als ein sehr extremes Ereignis zu bewerten ist.

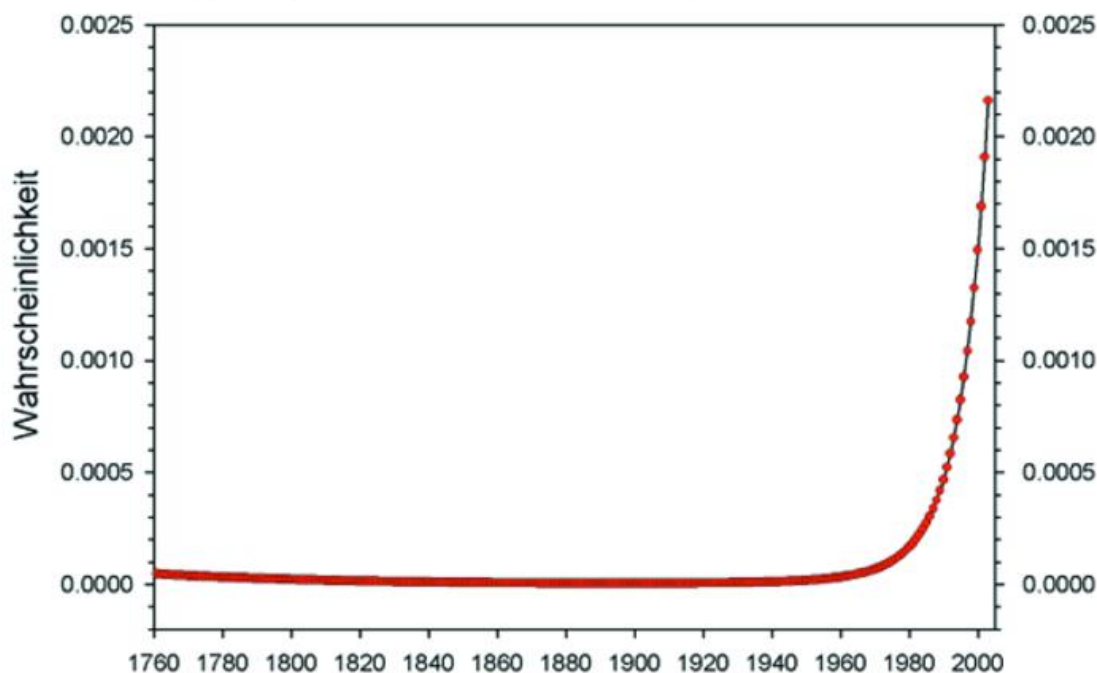


Abb. 2 Zeitliche Entwicklung der Wahrscheinlichkeit dafür, dass eine Sommeranomalie von $\geq 3,4\text{ °C}$ auftritt (bei Annahme einer Gaußschen Normalverteilung der zugrundeliegenden Daten). Diese Wahrscheinlichkeit ist in den letzten beiden Jahrzehnten enorm angestiegen, stellt am Ende mit $p = 0,022$ jedoch noch immer ein sehr extremes Ereignis dar (Jährlichkeit rund 455 Jahre).

Stationsbezogene Analysen

Anhand der in Tab. 2 aufgelisteten Stationen und Temperaturdaten wird nun die räumliche Struktur des Hitzesommers 2003 detaillierter betrachtet.

Tab. 2 Untersuchte Stationen und betrachtete Temperaturparameter für den Zeitraum 1901 bis 2003 (jeweils Monate Juni, Juli und August). Mit * gekennzeichnete Datensätze standen zur Verfügung.

Station	Monatsmittel	Maxima (Monatsmittel)	Minima (Monatsmittel)	Tagesmittel	Tagesmax.	Tagesmin.
Berlin-Dahlem	•	-	-	-	-	-
Bremen	•	•	•	•	•	•
Dresden-Klotsche	•	-	-	-	-	-
Hamburg-Fuhlsbüttel	•	•	•	•	•	•
Hohenpeissenberg	•	•	•	•	•	•
Jena-Sternwarte	•	-	-	-	-	-
Karlsruhe	•	•	•	•	•	•
Nürnberg	•	-	-	-	-	-
Potsdam	•	•	•	•	•	•
Zugspitze	•	•	•	•	•	•

Zunächst wurden die Monatsdaten auf der Grundlage der verallgemeinerten Methode der Zeitreihenzerlegung analysiert (Trömel und Schönwiese, 2003; siehe auch Grieser et al., 2002), die bereits bei den Flächenmittel-Sommertemperaturen Deutschlands zur Anwendung kam (vgl. oben). Hierbei werden zeitabhängige Parameter einer beliebigen zugrunde liegenden Verteilung (hier Gauß'sche Normalverteilung) angepasst. Die zeitlichen Strukturen beinhalten nichtlineare Trends für Mittelwert und Standardabweichung sowie zusätzlich für den Mittelwert polynomiale (niederfrequente) Komponenten, jeweils bis zur fünften Ordnung. Je höher die Trendordnung, desto progressiver ist das Änderungsverhalten des betrachteten Parameters.

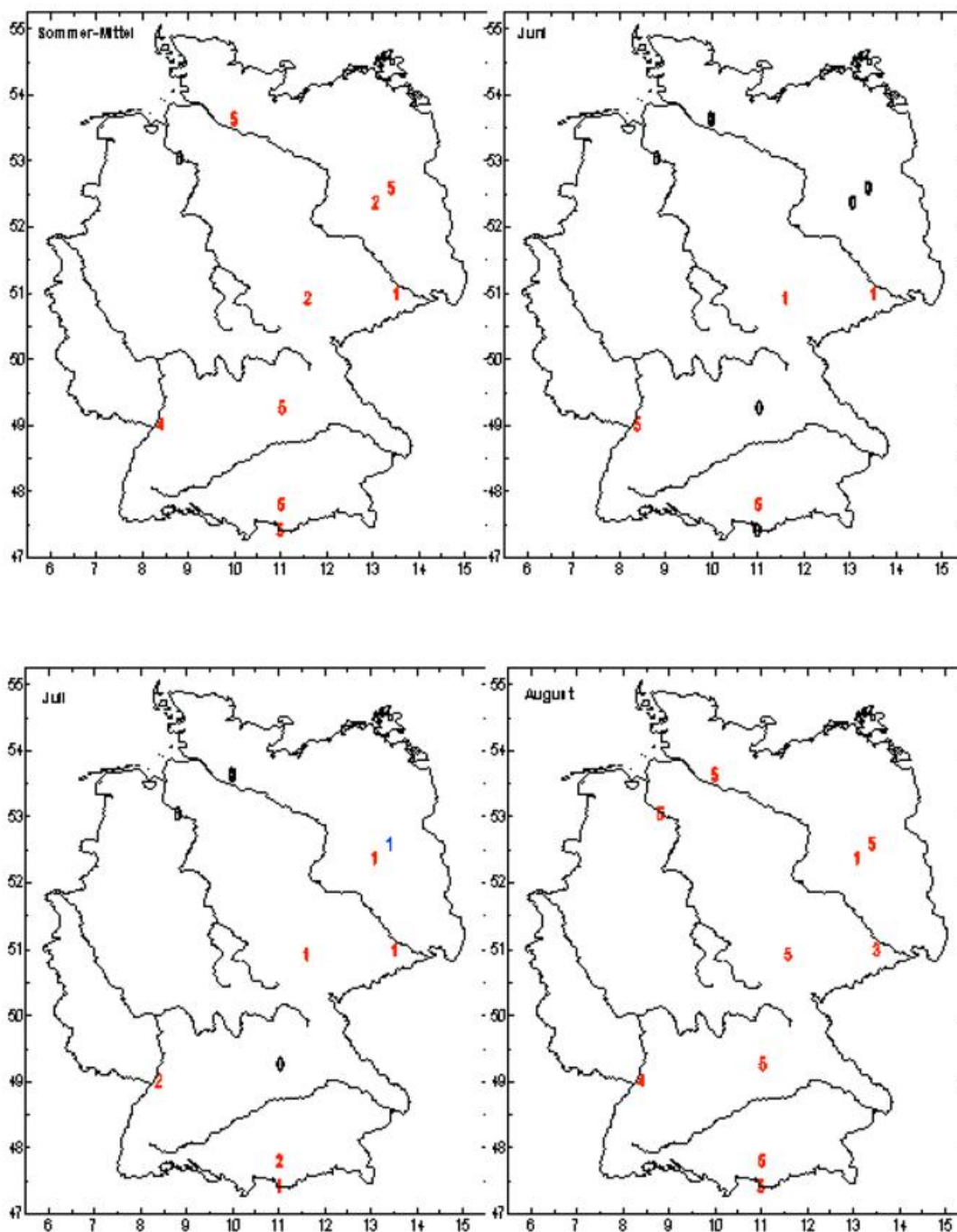


Abb. 3 Trendordnung des Mittelwertes der zeitabhängigen Verteilungen für die Sommermittel, sowie für die Juni-, Juli- und Augustmittel der Temperatur 1901 – 2003 an zehn deutschen Stationen (vgl. Tab. 2). Rote Zahlen bedeuten positive, blaue negative Trends.

In Abb. 3 sind die Trendordnungen der Mittelwerte an den betrachteten zehn Stationen verzeichnet. Beim Sommermittel (oben links in Abb. 3) findet man fast nur positive Trends (Ausnahme Hamburg: kein Trend), deren Ordnung meistens sehr hoch ist. Dies bedeutet, dass die Trendverstärkung erst recht spät, dann aber deutlich einsetzt. Bei Betrachtung der Einzelmonate zeigt sich, dass vor allem im August (unten rechts in Abb. 3) ausgeprägt progressive Trends in den Mittelwerten an fast allen Stationen vorliegen. Trends in den Standardabweichungen treten fast nicht auf und sind daher hier nicht gezeigt.

Anhand dieser zeitabhängigen Parameter können nun für jedes Jahr zugehörige Verteilungen bestimmt und deren Veränderung im Laufe der Zeit betrachtet werden. In Abb. 4 sind hierfür zwei Beispiele zu sehen.

Die Station Hohenpeißenberg (Abb. 4, links) ist repräsentativ für fast alle untersuchten Stationen und Zeiträume: Die Verteilung verschiebt sich im Laufe der Zeit „formtreu“ hin zu höheren Temperaturen, in diesem Beispiel um $2,8^{\circ}\text{C}$ von $13,4^{\circ}\text{C}$ auf $16,2^{\circ}\text{C}$ im untersuchten Zeitraum. Dies erscheint, verglichen mit der mittleren Erhöhung der Jahresmitteltemperatur in Deutschland um etwa $0,9^{\circ}\text{C}$ (Staeger, 2003), recht viel, jedoch beeinflusst der extreme Sommer 2003 die Anpassung des Trends sehr stark, da bei einer Minimierung des mittleren quadratischen Abstandes bei der Regression große Abweichungen vom Mittel naturgemäß besonders stark ins Gewicht fallen. An der Station Dresden (rechts in Abb. 4) hat sich zusätzlich zum Mittelwert auch die Standardabweichung im Laufe der Zeit erhöht, was an der zusätzlichen Verbreiterung der Verteilung deutlich wird. Dies ist jedoch, wie schon erwähnt, eher die Ausnahme.

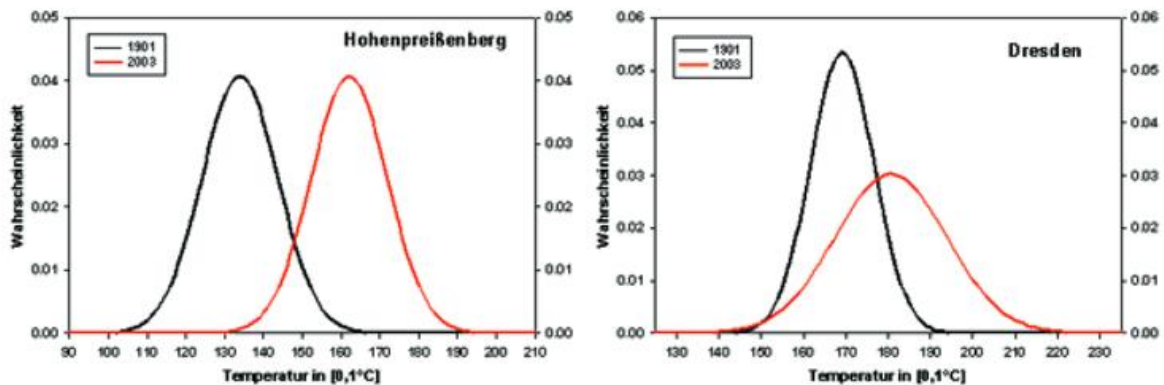


Abb. 4 Angepasste Verteilungen der Sommermitteltemperaturen an zwei ausgewählten Stationen, jeweils für die Jahre 1901 und 2003.

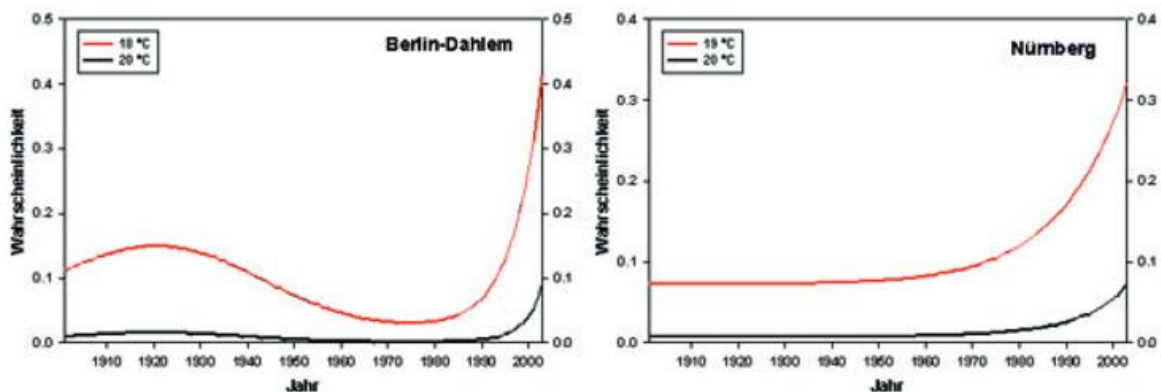


Abb. 5 Zeitabhängige Überschreitungswahrscheinlichkeiten für gewählte Schwellen der Sommermitteltemperatur an zwei ausgewählten Stationen.

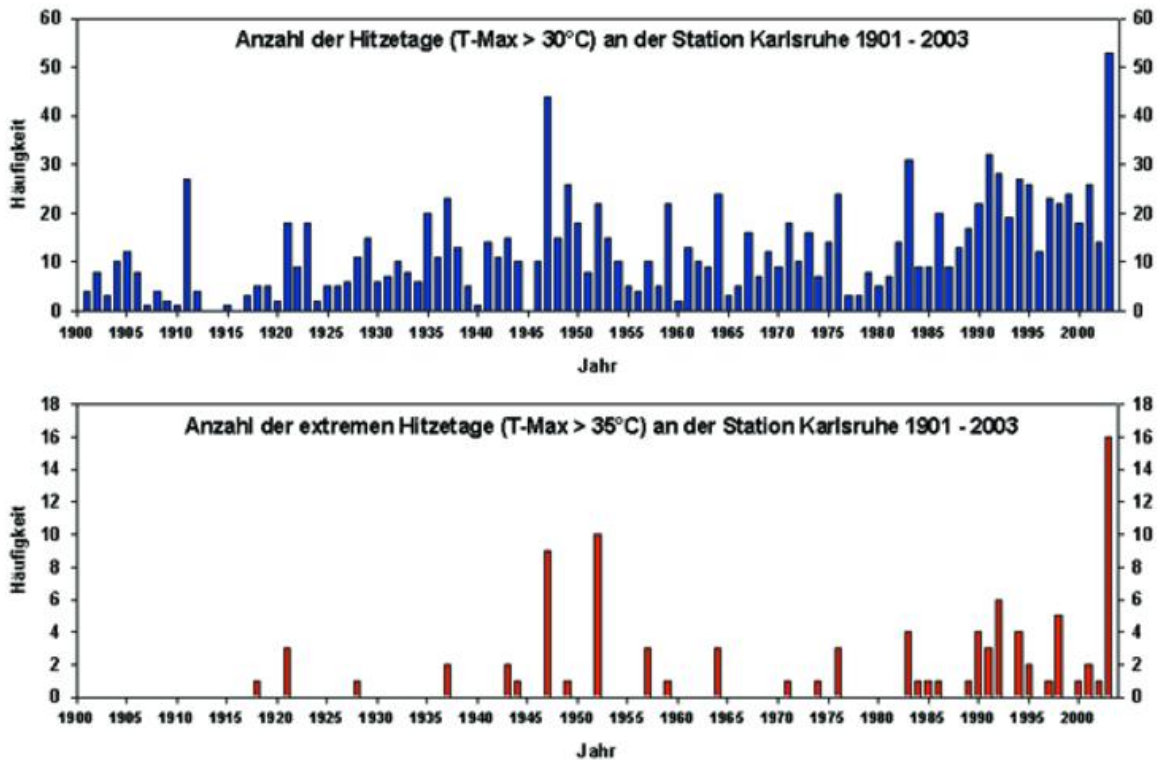


Abb. 6 Jährliche Häufigkeiten von Hitzetagen (Tagesmaximum der Temperatur über 30°C, oben) und „extremen Hitzetagen“ (Tagesmaximum > 35°C) an der Station Karlsruhe 1901 - 2003.

Aus der Kenntnis der zeitabhängigen Verteilungen lassen sich nun wiederum zeitabhängige Über- bzw. Unterschreitungswahrscheinlichkeiten für beliebige Schwellen ableiten. Dies ist in Abb. 5 anhand von zwei Beispielen verdeutlicht. Hier findet man, entsprechend dem überwiegend positiven Trend der Mittelwerte, fast ausschließlich ansteigende Überschreitungswahrscheinlichkeiten. Beispielsweise hat sich in Berlin-Dahlem (Abb. 5, links) die Wahrscheinlichkeit für das Überschreiten einer Sommermitteltemperatur 18 °C von etwa 0,11 (entspricht einem 9-jährigen Ereignis) auf über 0,4 (2,5-jähriges Ereignis) im Jahr 2003 erhöht. Interessanterweise ist diese Wahrscheinlichkeit zwischenzeitlich gesunken, dann jedoch innerhalb der letzten etwa 20 Jahre sehr stark angestiegen. Ähnliches findet man bei fast allen untersuchten Zeitreihen: ein auffällig starker Anstieg der Überschreitungswahrscheinlichkeiten oberer Schwellen innerhalb der letzten Dekaden. Dies gilt auch und in besonderem Maße für die untersuchten Monats- und Sommermittel der täglichen Maximumtemperaturen und etwas schwächer ausgeprägt bei den entsprechenden Minimumtemperaturen (hier nicht gezeigt).

Analyse von Tagesdaten

Diese sehr deutlichen Signale sind auch in den Tageswerten der Temperaturmittel sowie den Tagesmaxima und -minima sichtbar. Betrachtet man z.B. die Häufigkeiten der Hitzetage pro Jahr, oder allgemeiner der Tage, die eine beliebige hohe obere Schwelle überschreiten, so findet man hierfür fast ausschließlich signifikante positive Trends, was in Abb. 6 am Beispiel der Station Karlsruhe schon mit bloßem Auge sichtbar wird. In Abb. 6 zeigt sich auch, wie extrem der Hitzesommer 2003 in Karlsruhe war: Mit 53 Hitzetagen liegt das Jahr 2003 deutlich vor dem nachfolgenden Jahr 1947 mit immer-

hin 44 Hitzetagen (Abb. 6 oben). Bei der Betrachtung der Tage mit einer Maximumtemperatur über 35°C zeigt sich ein noch deutlicheres Bild (Abb. 6 unten): „Spitzenreiter“ 2003 liegt mit 16 Tagen deutlich vor 1952 (10 Tage) und 1947 (9 Tage). Beeindruckend ist auch die Tatsache, dass vor dem Hitzesommer 1947 im gesamten 20. Jahrhundert nur an 10 Tagen eine Maximumtemperatur von über 35°C in Karlsruhe gemessen wurde.

Die Trends in den Häufigkeiten der heißen Tage an den untersuchten Stationen wurden mit Hilfe des verteilungsfreien Mann-Kendall-Test auf ihre Signifikanz geprüft. Die Ergebnisse sind in Tab. 3 zusammengefasst.

Tab. 3 Prozentuale Signifikanzen (Sig.) der Trends in den jährlichen Häufigkeiten von Tagesmaxima (T-Max), Tagesmittel (T-Mittel) und Tagesminima (T-Min) der Überschreitung bestimmter Temperaturschwellen (Ts in [°C]) an 6 untersuchten Stationen. Schwarz: signifikant positive Trends; blau: signifikant negative Trends, -: unsignifikant.

Bremen		Hamburg		Hohenpei.		Karlsruhe		Potsdam		Zugspitze	
T-Max											
Ts	Sig	Ts	Sig	Ts	Sig	Ts	Sig	Ts	Sig	Ts	Sig
28	99	28	99	25	99	32	99.9	30	95	11	99.9
29	95	29	99	26	99	33	99.9	31	90	12	99.9
30	95	30	95	27	95	34	99.9	32	95	13	99.9
31	95	31	95	28	80	35	99.9	33	95	14	99.9
T-Mittel											
21	-	21	99	20	99	24	99.9	22	95	6	99.9
22	80	22	99	21	99	25	99.9	23	95	7	99.9
23	-	23	99	22	99	26	99.9	24	95	8	99.9
24	-	24	95	23	99	27	99	25	99	9	99.9
T-Min											
15	-	15	95	16	99.9	17	99.9	15	99.9	4	99.9
16	-	16	80	17	99.9	18	99.9	16	99.9	5	99.9
17	-	17	80	18	99	19	99	17	99.9	6	99
18	-	18	80	19	99	20	99	18	99.9	7	99.9

Der Tab. 6 entnimmt man, dass in fast allen untersuchten Fällen hochsignifikante positive Trends vorliegen. Ausnahmen bilden die Station Bremen, an der für die Temperaturmittel und Minima fast keine signifikanten Trends gefunden werden, und die Station Hamburg, an der die Häufigkeiten der hohen Minima signifikant abgenommen haben. Auffällig hohe Signifikanzen (weitgehend über 99,9%) finden sich an den Stationen Karlsruhe und Zugspitze.

Anhand der Tageswerte lassen sich auch Hitzewellen etwas näher betrachten. Sie sind hier als Zeitintervalle von mehr als 3 Tagen definiert, in denen die Tagesmaxima über einer (bezogen auf das stationsabhängige Temperaturniveau) hohen oberen Schwelle liegen.

In Tab. 4 sind die längsten Hitzewellen (bezogen auf vorgegebene obere Schwellen des Tagesmaximums der Temperatur) für den Zeitraum 1901 bis 2002 im Vergleich mit Hitzewellen im Jahr 2003 zusammengestellt. Man sieht, dass der Hitzesommer 2003 an den untersuchten Stationen einen unterschiedlichen Stellenwert einnimmt.

So ist die Hitzewelle, die in Karlsruhe am 14.8.2003 zu Ende ging, mit 12 aufeinander folgenden Tagen eines Maximums über 35°C die mit Abstand längste seit 1901. Dagegen erlebte die Station Potsdam 2003 keine extreme Hitzewelle. Interessant ist auch der Verlauf an der Station Zugspitze, an der im Sommer 2003 an 13 aufeinander folgenden Tagen ein Maximum über 12°C verzeichnet wurde, was zwischen 1901 und 2002 erst 7 Tage in Folge der Fall war. Jedoch gab es in diesem Referenz-Zeitraum auf der Zugspitze bereits Hitzewellen auf höherem Temperaturniveau (s. Tab. 4 unten). Die betrachteten 6 Stationen erlauben noch nicht, die räumliche Verteilung des Hitzesommers 2003 hinreichend genau zu beschreiben; jedoch deuten die hier gezeigten Ergebnisse darauf hin, dass vor allem Süddeutschland stärker betroffen war.

Tab. 4 Hitzewellen in Deutschland 1901 – 2002 im Vergleich zu Hitzewellen im Jahr 2003. Aufgelistet sind die längsten Perioden in Tagen, in denen das Tagesmaximum der Temperatur über einer vorgegeben Schwelle lag.

Schwelle [°C]	Dauer in Tagen	Ende (Datum)	Dauer (2003)	Ende (2003)
Bremen				
34	5	11.8.1975	-	-
33	5	11.8.1975	-	-
32	9	12.8.1975	4	10.8.
Hamburg				
32	7	13.7.1941	3	9.8.
31	7	13.7.1941	6	12.8.
30	7	13.7.1941 28.7.1994	6	12.8.
Hohenpeißenberg				
30	4	7.7.1957	-	-
29	4	7.7.1957	4	11.8.
28	4	21.8.1943 7.7.1957	6	13.8.
Karlsruhe				
35	7	6.7.1952	12	14.8.
34	9	8.7.1952	12	14.8.
33	9	8.7.1952 5.7.1976	13	14.8.
Potsdam				
35	3	3.8.1943 1.8.1994	-	-
34	3	5.7.1923 3.8.1943 11.7.1959 1.8.1994	-	-
33	4	12.8.1975	-	-
Zugspitze				
14	4	5.7.1952 7.7.1957	-	-
13	6	6.7.1952 12.8.1998	4	5.8.
12	7	8.7.1957	13	14.8.

Zeitlich gleitende Analysen

Schließlich wurden die Monatsmitteltemperaturen 1901-2003 der Sommermonate (Juni, Juli, August) und des Sommers an 10 Stationen zeitlich gleitend untersucht, weiterhin die Maximum- und Minimum-Temperaturen der Sommermonate sowie die Sommermaxima und -minima an 6 Stationen (vgl. Tab. 2). Die Fensterbreite betrug dabei 30 Jahre. Diese Untersuchungen umfassten die Anpassung von Normal-, Gumbel- und Weibullverteilungen und die Analyse der zeitlichen Veränderung der Verteilungsparameter. Weiterhin wurde für jede Zeitreihe der Beobachtungswert des Jahres 2003 als Schwelle festgelegt und untersucht, wie groß das Risiko des Eintretens eines solchen Ereignisses für das jeweilige Fenster ist.

Dies führte zu folgenden Ergebnissen.

- Aufgrund entsprechender Testverfahren erweist sich die Normalverteilung zu meist als geeignet, erstaunlicherweise oft noch besser als die Weibullverteilung.
- Betrachtet man den linearen Trend für das Risiko des Eintretens eines Extremereignisses, so zeigen die Monate Juli und August einen positiven, der Monat Juni hingegen einen negativen Trend. Der Juni wird in dieser Hinsicht also tendenziell kühler, Juli und August wärmer. Die Größenordnung der Steigung bewegt sich für positive wie negative Trends in der Größenordnung von 10^{-3} , was einem absoluten Anstieg des Risikos von 0,1 oder 10% in 100 Jahren entspricht. Ähnliches gilt, mit Ausnahme der Station Hamburg, auch für die Sommermittelwerte.
- Ein differenzierteres Bild ergibt sich bei den Maximum- und Minimumtemperaturen. Das darauf bezogene Risiko nimmt bei der Mehrzahl der untersuchten Stationen ab. Die Größenordnung liegt auch hier im Bereich 10^{-3} , für einige Stationen ist sie bis hin zu 10^{-6} aber kleiner.

Anzumerken ist dabei, dass an den meisten Stationen, an denen ein Anstieg des Risikos erkennbar ist, der lineare Trend durch ein starkes Ansteigen des Risikos in den letzten (ca.10) Intervallen dominiert/erzeugt wird. So steigt z. B. an der Station Hohenpeißenberg bei den Augustmitteltemperaturen das Risiko des Überschreitens des Wertes von August 2003 vom vorletzten Intervall (1973-2002) zum letzten (1974-2003) um den Faktor 14!

Was die Verteilungsparameter betrifft, so ergibt sich sowohl für die Monats- als auch Sommermitteltemperaturen ein einheitlicher linearer Trend der Lage- (entspricht bei einer Normalverteilung dem Mittelwert) und Streuparameter: Für die Junimitteltemperaturen nehmen sie zeitlich gleitend ab, für Juli, August und die Sommermitteltemperaturen insgesamt nehmen sie zu.

Die Sommermaxima weisen sowohl in ihrer Lage als auch in ihrer Streuung einen positiven Trend auf. Dagegen zeigt sich bei den Sommerminima in der Lage (außer in Hamburg und Bremen) ein positiver Trend, in der Streuung jedoch ein negativer Trend. Bei den Junimaxima- und -minima ist der Trend unterschiedlich: Lageparameter der Junimaxima positiv, Streuparameter hingegen negativ. Bei den Juniminima findet man beim Streuparameter ebenfalls einen negativen Trend, beim Lageparameter

ist der Trend hingegen nicht einheitlich. Im übrigen zeigen die Lageparameter der Maximumtemperaturen im August und der Streuparameter im Juli einen einheitlichen positiven Trend.

Kurze Wertung und Ausblick

Der Sommer 2003 in Deutschland ist als extrem heiß einzustufen. Die Wahrscheinlichkeit dafür hat systematisch zugenommen, Hand in Hand mit den insbesondere in den letzten Jahrzehnten beobachteten Erwärmungstrends. Im Detail, d.h. bei Betrachtung der einzelnen Sommermonate, der Tagesdaten und in regionaler Auflösung, fällt das Bild jedoch durchaus differenziert aus. Es bleibt aber auch dann beim Befund eines sehr extremen Ereignisses. Die medizinisch-meteorologischen Folgen derartiger Hitzesommer werden im gleichen Band von G. Jendritzky behandelt.

Im allgemeinen sind Hitzesommer auch relativ trocken. Die Korrelation 1901-2003 der sommerlichen Temperatur- und Niederschlagswerte (jeweils Rasterdaten Deutschland) liegt allerdings nur bei - 0,46, was darauf hindeutet, dass heiße Sommer – sicherlich regional sehr unterschiedlich – auch zu Starkniederschlagsereignissen neigen können. Eine statistische Analyse und Bewertung des Sommers 2003 aus niederschlagsklimatologischer Sicht geben Beck et al. in diesem Band.

Wir danken dem Umweltbundesamt (UBA) und dem Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF, im Rahmen von DEKLIM) für die Förderung unserer Untersuchungen. In Form weiterer Publikationen und Berichte werden wir noch ausführlicher auf das sehr bemerkenswerte Phänomen des Sommers 2003 in Deutschland eingehen.

Literatur

- Grieser, J., S. Trömel, C.-D. Schönwiese, 2002: Statistical time series decomposition into significant components and application to European temperature. – *Theor. Appl. Climatol.* 71, 171-183.
- Rapp, J., 2000: Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. – Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Bericht Nr. 212.
- Schönwiese, C.-D., 2000: *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. – 3. Aufl., Borntraeger, Stuttgart.
- Schönwiese, C.-D., 2003: *Klimatologie*. – 2. Aufl., Ulmer (UTB), Stuttgart.
- Schönwiese, C.-D., T. Staeger, S. Trömel, 2004: The hot summer 2003 in Germany. Some preliminary results of a statistical time series analysis. – *Meteorol. Z.*, in print.
- Staeger, T., 2003: Empirisch-statistische Analyse von Wechselbeziehungen zwischen Klimasystem und Anthroposphäre in neoklimatologischer Zeit. – *Berichte des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main* Nr. 107.
- Trömel, S., C.-D. Schönwiese, 2003: A generalized method of time series decomposition into significant components including probability assessments of extreme events and application to observational German precipitation data. – *Meteorol. Z.*, submitted.

Hydroklimatologische Einordnung der in Europa extremen Jahre 2002 und 2003

B. Rudolf

Eine Schlagzeile im Magazin „Focus“ (Heft 34/2003) lautete „Omega-Glut über Europa“. Im Rundfunk schwärmten die Wettergurus der Unterhaltungsprogramme monatelang vom „Supersommer“. Die Kehrseite war eine extreme Dürre, deren volkswirtschaftliche Folgeschäden fast so hoch waren wie die des Elbehochwassers (Münchener Rück, Berz 2004).

Das Nordwestradio brachte am 27. Juli 2003 eine Sendung mit dem Titel „Schwere Fluten im Jahr 2002 und nun die Dürre. Sind das die Anzeichen der globalen Klimaänderung?“ Den Kontrast zur Dürre bildete das Jahrhunderthochwasser der Elbe im August 2002 (Rudolf & Rapp, 2003). Augenscheinlich sind extreme Wetterlagen zum Ende des 20. Jahrhunderts besonders häufig aufgetreten. Aufeinanderfolgende gegensätzliche Extreme traten allerdings auch früher auf: So war z.B. das Einzugsgebiet des Rheins im Sommer 1993 sehr trocken, im Dezember desselben Jahres trat dennoch ein Jahrhunderthochwasser auf (Abb. 1).

Mit Bezug auf den DWD geht der Focus-Artikel auf die Ursache der Hitzeperiode ein, die beständige Lage eines Hochs über Mitteleuropa. Deutlich wird die europäische Dimension: Klimatische Phänomene und Strukturen, im Besonderen die räumliche Verteilung jahreszeitlicher Anomalien können nicht durch auf Deutschland begrenzte Analysen allein bewertet werden. Auch für die regionale Ausprägung sind die ursächlichen Mechanismen im komplexen globalen physikalischen System Atmosphäre-Ozean-Landoberfläche zu suchen bzw. zu finden, wobei auch die Entwicklung der Schnee- und Eisbedingungen im arktischen Raum wegen der Verbindung mit der Nordatlantischen und Arktischen Oszillation von Bedeutung sind.



Abb. 1 Jahrhunderthochwasser von Rhein und Mosel im Dezember 1993 und im Januar 1995 (Foto: BfG Koblenz) und das im Sommer 1993 ausgetrocknete Flussbett (Foto: Münchener Rück).

Lufttemperatur und Sonnenscheindauer sind die Klimagrößen, die den vergangenen extremen Sommer primär charakterisieren. Beide Größen haben auch einen wesentlichen Einfluss auf das hydrologische Gleichgewicht an der Erdoberfläche: Solange die Böden noch feucht sind, bestimmen die Lufttemperatur und besonders die Sonneneinstrahlung (Intensität und Dauer) die Verdunstungshöhe. Eine erhöhte Lufttemperatur würde also auch bei durchschnittlichen Niederschlägen zu einer Austrocknung der Böden führen. Eine im Jahresdurchschnitt um 1°C erhöhte Lufttemperatur müsste, grob geschätzt, durch 10 bis 20 mm mehr Niederschlag im Jahr kompensiert werden, um das hydro-klimatische Gleichgewicht zu erhalten (Roth, 1994).

Nach einer Analyse von Luterbacher et al. (2004) ist das Jahr 2003 für ganz Europa als das wärmste Jahr seit 500 Jahren einzustufen. Die Anomalie der Lufttemperatur lag im Sommermittel 2003 (Juni bis August) über ganz Mitteleuropa bei Werten zwischen $+2^{\circ}$ und $+5^{\circ}$ Celsius. Die übernormal warme Zone reichte vom mittleren Nordatlantik bis über die Grenze Russlands hinaus und von Nordafrika bis zur Arktis (Abb. 2). Die räumliche Verteilung spiegelt die Omegastruktur der Großwetterlage mit einem genau über Europa liegenden blockierenden Hoch wider. Die Verlagerung der sog. „Rossby-Wellen“ in der atmosphärischen Westströmung, d.h. der Folge von Hochdruckrücken und Tiefdrucktrögen in den mittleren Breiten, hängt von der Ostwestausdehnung dieser Wellen ab. Bei kurzen Wellenlängen, Tiefs und Hochs erstrecken sich meist über 1.000 bis 3.000 km, bewegen sich die Wellen von West nach Ost. Erreicht ein Hoch jedoch einen Querschnitt von rund 5.000 km, so bleibt es längere Zeit stationär und leitet die von Westen kommenden Störungen in einem großen Bogen um sich herum.

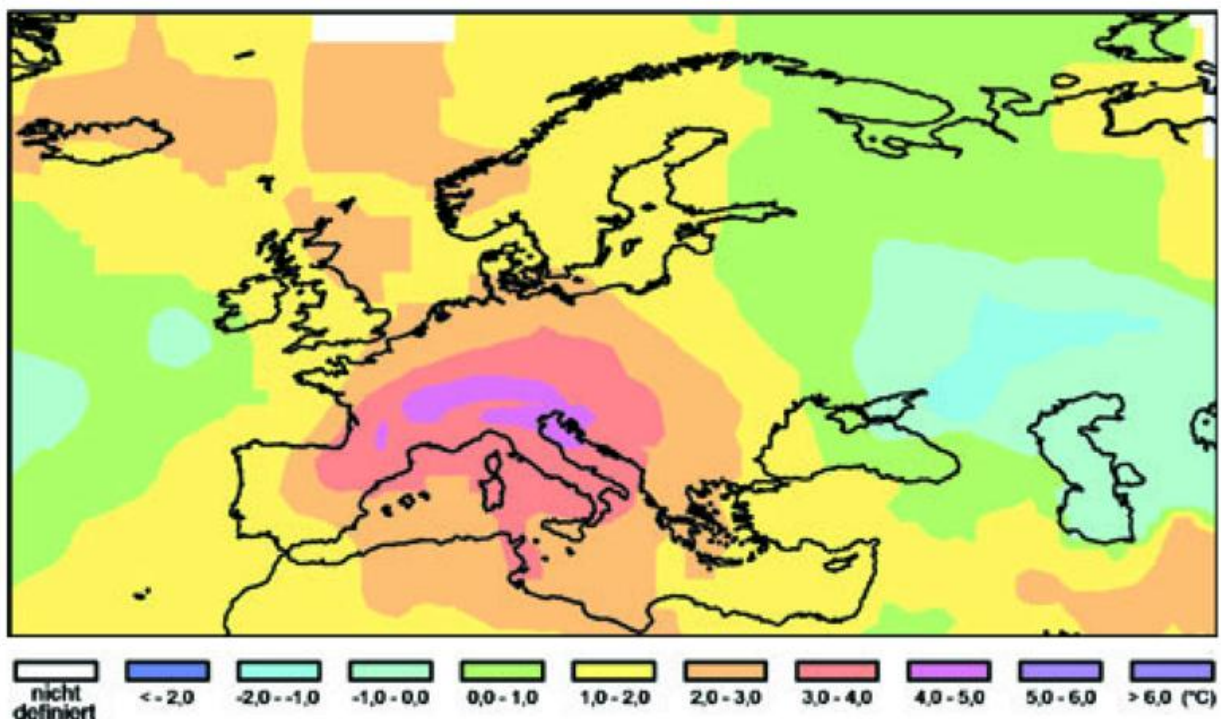


Abb. 2 Anomalie der Lufttemperatur (Abweichung vom Mittel der Periode 1961-90) über Europa im Sommer 2003 (Juni-August), berechnet aus CLIMAT- und Schiffswettermeldungen.

Wurde nun im Sommer 2003 die infolge der Hitze erhöhte Verdunstung durch ein mehr an Niederschlag kompensiert? Bereits die Karten der monatlichen Niederschlagsanomalie des Beitrags „Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa“ in diesem Band (Rudolf, 2004) zeigen, dass das Jahr 2003 in Mitteleuropa im Vergleich zur Normalperiode 1961-1990 überwiegend zu trocken war und in der Jahressumme deutlich weniger Niederschlag als normal gefallen ist.

Über diese Aussage hinausgehend beschreibt der hier vorliegende Artikel für sieben ausgewählte Gebiete aus Europa die Niederschlagsbedingungen im Jahresverlauf für die letzten 18 Jahre. Abbildung 3 zeigt zunächst das prozentuale Verhältnis der Gesamtniederschlagshöhe von 2003 (meteorologisches Jahr Dezember 2002 bis November 2003) zum durchschnittlichen Jahresniederschlag der Periode 1961-1990 in einer ungeglätteten Rasterkarte. Dieser Rasterkarte, wie auch den nachfolgend beschriebenen Auswertungen, liegen die monatlichen globalen Rasterdaten des „Monitoring Product“ des Weltzentrums für Niederschlagsklimatologie (WZN) zugrunde. Dieses Produkt enthält monatliche Gebietsniederschläge, die aus Stationsbeobachtungen für Rasterflächen von 1° mal 1° geographischer Länge und Breite mittels objektiver Analyse berechnet werden (Rudolf et al., 1992). Die Ergebnisse repräsentieren also keine punktuellen Bedingungen sondern Flächenmittel. Das „Monitoring Product“, von dem heute eine Zeitreihe von 18 Jahren (1986 bis 2003) vorliegt, beruht nur auf den frühzeitig weltweit verfügbaren Daten (Rudolf et al., 2003), denn zusätzliche Daten aus dem Ausland kann das WZN wegen der zur Datenaufbereitung bei den jeweiligen nationalen Wetterdiensten anfallenden Zeit erst deutlich später erhalten. Die vorliegende Untersuchung ersetzt daher nicht detailliertere Analysen für die einzelnen Länder, liefert aber in der groben Zeit- und Raumskala realistische Ergebnisse. Eine Zusammenfassung der Witterung im Jahr 2003 für Deutschland liefert der erste Beitrag dieses Bandes („Die Witterung in Deutschland“ Müller-Westermeier & Riecke, 2004).

Auf der Basis der Jahresanalyse für 2003 (Abb. 3) wurden sieben Teilgebiete ausgewählt, deren Lage und Größe aus Abbildung 4 hervorgeht. Als Kriterien für die Gebietsauswahl dienten sowohl die Anomalien, vorzugsweise die Schwerpunkte der Trockengebiete von 2003, als auch die Belegung der Gebiete mit Messdaten von Stationen. Die den Gebieten zugehörigen Diagramme (Abb. 5a-c) zeigen die jeweils von Januar an monatlich bis zum Jahresende aufsummierten Gebietsniederschlagsanomalien für jedes Einzeljahr sowie für das Mittel der 18 Jahre 1986 bis 2003. Für das Gebiet Nordostdeutschland-Westpolen werden zusätzlich vorweg die aufsummierten Gebietsniederschlagshöhen im Vergleich zum Mittel der Normalperiode 1961-1990 dargestellt (Abb. 5a oben). Die Diagramme sind wie folgt zu lesen: Über dem Januar (linker Rand) ist die monatliche Niederschlagshöhe für den Januar abzulesen, über dem Februar die Gesamtniederschlagshöhe für Januar plus Februar etc. Damit ergibt sich über dem Dezember die Jahresniederschlagshöhe.

Zur Darstellung: Die vier über Nordostdeutschland-Westpolen niederschlagsreichsten Jahre (2002, 1998, 1993 und 1994) sind durch Linien in Blau und Violett, die vier in diesem Gebiet trockensten Jahre (2003, 1989, 1992 und 1996) in Rot, Orange und Hellgrün gekennzeichnet. Alle anderen Jahre sind in Grau dargestellt und das Mittel für die 18 Jahre 1986-2003 in Dunkelgrün. Die Zuordnung der Farben zu den Jahreszahlen gilt einheitlich auch für die anderen sechs Gebiete.

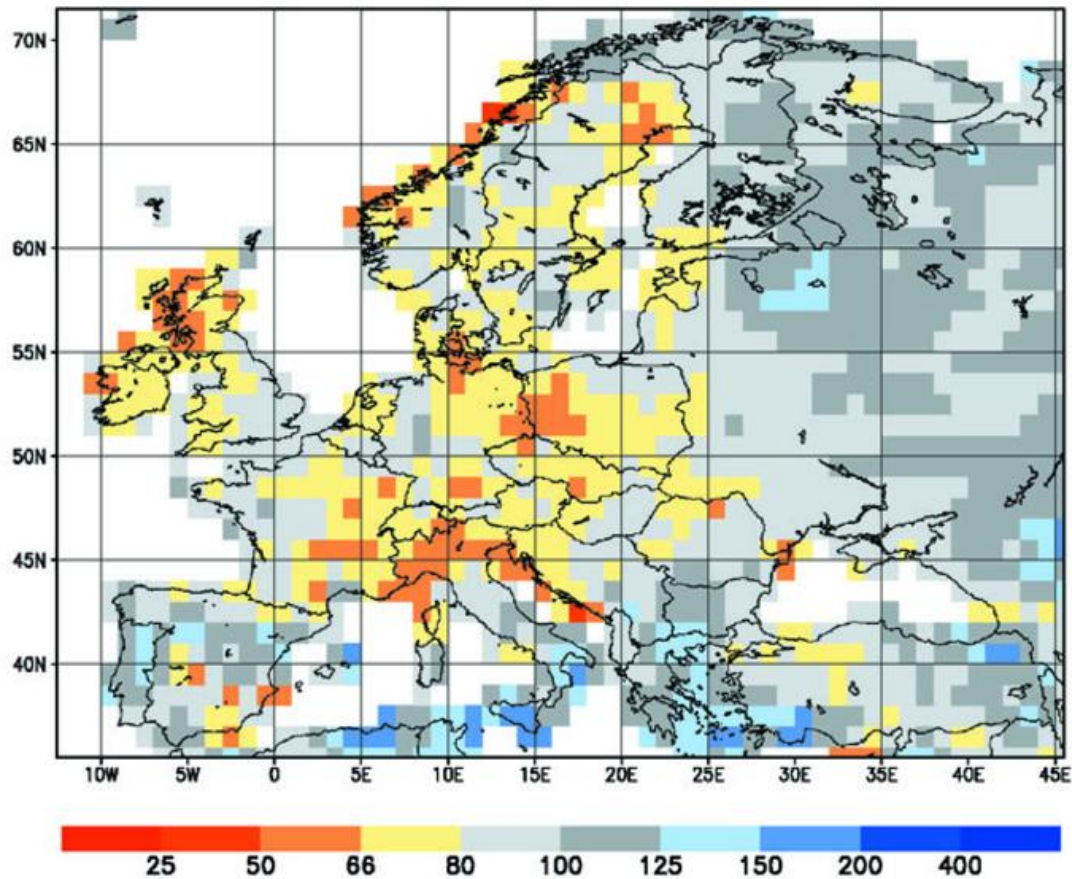


Abb. 3 Jährlicher Niederschlag Dez. 2002 bis Nov. 2003 in Prozent der Mittelwerte 1961 bis 1990.

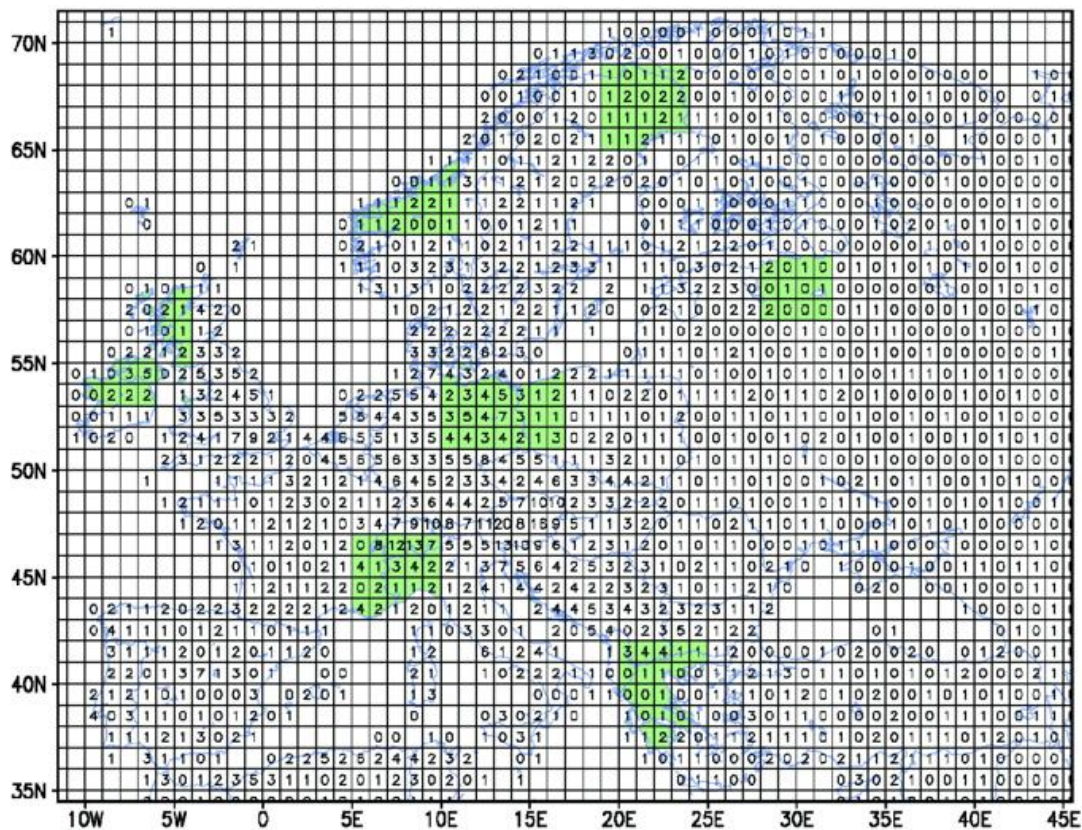
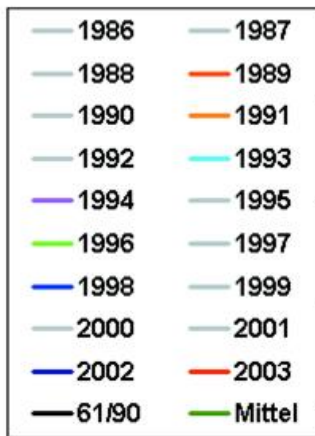


Abb. 4 Lage der sieben ausgewählten Gebiete (grün unterlegt) und Anzahl der verwendeten meteorologischen Stationen in den Gebietsrastern (1° mal 1° geogr. Länge und Breite).



Oben:
Gebietsniederschlagshöhen
Januar bis Dezember.

Mitte:
Gebietsniederschlagsanomalien Ja-
nuar bis Dezember.

Unten:
Gebietsniederschlagsanomalien
Februar bis Dezember

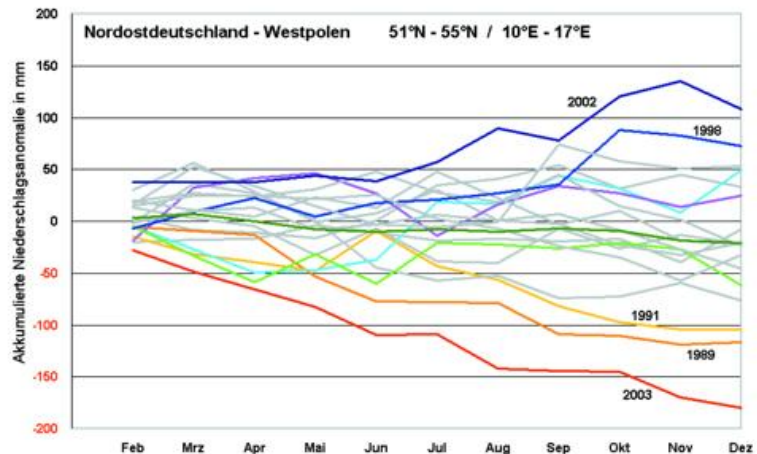
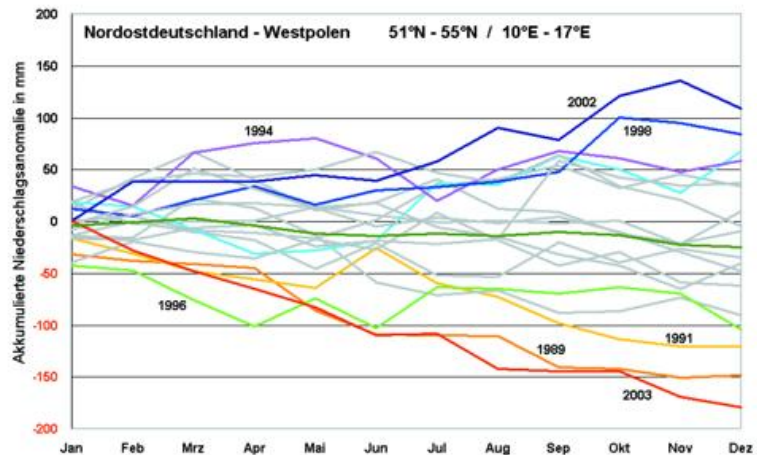
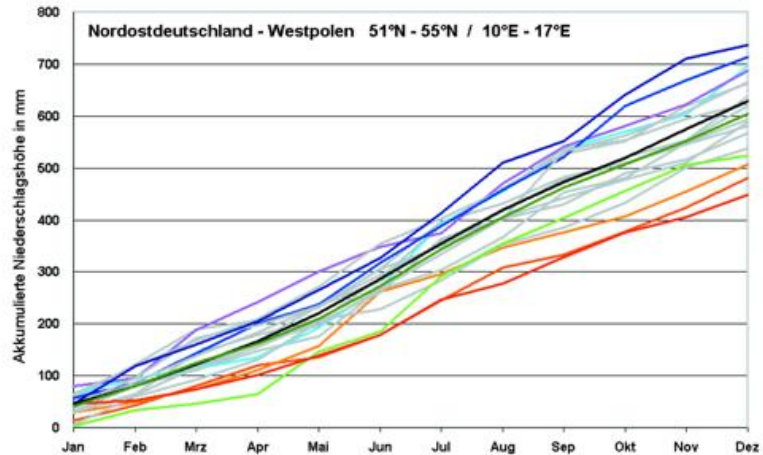


Abb. 5a Im Jahresverlauf (Jan. bis Dez.) akkumulierte monatliche Gebietsniederschläge für das Rastergebiet Ostdeutschland-Westpolen (vgl. Abb. 4)

Für das Gebiet Nordostdeutschland-Westpolen bilden die beiden letzten Jahre (2003 sehr trocken, 2002 sehr nass) die gegensätzlichen Extreme. Die Spanne wird noch deutlicher, wenn der Januar, 2002 eher trocken und 2003 feucht war, unberücksichtigt bleibt, die Bildung der Niederschlagssummen also erst mit dem Februar beginnt. Aus agrarmeteorologischer Sicht ist das sogar sehr sinnvoll: Bei einem Beginn der Vegetationsperiode im März liefern die Februarniederschläge einen Beitrag zur Bodenfeuchte, während die vom Januar herrührende Bodenfeuchte bei einem trockenen Februar größtenteils verdunstet. Die für den Zeitraum 1986-2003 berechnete mittlere Jahresgebietsniederschlagshöhe liegt um etwa 20 mm niedriger als der Mittelwert der klimatologischen Bezugsperiode 1961-1990.

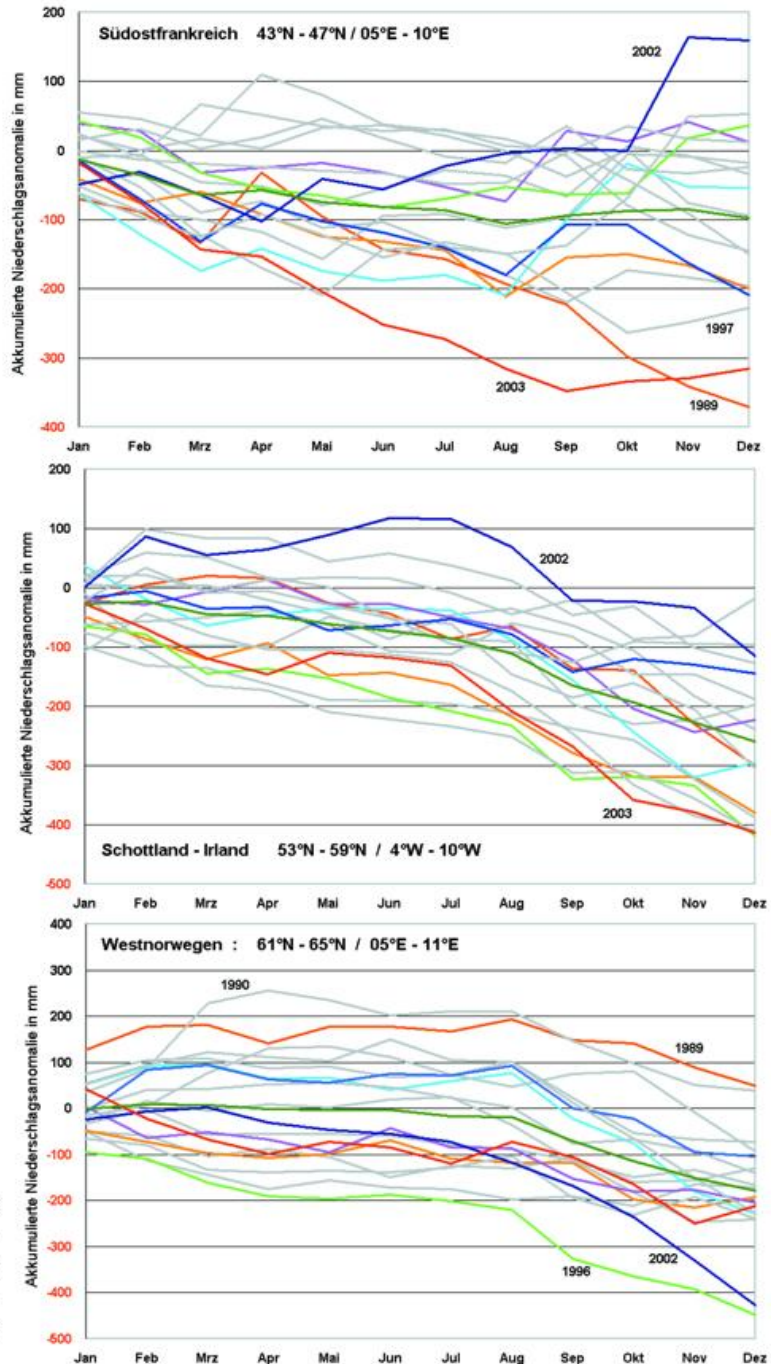
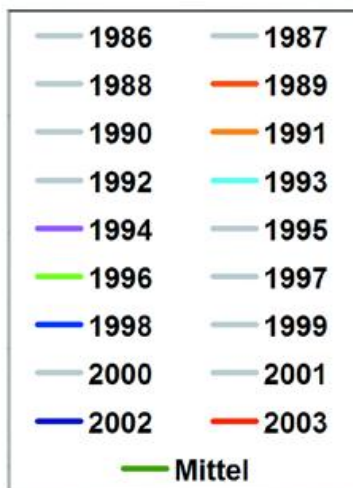


Abb. 5b Im Jahresverlauf (Jan. bis Dez.) akkumulierte monatliche Gebietsniederschlagsanomalien für die Rastergebiete Südostfrankreich, Irland-Schottland und Westnorwegen (vgl. Abb. 4).

Für das über Nordostdeutschland feuchteste Jahr 2002 entsprachen die bis zum Oktober gefallenen Niederschläge dem klimatologischen Durchschnitt, aufgrund der extremen Regenfälle im November wurde 2002 jedoch auch hier zum feuchten Rekordjahr. 2003 war auch im Raum Südostfrankreich bis zum Oktober extrem trocken, wurde aber im Jahresniederschlag noch vom Jahr 1989 unterboten. Bei den am Atlantik gelegenen Küstengebieten (Irland und Schottland, Westnorwegen) fällt für nahezu alle der letzten 18 Jahre ein starker Rückgang der Herbstniederschläge auf. Zur Verifizierung dieser Ergebnisse und deren Interpretation sind Untersuchungen unter Berücksichtigung klassifizierter Großwetterlagen und der Nordatlantischen Oszillation auf der Basis qualitäts- und homogenitätsgeprüfter Datenreihen für einen längeren, weiter zurückreichenden Zeitraum notwendig.

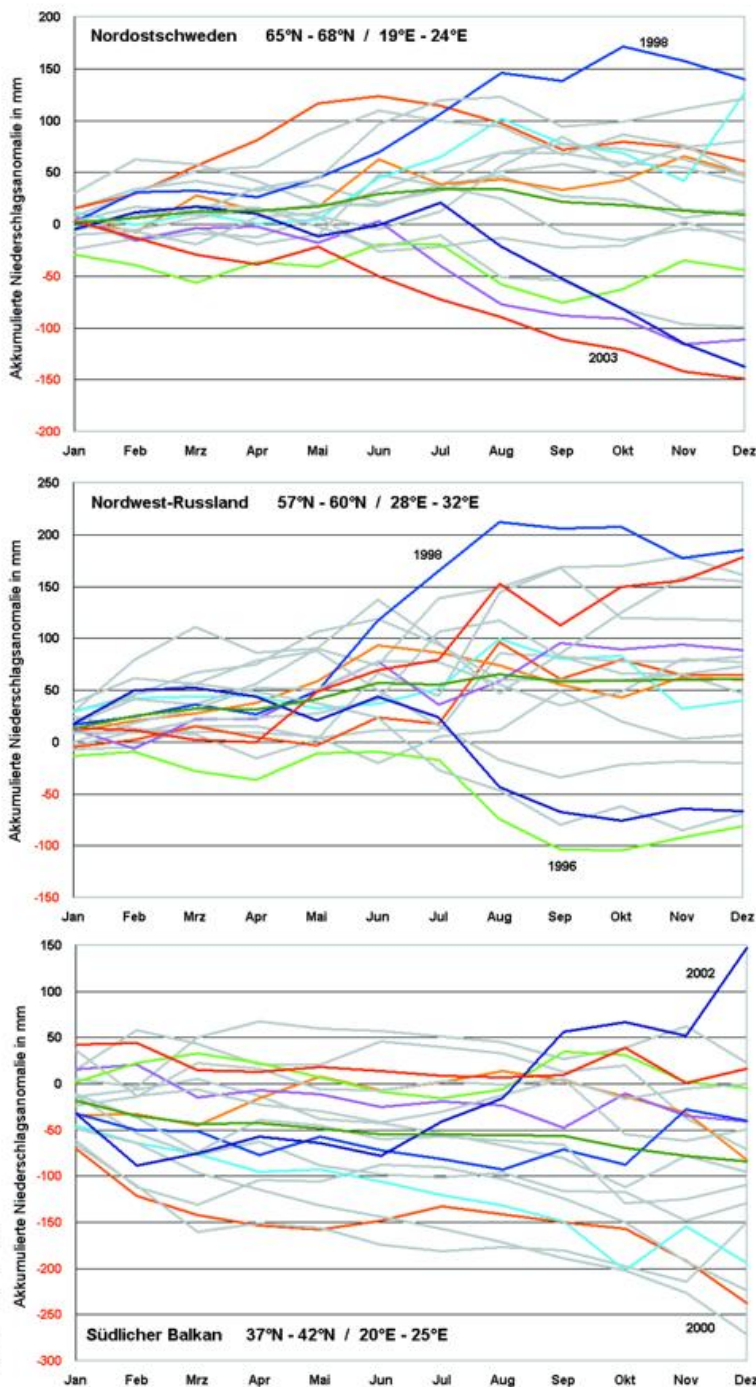
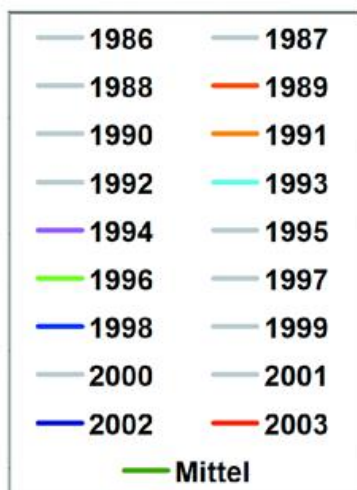


Abb. 5c Im Jahresverlauf (Jan. bis Dez.) akkumulierte monatliche Gebietsniederschlagsanomalien für die Rastergebiete Nordostschweden, Nordwest-Russland und südlicher Balkan (vgl. Abb. 4).

Im Jahr 2003 reichte die warme und niederschlagsarme Zone von Mitteleuropa bis nach Skandinavien, wie die Ergebnisse für Nordschweden zeigen. Nordschweden erhielt allerdings auch schon im Jahr 2002 nach einem sehr trockenen zweiten Halbjahr deutlich unternormale Niederschläge.

Über Nordwest-Russland war die Mehrzahl der 18 Jahre nasser als normal. Die beiden extremen Jahre 2002 und 2003 verhielten sich hier gegenläufig zu Mitteleuropa: Das Jahr 2002 war hier deutlich trockener als normal, das Jahr 2003 dagegen sehr niederschlagsreich. Über dem südlichen Balkan schlugen 2002 die hohen Dezemberniederschläge in der Jahressumme durch, 13 der 18 analysierten Jahre fielen in dieser Region jedoch trockener als normal aus.

Schlussbemerkungen

Der jährliche Witterungscharakter von Europa wird in erster Linie aus der Konstellation der Wetterlagen geprägt. Dies wird, wenn es auch in diesem kurzen Artikel nicht im Einzelnen erläutert ist, aus den Analysen des WZN deutlich. Beim Auftreten extrem nasser Ereignisse sind die Unterschiede innerhalb Europas zeitlich und räumlich stärker ausgeprägt als unter trockenen Bedingungen. Aufgrund des Skalenschieds schließen sich auch eine großräumigen Dürre und das gleichzeitige Auftreten von lokal extremen Starkniederschlägen und Sturzfluten nicht aus, wie es das heiße Jahr 2003 gezeigt hat (Rudolf, 2004).

Die Beurteilung der Häufigkeit oder Eintrittswahrscheinlichkeit seltener extremer Niederschlagsereignisse, für Trockenperioden besonders auch deren Andauer, setzt die Auswertung langer homogenitätsgeprüfter Datenreihen voraus. Betrachtete Größen sind der Trend der Niederschlagshöhe, die Niederschlagsvariabilität, der Trend dieser Variabilität und die Häufigkeitsverteilung klassifizierter Niederschlagshöhenbereiche. Eine an der Universität Frankfurt durchgeführte statistische Analyse belegte eine allmähliche Zunahme der Häufigkeit extrem trockener wie auch feuchter Monate (Grieser, Staeger & Schönwiese, 2000), wobei die Niederschlagsvariabilität stärker als die Mittelwerte zunahm. Die Extremereignisse der beiden vergangenen Jahre passen in dieses Bild, obwohl ein ursächlicher Zusammenhang mit dem Trend nicht bewiesen ist. Als Einzelereignisse hätten sie allerdings auch in der Klima-Spannweite des 20. Jahrhunderts jederzeit auftreten können.

Die in der oben zitierten Untersuchung verwendeten Datenreihen reichen jedoch nur bis zum Jahr 1995. Deshalb führen die Universität Frankfurt und der DWD zur Zeit gemeinsam ein Folgeprojekt mit den Zielen der Entwicklung einer geeigneten globalen Datengrundlage für das 20. Jahrhundert und deren statistischer Analyse durch. Dieses Projekt wird vom Bundesforschungsministerium im Rahmen des Deutschen Klimaprogramms DEKLIM mit einer Laufzeit bis März 2006 gefördert. Erste Analysen wurden vor dem Hintergrund der schweren Fluten im Jahr 2002 und der Dürre im Folgejahr bereits publiziert (Beck & Grieser, 2003 und 2004). Die Ergebnisse beschränken sich allerdings noch auf das Gebiet von Deutschland und sind wegen der noch nicht abgeschlossenen Homogenitätsuntersuchungen als vorläufig anzusehen.

Bei einer weiteren Zunahme der mittleren Lufttemperatur, wie sie durch die Klimamodelle unter der Berücksichtigung der zu erwartenden Treibhausgasemissionen vorhergesagt wird (Graßl & Vieser, 1998; IPCC, 2001), ist auch in Europa mit einer Zunahme und Intensivierung extremer Ereignisse, d.h. hoher Temperaturen wie im Sommer 2003 und Starkniederschlägen wie im Sommer 2002, zu rechnen (Schär et al., 2004). Die Witterung der letzten beiden Jahre könnte daher schon einen Vorgeschmack auf unser zukünftiges europäisches Klima geliefert haben.

Danksagung: Die Karte der Lufttemperaturanomalie wurde freundlicherweise von Frau M. Seilkopf, Seewetteramt Hamburg, für diesen Beitrag bereitgestellt. Den Herren P. Finger, J.N. Breidenbach und P. Stender sei für die Zusammenstellung der Niederschlagsdaten und Unterstützung bei der Auswertung gedankt.

Literatur

- Beck, Ch., J. Grieser und S. Trömel (2004): Die Trockenperiode des Jahres 2003 in Deutschland im Kontext langzeitlicher Niederschlagsvariabilität. Klimastatusbericht 2003, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, 2004.
- Berz, G. (2004): persönliche Mitteilung.
- Graßl, H., und H. Vieser (1998): Des Menschen gefährlichstes Experiment: Dürre, Flut und Stürme. Bild der Wissenschaft, Heft 11-1998, S. 61-72.
- Grieser, J., und C. Beck (2003): Extremniederschläge in Deutschland - Zufall oder Zeichen? DWD Klimastatusbericht 2002, im Selbstverlag des Deutscher Wetterdienstes, Offenbach am Main 2003.
- Grieser, J., Staeger, T., Schönwiese, C.-D. (2000): Statistische Analysen zur Früherkennung globaler und regionaler Klimaänderungen aufgrund des anthropogenen Treibhauseffektes. Bericht 103, Inst. Meteorol. Geophys. Univ. Frankfurt a.M., 228 S.
- IPCC (2001): Climate Change 2001 – The Scientific Basis. Summary for Policymakers and Technical Summary of the Working Group I Report of the International Panel on Climate Change (IPCC). Zu beziehen durch: IPCC Secretariat c/o World Meteorological Organization (WMO), Genf.
- Luterbacher, J., D. Dietrich, E. Xoplaki, M. Grosjean, H. Wanner (2004): European Seasonal and Annual Temperature Variability, Trends, and Extremes Since 1500. Science, 303, S. 1499-1503.
- Müller-Westermeier, G., und W. Riecke (2004): Die Witterung in Deutschland 2003. Klimastatusbericht 2003, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, 2004.
- Rudolf, B. (2004): Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa: Klimastatusbericht 2003, Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main, 2004.
- Rudolf, B., T. Fuchs, U. Schneider & A. Meyer-Christoffer (2003): Introduction of the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC). Deutscher Wetterdienst, Offenbach a.M., Germany. 16 pp. Internetpublikation unter <http://gpcc.dwd.de/>.
- Rudolf, B., H. Hauschild, M. Reiß und U. Schneider (1992): Beiträge zum Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie - Contributions to the Global Precipitation Climatology Centre. Meteorologische Zeitschrift N. F. 1 Nr. 1, 7-84.
- Rudolf, B., und J. Rapp (2003): Das Jahrhunderthochwasser der Elbe: Synoptische Wetterentwicklung und klimatologische Aspekte. Klimastatusbericht 2002, Deutscher Wetterdienst, ISBN 3-88148-388-8, S. 172-187.
- Roth, R. (1994): Einige Bemerkungen zum Klimaimpaktproblem auf der Basis der Klimaklassifikation von Köppen und Geiger anlässlich des 100. Geburtstages von R. Geiger. Meteorol. Zeitschrift N.F. 3(4), S. 250.
- Schär, Ch., P. L. Vidale, D. Lüthi, Ch. Frei, Ch. Häberli, M. A. Liniger & Ch. Appenzeller (2004): The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. Nature, Vol. 427, Jan. 2004, S. 332-336.

Die Trockenperiode des Jahres 2003 in Deutschland im Kontext langzeitlicher Niederschlagsvariabilität

Ch. Beck, J. Grieser, S. Trömel

- Historische Minima der Flusspegelstände in verschiedenen deutschen Flussgebieten (z.B. wird Ende September 2003 mit 50 cm der niedrigste Wasserstand des Rheins am Pegel Emmerich seit Beginn der Pegelmessungen 1804 erreicht),
- in Brandenburg wird aufgrund des akuten Waldbrandrisikos die Waldbrandstufe drei ausgerufen,
- für einige Gemeinden Thüringens kann die Trinkwasserversorgung nur noch mittels Tankwagen sichergestellt werden.



Abb. 1 Das Dorf Asel, gegründet 1317, erbaute 1890 diese Brücke. Wegen des Baus der Edertalsperre wurde das Dorf umgesiedelt und 1914 geflutet. Durch den Jahrhundertsommer senkte sich der Wasserspiegel im Jahr 2003 soweit, dass neben vielen versunkenen Bauruinen auch diese gut erhaltene Brücke wieder ans Tageslicht trat. (Foto und Text von Matthias Heitwerth)

Dies sind nur drei Beispiele für jeden erkennbarer Folgen einer langanhaltenden Phase defizitären Niederschlagsaufkommens in 2003, die nicht nur klimatologisches Phänomen war sondern auch von ökonomischer Relevanz ist (Münchener Rückversicherungsgesellschaft).

Im vorliegenden Beitrag soll der Frage nachgegangen werden, wie die Trockenheit des Jahres 2003 bei vergleichender Betrachtung mit der Niederschlagsentwicklung in Deutschland im 20. Jahrhundert zu bewerten ist, inwieweit sie als Konsequenz systematischer Veränderungen des Niederschlagsgeschehens aufgefasst werden kann und welchen langzeitlichen Variationen ihre Eintrittswahrscheinlichkeit unterliegt. Nach einer kurzen Beschreibung und Einordnung der Trockenheit in den langzeitlichen Kontext erfolgt in den darauffolgenden Abschnitten zunächst eine Untersu-

chung der Änderungen im Auftreten von Trockentagen und in der Andauer von Trockenperioden. Abschließend wird anhand einer statistischen Modellierung monatlicher stationsbezogener Niederschlagsreihen die zeitliche Änderung der Wahrscheinlichkeit für das Eintreten eines solchen Ereignisses in räumlicher Differenzierung untersucht.

Charakterisierung der Trockenphase des Jahres 2003 in Deutschland

Eine Übersicht der monatlichen Niederschlagssummen (Deutschlandmittel) während der ersten 10 Monate des Jahres 2003 (Tabelle 1, Quelle: Klimainformationssystem des Deutschen Wetterdienstes - <http://www.dwd.de/de/FundE/Klima/KLIS/index.htm>) verdeutlicht zum einen, dass bei monatspezifischer Betrachtungsweise die Niederschlagssumme jedes Einzelmonats des vergangenen Jahres innerhalb des Zeitraums von 1901 bis 2000 mehrmals unterschritten wurde. Selbst die Niederschlagssummen im Februar und August - den Monaten mit den deutlichsten Niederschlagsdefiziten im Vergleich zum vieljährigen Mittel des Bezugszeitraums (1961-1990) - wurden im letzten Jahrhundert noch in 9 bzw. in 2 Monaten unterboten. Der relativ gesehen feuchteste Einzelmonat Mai nimmt sogar nur den 49. Rangplatz ein. Zum anderen offenbart Tabelle 1 aber, dass aus den einzelnen, zum Teil nicht außergewöhnlich niedrigen Monatssummen insgesamt gesehen in Deutschland eine bemerkenswert langanhaltende Phase unterdurchschnittlicher Niederschläge von Februar bis September resultiert, die, in Verbindung mit zeitweise stark überdurchschnittlichen Temperaturen (siehe Schönwiese et al. in diesem Band), die eingangs erwähnten Auswirkungen auf natürliche und gesellschaftliche Systeme zeigte.

Geht man von der Annahme aus, dass das Niederschlagsgeschehen in Deutschland keinen langfristigen Änderungen unterliegt, setzt man also Stationarität voraus, so lassen sich die auf 100 Beobachtungsjahre bezogenen Anzahlen von Unterschreitungen der für verschiedene Zeiträume aggregierten Niederschläge (Tabelle 1) als Wahr-

Tab. 1 Monatsniederschläge des Jahres 2003 (Januar bis Oktober) in Deutschland, relative Abweichungen vom vieljährigen Mittel (Bezugswert 1961-1990), Anzahl der Unterschreitungen bzgl. der Periode 1901 bis 2000 und daraus abgeleitete Wiederkehrzeit.

Monat	Niederschlag [mm]	Abweichung vom Bezugswert in %	Anzahl der Unterschreitungen	Wiederkehrzeit [Jahre]
Januar	79.3	+30.4	823	1.2
Februar	19.6	-60.2	9	11.1
März	26.8	-52.6	14	7.1
April	37.1	-36.3	21	4.8
Mai	63.8	-10	48	2.0
Juni	52	-38	9	11.1
Juli	66.5	-14.2	21	4.5
August	33.2	-57	2	50
September	50.2	-17.9	30	3.3
Oktober	72.6	+30.1	691	1.4
Frühling	127.8	-31.8	10	9.1
Sommer	151.8	-36.6	4	25
Feb. – Aug.	299.2	-39	1	100
Feb. - Sep.	349.2	-35.78	4	25

scheinlichkeiten für das Auftreten entsprechender Trockenphasen interpretieren. Der Kehrwert dieser Wahrscheinlichkeit kann dann als Schätzwert für die Wiederkehrzeit des jeweiligen Ereignisses aufgefasst werden. Für die Einzelmonate des Zeitraums Februar bis September ergeben sich so Wiederkehrzeiten zwischen etwa zwei (Mai) und 50 Jahren (August) und bei saisonaler Zusammenfassung Wiederkehrzeiten von neun (Frühling) bzw. 25 Jahren (Sommer). Betrachtet man aber den Zeitraum von Februar bis August, so erhält man eine geschätzte Wiederkehrzeit von 100 Jahren. Während also die unterdurchschnittlichen Niederschläge der Einzelmonate mehrheitlich nicht als extrem seltene Ereignisse bezeichnet werden können, trifft dies für die übergreifende Periode von Februar bis August umso mehr zu. Bei dieser Abschätzung von Wiederkehrzeiten aus relativen Häufigkeiten ist jedoch große Vorsicht geboten, insbesondere wenn der Berechnung sehr wenige Ereignisse zugrundeliegen. So suggeriert ein einmal in hundert Jahren aufgetretenes Ereignis ein Hundertjahreereignis, ein zweimal beobachtetes schon ein Fünfzigjahreereignis. Bei Betrachtung eines vom letzten Jahrhundert abweichenden hundertjährigen Bezugszeitraums, hätten wir demnach auch deutlich divergierende Ergebnisse erhalten können.

Detailliertere Aussagen zur Wiederkehrzeit der Trockenheit des Jahres 2003 werden wir im weiteren auf der Grundlage der Ergebnisse einer statistischen Modellierung der Niederschlagsreihen formulieren. Zuvor soll aber die Frage beantwortet werden, wie das Auftreten der oben kurz charakterisierten außergewöhnlich langanhaltenden Trockenperiode des Jahres 2003 in den Kontext langzeitlicher Variabilität der Häufigkeit und Persistenz von Trockentagen in Deutschland einzuordnen ist.

Langzeitliche Veränderungen der Auftrittshäufigkeit von Trockentagen sowie der Andauer und des Beginns von Trockenperioden

Zur Analyse langzeitlicher Veränderungen von Trockenheiten in Deutschland für den Bezugszeitraum von Februar bis August (182 Tage) werden stationsbezogene Tagesdaten des Niederschlags von 83 deutschen Stationen für den Zeitraum von 1901 bis 2000 analysiert (zur räumlichen Verteilung der Stationen siehe Abb. 1). Als Trockentage werden dabei solche Tage aufgefasst, an denen bis zu 1 mm Niederschlag gefallen ist. Um weitergehende Aussagen zu Variationen der Dauer und des Eintrittsdatums von Trockenperioden zu ermöglichen, wird darüber hinaus für jedes Jahr die längste Periode bestimmt innerhalb derer an allen aufeinanderfolgenden Tagen nicht mehr als jeweils 2 mm Niederschlag gemessen wurde (maximum number of consecutive dry days, entsprechend der Definition des UK Met Office im Rahmen des UK Climate Impact Programme).

In einem ersten Untersuchungsschritt wird zunächst für jede der 83 Stationen und jeweils alle drei Untersuchungsvariablen (Anzahl Trockentage, Dauer und Eintrittsdatum der längsten Trockenperiode) ein Mann-Kendall Trendtest durchgeführt, der Aufschluss über Vorzeichen und Signifikanz langzeitlicher Änderungstendenzen gibt.

Die in Tabelle 2 zusammengefassten Ergebnisse verdeutlichen, dass bezüglich der Anzahl der Trockentage und der Länge der längsten Trockenperiode nur an wenigen Stationen signifikante Trends ausgeprägt sind. Zwar überwiegen zahlenmäßig in beiden Fällen die Stationen mit signifikant negativem Trend, diese Häufungen erreichen

aber keine statistische Signifikanz.

Hingegen zeigt sich bezüglich des Eintrittsdatums der längsten Trockenperiode ein ausgeprägtes hochsignifikantes Übergewicht von Stationen, an denen eine signifikante Verschiebung des Beginns der Trockenphase, und zwar auf ein späteres Datum, festgestellt werden kann.

Tab. 2 Zusammenfassung der Ergebnisse der Mann-Kendall Trendtests der Untersuchungsvariablen: Anzahl der Stationen mit signifikant positivem/negativem Trend und Signifikanz der Häufung von Sta-

Variable	Anzahl der Stationen mit sign. negativem Trend	Anzahl der Stationen mit sign. positivem Trend	Signifikanz der Anzahl der Trends
Anzahl Trockentage	7	4	Unsign.
Länge Trockenperiode	6	1	Unsign.
Beginn Trockenperiode	0	16	99.99%

tionen mit signifikantem Trend des dominierenden Vorzeichens.

Zur Abschätzung der Größenordnung dieser Veränderungen erfolgte in einer weiteren Untersuchung der Vergleich der variablenspezifischen Mittelwerte der ersten und der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts, wobei für die Ergebnisdarstellung in Tab. 3 die Mittelwerte und die Differenzen (zweite Hälfte minus erste Hälfte) jeweils über alle Stationen gemittelt wurden.

An einer deutlich überwiegenderen Anzahl von Stationen ist in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts (1951-2000) sowohl die Anzahl der Trockentage im Zeitraum Februar bis August als auch die Andauer der längsten Trockenperiode im entsprechenden Zeitraum gegenüber der ersten Hälfte des Jahrhunderts (1901-1950) reduziert. Gemittelt über alle Stationen ergibt sich eine Abnahme der Häufigkeit von Trockentagen um etwa einen Tag und eine Verkürzung der längsten Trockenphase um etwas mehr als einen halben Tag. In beiden Fällen ist die Häufung von Stationen mit Veränderungen negativen Vorzeichens statistisch signifikant.

Betrachtet man die stationsspezifischen Ergebnisse, so zeigt sich eine ausgeprägte Schwankungsbreite der Unterschiede zwischen den beiden Vergleichszeiträumen von zwölf Tagen Abnahme bis zu 7 Tagen Zunahme bezüglich der Anzahl von Trockentagen und von 4 Tagen Reduzierung bis zu etwa 2 Tagen Verlängerung hinsichtlich der Dauer der längsten Trockenperiode.

Erhebliche Unterschiede zwischen den einzelnen Stationen bestehen auch in Hinblick auf den Beginn der längsten Trockenphase, der im Mittel über alle Stationen in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts auf den 13. April fällt und damit gegenüber dem Zeitraum 1901-1950 etwa sechs Tage später registriert wird. Bei stationsspezifischen Veränderungen im Bereich von -18 bis zu +32 Tagen überwiegen insgesamt aber deutlich und statistisch hochsignifikant diejenigen Stationen für die in der zweiten Jahreshälfte ein späterer Eintrittstermin festgestellt werden kann (61 von 83 Stationen).

Angesichts der sehr heterogenen räumlichen Verteilung der zur Verfügung stehenden Stationen (siehe Abb. 1) sind Aussagen zu regionalen Differenzierungen der Untersu-

chungsergebnisse nur eingeschränkt möglich. Dennoch lässt sich für die Veränderungen hinsichtlich Persistenz und Beginn der längsten Trockenphasen feststellen, dass sich die ausgeprägtesten Andauerreduzierungen und die deutlichsten Verschiebungen des Eintrittstermins auf ein späteres Datum in Süddeutschland und dort, bezüglich der letztgenannten Untersuchungsvariable vor allem im Voralpenraum und im Bayerischen Wald manifestieren.

Tab. 3 Mittelwerte der Untersuchungsvariablen in erster und zweiter Hälfte des 20. Jahrhunderts und Differenzen (zweite Hälfte minus erste Hälfte), sowie Anzahl negativer und positiver Differenzen

Variable	1. Hälfte	2. Hälfte	Differenz	Anzahl neg. Differenzen	Anzahl pos. Differenzen	Signifikanz
Trockentage	135.75	134.63	-1.12	54	29	99.1
Länge Trockenperiode	19.96	19.39	-.58	52	31	97.2
Beginn Trockenperiode	103.25	109.20	5.95	22	61	99.99

Eine in vergleichbarer Weise nachvollziehbare räumliche Strukturierung der Ergebnisse ist aber bezüglich der langzeitlichen Veränderungen der Auftrittshäufigkeiten von Trockentagen nicht erkennbar.

Vor dem Hintergrund dieser Ergebnisse erscheint die Trockenheit des Jahres 2003 nicht als konsequente Folge der langzeitlichen Entwicklungen von Anzahl und Persistenz von Trockentagen in Deutschland seit 1901 sondern vielmehr als von den Langfristtendenzen unabhängiges Einzelereignis.

Um zu einer weiter differenzierten Bewertung und Einordnung dieses Ereignisses zu gelangen, werden im weiteren die zeitlichen Variationen der Wahrscheinlichkeit seines Auftretens im 20. Jahrhundert untersucht.

Änderungen der Eintrittswahrscheinlichkeit der aggregierten Niederschlagssummen Februar bis August 2003 im 20. Jahrhundert

Um Wahrscheinlichkeiten für das Eintreten der Trockenperiode 2003 sowie deren Änderungen im 20. Jahrhundert abzuschätzen, werden 110 aggregierte Niederschlagsreihen deutscher Stationen für den Zeitraum 1901 bis 2000 statistisch modelliert. Der Wert eines Jahres einer jeden Station beinhaltet hier also die Niederschlagssummen der Monate Februar bis August. Die statistische Modellierung gelingt mittels einer verallgemeinerten Zeitreihenzerlegung (Trömel et al.), welche in der Weiterentwicklung aus einer sukzessiven Strategie (Grieser et al.) zur Berücksichtigung verschiedener Zeitreihenkomponenten hervorgegangen ist. Die Methodik der verallgemeinerten Zeitreihenzerlegung beinhaltet die Möglichkeit auf Basis einer wählbaren Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion Zeitreihen zu beschreiben, indem für zwei der gewöhnlich konstanten Verteilungsparameter Zeitabhängigkeit zugelassen wird. Das bedeutet, für jeden Zeitpunkt der analysierten Reihe, hier z.B. das Niederschlagsaggregat eines Jahres, kann die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion angegeben werden. Da hier Niederschläge mehrerer Monate aufsummiert werden, erscheint bereits die Gaußverteilung statt einer linkssteilen Dichtefunktion wie z. B. der Gumbel- oder der Weibullverteilung adäquat. Das Ergebnis sind 110 zeitabhängige Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der Gaußverteilung zur Beschreibung der Reihen. Im Gegen-

satz zum stationären Fall, also Anpassung einer konstanten Dichtefunktion für den gesamten Beobachtungszeitraum oder der Anpassung mehrerer Dichtefunktionen für innerhalb des Beobachtungszeitraums gleitende Datenfenster, treten an die Stelle konstanten Mittelwerts und Varianz analytische Zeitfunktionen. Zur Beschreibung des Mittelwerts in seinem zeitlichen Verlauf stehen dem Modell Funktionen in Form von Trends bis zur Ordnung 5 sowie niederfrequente Schwankungen, welche durch Polynome der maximalen Ordnung 5 beschrieben werden, zur Verfügung. Für die Varianz können aus einem etwas eingeschränkteren Pool, welcher die starre Basisschwingung des Jahrgangs sowie die Trends der verschiedenen Ordnungen enthält, signifikante Funktionen ausgewählt werden. Welche Funktionen jeweils aus dem entsprechenden Pool zur Beschreibung der beiden Parameter verwendet werden, wird in einem Modellselektionskriterium entschieden, welches an die Stepwise Regression (von Storch und Zwiers) angelehnt ist und zur simultanen Bestimmung zweier Verteilungsparameter einer beliebigen Verteilung statt, wie ursprünglich, des Mittelwerts der Gaußverteilung modifiziert wurde. Wie bereits erwähnt, ist hier zwar keine alternative Verteilung nötig, jedoch die mögliche zusätzliche Variabilität der Varianz.

Zur Beurteilung der Änderungen der Wahrscheinlichkeit für das betrachtete Trockenereignis 2003 im 20. Jahrhundert werden als Schwellenwerte die an der jeweiligen Station beobachteten aggregierten Niederschlagssummen der Monate Februar bis August des Jahres 2003 verwendet. Abbildung 1 veranschaulicht, dass die niedrigsten Werte in Ostdeutschland beobachtet wurden.

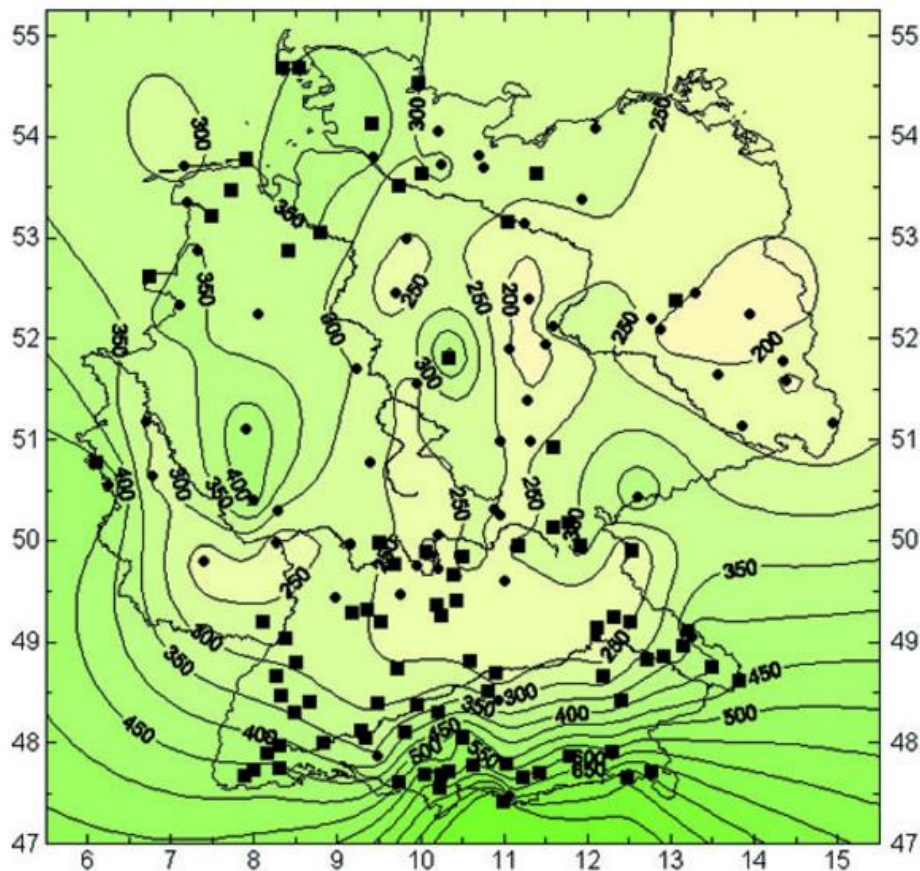


Abb. 1 Niederschlagsaggregate [mm] der Monate Februar bis August im Jahr 2003. Die schwarzen Kreise und Quadrate zusammen markieren die Stationen der 110 verwendeten Niederschlagsreihen monatlicher Auflösung, die Quadrate alleine die 83 Stationen der verwendeten Tagesdaten.

Da das Verfahren die Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion für jeden Zeitschritt einer Reihe liefert, können für jede Station die Unterschreitungswahrscheinlichkeiten für den angenommenen Schwellenwert, den aggregierten Niederschlag der Trockenperiode 2003, in den Jahren 1901 und 2000 gegenübergestellt werden. Abbildung 2 zeigt die Unterschreitungswahrscheinlichkeiten für das Jahr 1901. In den unterschiedlichen Wahrscheinlichkeiten spiegeln sich sowohl die unterschiedlichen Schwellenwerte als auch die verschiedenen statistischen Charakteristika der Zeitreihen wider. An den meisten Stationen war die Eintrittswahrscheinlichkeit für die im Jahr 2003 eingetretene Trockenperiode recht gering. Insbesondere im Osten Deutschlands liegen sehr geringe Wahrscheinlichkeiten vor. Der Vergleich der Abbildungen 2 und 3 bzw. das Überwiegen der blauen Zahlen in Abbildung 3 zeigt nun, dass an einem Großteil der Stationen im Laufe des 20. Jahrhunderts die Wahrscheinlichkeit für die Trockenperiode 2003 noch weiter gesunken ist. In 81 der 110 Fälle liegt die Wahrscheinlichkeit im Jahr 2000 für die Trockenperiode unter 5% und in 62 Fällen sogar unter 3%. In 31 Fällen liegt die Wahrscheinlichkeit unter 1% und entspricht somit einem Ereignis, das höchstens alle 100 Jahre erwartet wird. An 24 Stationen wird es höchstens alle 200 Jahre erwartet. Die Änderungen in den Wahrscheinlichkeiten spiegeln detektierte langfristige Änderungen in den Parametern der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen, also Trends und tieffrequente Änderungen im Mittelwert oder Trends in der Varianz, wider. In den Parametern detektierte Trends sind in Abbildung 4 veranschaulicht. Es zeigt sich, dass die Abnahmen in den Unterschreitungswahrscheinlichkeiten im Süden und Westen Deutschlands vor allem durch positive lineare Trends im Mittel verursacht werden. Die systematische Verschiebung zu höheren Niederschlagsaggregaten der betrachteten Periode Februar bis August bewirkt eine Abnahme in der Eintrittswahrscheinlichkeit geringer Werte.

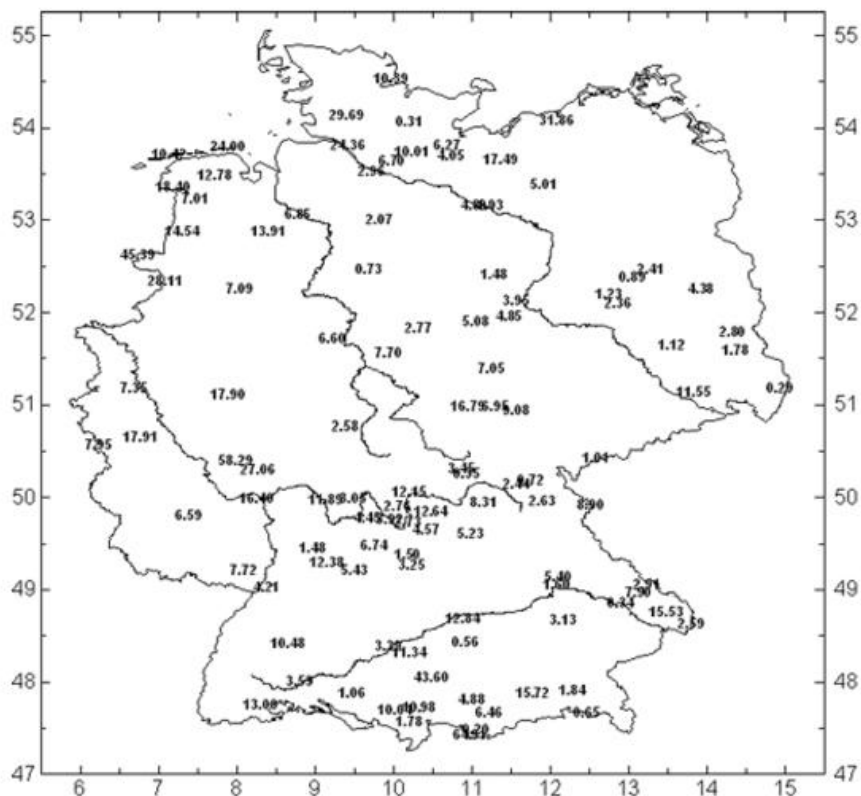


Abb. 2 Wahrscheinlichkeit in % für die beobachtete Trockenperiode 2003 im Jahr 1901 an den betrachteten Stationen.

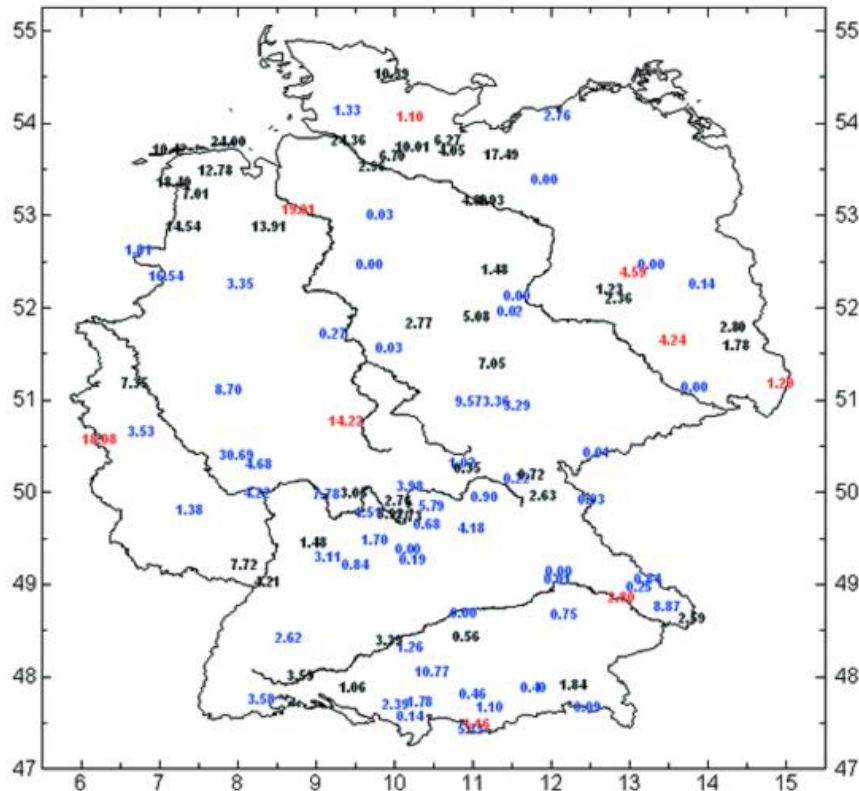


Abb. 3 Wahrscheinlichkeiten in % für die beobachtete Trockenperiode 2003 im Jahr 2000 an den betrachteten Stationen. Blaue Zahlen markieren eine Abnahme der Wahrscheinlichkeit gegenüber 1901, rote Zahlen eine Zunahme und schwarze Zahlen eine unveränderte Wahrscheinlichkeit. Innerhalb der verwendeten Genauigkeit bedeuten die angegebenen Werte von 0,00% Wahrscheinlichkeiten kleiner 0,005%.

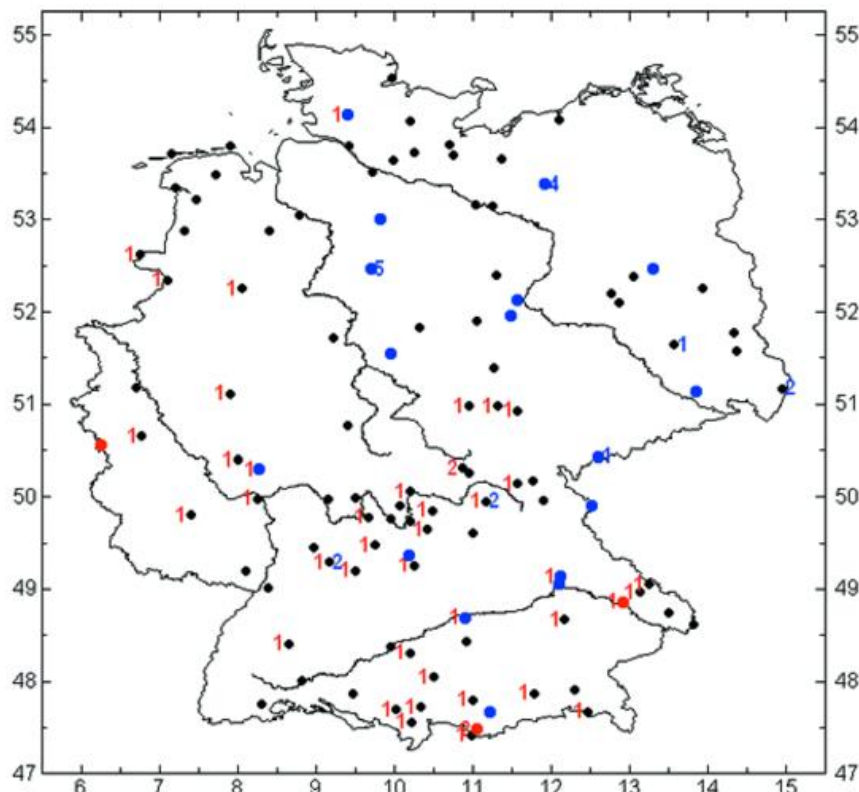


Abb. 4 Rote Zahlen geben die Ordnung signifikanter positiver und blaue Zahlen die Ordnung signifikanter negativer Trends im Mittel wieder. Stationen mit positivem Trend in der Varianz sind durch einen roten und solche mit negativem Trend in der Varianz mit einem blauen Punkt markiert.

Im Osten Deutschlands werden an einzelnen Stationen negative, teilweise progressive Trends im Mittel beobachtet. Überwiegend sind in Ostdeutschland jedoch negative Trends, zumeist 5. Ordnung, in der Varianz zu beobachten. Die Folge sind ebenfalls eine Abnahme der Eintrittswahrscheinlichkeit geringer Niederschlagsaggregate, insbesondere gegen Ende des Beobachtungszeitraums.

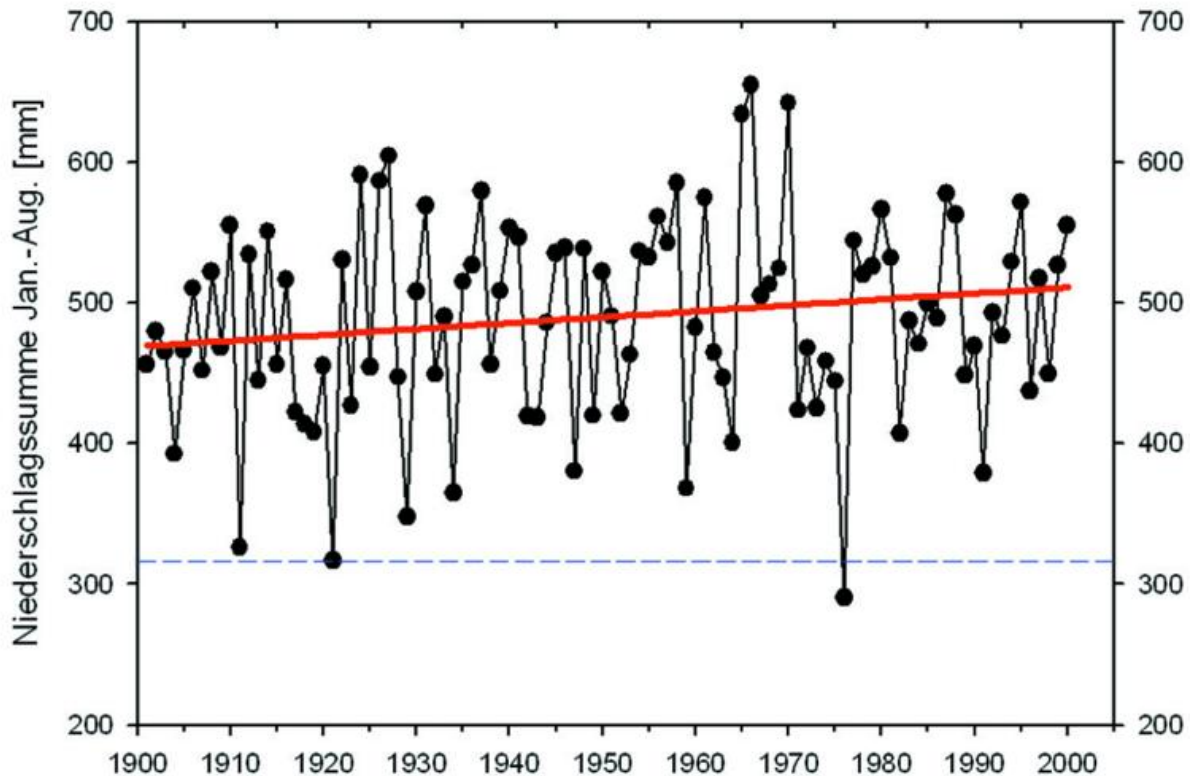


Abb. 5 Zeitreihe aggregierter Niederschlagssummen von Februar bis August gemittelt über 110 Niederschlagsreihen Deutschlands. Die rote Linie markiert den im Mittel detektierten positiven Trend. Das Niederschlagsaggregat von 1976 wird als Extremereignis detektiert. Die gestrichelte blaue Linie kennzeichnet den im Jahr 2003 beobachteten Wert von 316.1mm.

Aufgrund der abnehmenden Variabilität wird hier aber auch ein selteneres Auftreten relativ hoher Niederschlagsaggregate erwartet, was hier jedoch nicht näher betrachtet wird. Kritisch anzumerken ist, dass beobachtete negative Trends 5. Ordnung in der Varianz die Unterschreitungswahrscheinlichkeiten im Jahr 2000 teilweise sehr gering werden lassen. Dies ist letztlich aber nur Ausdruck reduzierter Variabilität innerhalb weniger Jahre am Ende des 20. Jahrhunderts und darf nicht in die Zukunft extrapoliert werden. Lediglich an 9, unstrukturiert über Deutschland verteilten Stationen ist eine Zunahme der Wahrscheinlichkeit niedriger Niederschlagsaggregate zu beobachten. Grund für die Zunahme sind einzelne positive Trends in der Varianz, aber auch glatte tieffrequente Schwankungen im Mittel. In nur zwei Fällen ist die Zunahme durch einen negativen Trend im Mittel verursacht.

Bildet man eine für Deutschland repräsentative Zeitreihe der Niederschlagsaggregate von Februar bis August durch Mittelung über die betrachteten 110 Reihen, ergibt sich die in Abbildung 5 dargestellte Zeitreihe. Im Mittel sind in Deutschland in den Monaten Februar bis August im Jahr 2003 lediglich 316.1mm Niederschlag gefallen. Aufgrund des im Deutschlandmittel ebenfalls detektierten positiven linearen Trends (rote Linie) sinkt die Wahrscheinlichkeit für ein so niedriges Niederschlagsaggregat von

1901 bis 2000 von 1.03% auf 0.16%. Dies entspricht formal einem Anstieg der Wiederkehrzeit von 97 auf 625 Jahre. Das Niederschlagsaggregat von 316.1mm ist in der Zeit von 1901 bis 2000 lediglich einmal und zwar im Jahr 1976 unterschritten worden. Bemerkenswert ist, dass das Jahr 1976 aus der Analyse als Extremereignis hervorgeht, sowohl im Deutschlandmittel als auch in einigen Stationszeitreihen. Das bedeutet gemäß der hier verwendeten Definition, dass das Niederschlagsaggregat von 1976 mit sehr großer Wahrscheinlichkeit aufgrund des ansonsten angepassten statistischen Modells nicht in der betrachteten Zeitreihe erwartet wird.

Zusammenfassung

Ausgehend von den monatlichen Gebietsniederschlägen in Deutschland im Jahr 2003 im Vergleich zu den Gebietsmitteln des letzten Jahrhunderts konnte festgestellt werden, dass jeder einzelne Monat der Trockenperiode des Jahres 2003 bzgl. des Niederschlags keine Rekorde aufgestellt hat. Erst die lange Andauer der Trockenheit suggeriert ein Jahrhundertereignis.

Ein Blick auf die Veränderungen der Niederschlagscharakteristik auf der Basis von stationsbezogenen Tagesdaten verdeutlicht, dass die Anzahl der Trockentage sowie die Länge der längsten Trockenperiode im Zeitraum von Februar bis August im Verlauf des letzten Jahrhunderts abgenommen hat. Der Beginn der längsten Trockenperiode hat sich hingegen deutlich auf ein späteres Datum verschoben.

Eine statistische Zeitreihenmodellierung der Stationsbeobachtungen führt zu weiteren Erkenntnissen. Zusammenfassend ergibt sich, dass die im 20. Jahrhundert beobachteten langfristigen Änderungen in den Zeitreihen der Niederschlagsaggregate der Monate Februar bis August größtenteils mit einer Abnahme der Eintrittswahrscheinlichkeit für die im Jahr 2003 beobachtete Trockenperiode einhergehen. Im Süden und Westen Deutschlands wird die Abnahme überwiegend durch positive lineare Trends im Mittel und im Osten Deutschlands durch negative progressive Trends in der Varianz hervorgerufen. In etwa einem Fünftel der Fälle wird im Jahr 2000 die Wiederkehrzeit für das jeweilige beobachtete Niederschlagsaggregat 2003 größer als 200 Jahre abgeschätzt. Im Deutschlandmittel ist die Wiederkehrzeit im 20. Jahrhundert von 97 auf 625 Jahre angestiegen. Die Trockenperiode 2003 steht entsprechend beobachteter Niederschlagsreihen des 20. Jahrhunderts also nicht im Einklang mit langfristigen Tendenzen sondern ist als zunehmend unwahrscheinlicheres Ereignis einzustufen. Eine noch markantere Trockenperiode wurde 1976 beobachtet.

Danksagung

Die Autoren danken Herrn Peter Stender für die Hilfe bei der Bereitstellung und Aufarbeitung der Beobachtungsdaten. Ganz besonderer Dank geht an Martin Jonas, Dr. Tim Staeger und Prof. Christian-D. Schönwiese für die anregenden Diskussionen.

Literatur

- Grieser, J., Trömel, S., Schönwiese, C.-D.: Statistical time series decomposition into significant components and application to European temperature. *Theor. Appl. Climatol.*, 71, 171-183 (2002).
- Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft: TOPICS geo-AnnualReview: Natural catastrophes 2003. Munich Re 2004
- Storch, H.v., Zwiers, F. W.: Statistical analysis in climate research. Cambridge University Press (1999).
- Trömel, S., Schönwiese C.-D.: A generalized method of time series decomposition into significant components including probability assessments of extreme events and application to observational German precipitation data. Eingereicht bei *Met. Z.* (2003).

Die Auswirkungen der Hitzewelle 2003 auf die Gesundheit

Ch. Koppe, G. Jendritzky, G. Pfaff

Der Wärmehaushalt des Menschen

Über seinen Wärmehaushalt ist der Mensch eng mit der atmosphärischen Umwelt verknüpft, denn der Organismus befindet sich in einer dauernden Auseinandersetzung mit den thermischen Bedingungen. Wärmeproduktion (Stoffwechsel in Form von Grund- und Aktivitätsumsatz) und Wärmeabgabe müssen ins Gleichgewicht gebracht werden, um die Körperkerntemperatur konstant zu halten. Damit werden optimale Bedingungen für alle physiologischen Funktionen gewährleistet. Insbesondere beim gesunden, fitten Menschen arbeitet das Thermoregulationssystem sehr effektiv und passt den Organismus selbst an extreme Bedingungen der Wärmeabgabe an. Diese physiologische Anpassung wird darüber hinaus von Verhaltensanpassung (Bekleidung, Ernährung, Behausung, Aktivitäten, etc.) unterstützt. Unter thermisch indifferenten Bedingungen weisen die Thermoregulationsmechanismen minimale Aktivität auf. Mit zunehmender Wärme- bzw. Kältebelastung steigen jedoch die Anforderungen an das Herz-Kreislaufsystem und die Atmung.

Die **mittlere Strahlungstemperatur T_{mrt}** ist die einheitliche Temperatur einer schwarz strahlenden Umschließungsfläche, die zu dem gleichen Strahlungsgewinn oder -verlust eines Menschen führt wie unter den aktuellen Bedingungen. Über T_{mrt} werden sämtliche kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse auf die Geometrie eines hier aufrecht stehenden Menschen bezogen.

Der Wärmeaustausch des Menschen mit der Atmosphäre erfolgt über die Flüsse fühlbarer und latenter Wärme sowie über Strahlung (Wärmeleitung kann vernachlässigt werden). Dementsprechend spielen neben der Lufttemperatur auch die Windgeschwindigkeit (turbulenter

Transport), der Wasserdampfdruck und die mittlere Strahlungstemperatur eine Rolle. Stand der Technik für die thermophysiologisch relevante Bewertung der thermischen Umgebungsbedingungen ist die Anwendung von kompletten Wärmehaushaltsmodellen des Menschen, die sämtliche Mechanismen des Wärmeaustausches unter Berücksichtigung von Bekleidung mit der metabolischen Rate verknüpfen (VDI 3787 Bl. 2, 1998). Das entsprechende Standardverfahren des DWD ist das Klima-Michel-Modell (Jendritzky et al., 1979; Jendritzky et al., 1990), dessen Wärmehaushaltskern auf der in o.g. VDI-Richtlinie beschriebenen PMV-Gleichung von Fanger (1972) basiert. Allerdings wurde es durch die Übernahme der PMV-Korrektur von Gagge et al. (1986) modifiziert (Jendritzky et al., 2001), um die bei Behinderungen der Wärmeabgabe zunehmend wichtiger werdenden Flüsse latenter Wärme besser zu berücksichtigen. Schließlich kann bei einer Lufttemperatur oberhalb der Hauttemperatur Wärme nur noch über die Verdunstung von Schweiß abgegeben werden, während der sensible Wärmefluss zum Organismus hingerichtet ist.

Das **Predicted Mean Vote PMV** ist ein Maß für das mittlere thermische Empfinden einer größeren Anzahl von Personen auf der psycho-physischen ASHREA-Skala. Ein PMV Wert von 0 entspricht thermischer Behaglichkeit, ein PMV Wert von 1 steht für leicht warme Bedingungen (2 = warm, 3 = heiß, -1 = leicht kühl, -2 = kühl, -3 = kalt).

Die **Gefühlte Temperatur GT** ist die Temperatur einer Referenzumgebung, in der das gleiche Wärme- bzw. Kälteempfinden auftreten würde, wie unter den aktuell wirksamen (gefühlten) Bedingungen. Der Modell-Mensch bewegt sich mit einer Geschwindigkeit von 4 km/h (Wärmeproduktion 135 Wm^2) in der Ebene und passt sich vernünftig über Variationen seiner Bekleidung (zwischen Sommerkleidung 0.5 clo und mitteleuropäischer Winterkleidung 1.75 clo) an, um thermische Behaglichkeit zu erreichen. Weitere Referenzbedingungen sind: Windstille, rel. Luftfeuchte 50%, mittlere Strahlungstemperatur gleich Lufttemperatur, was näherungsweise Schatten entspricht.

Deshalb sind die beiden in der VDI-Richtlinie beschriebenen Verfahren PMV (Predicted Mean Vote) und PET (Physiologisch Äquivalente Temperatur) wegen ihrer unzureichenden Feuchtesensitivität zur Bewertung von Wärmebelastung ungeeignet. Die vergleichsweise untergeordnete Bedeutung des Dampfdrucks auf PET wird auch von Matzarakis und Andrea (2003) bestätigt.

Das Ergebnis einer Klima-Michel-Modell-Berechnung ist die Gefühlte Temperatur GT (engl.: Perceived Temperature PT) (Staiger et al., 1997). Die Bewertung ist für den Aufenthalt im Freien ausgerichtet. Angewandt auf die Bewertungstabelle in VDI 3787 Bl. 2 (1998, dort Tabelle 3) ergibt sich folgende Klassifikation (Tabelle 1):

Der **clo - Wert** ist ein in der Thermophysiologie häufig benutztes Maß für den Wärmedurchgangswiderstand der Bekleidung $1 \text{ clo} = 0,155 \text{ Km}^2/\text{W}$; dies entspricht etwa einem "korrekten Straßenanzug". Leichte Sommerkleidung = 0,5 clo entspricht etwa Jeans/T-Shirt, mitteleuropäische Winterkleidung = 1,75 clo Anzug mit Mantel, Schal, Mütze und Handschuhe. (VDI 3787, BL. 2.2, 1998)

Tab.1 Gefühlte Temperatur GT, thermisches Empfinden und Belastungsstufen

GT in °C	thermisches Empfinden	Belastungsstufe	physiologische Wirkung
38	sehr heiß	extrem	Wärmebelastung
	heiß	stark	
	warm	mäßig	
	leicht warm	schwach	
20	behaglich	keine	Kältestress
	leicht kühl	schwach	
-13	kühl	mäßig	
	kalt	stark	
-39	sehr kalt	extrem	

Hitzewellen

Es existiert noch keine allgemein akzeptierte Definition einer Hitzewelle, z.B. durch die WMO. Grundsätzlich muss eine wirkungsbezogene Definition auf der Anwendung eines thermophysiological relevanten Wärmehaushaltsmodells des Menschen beruhen. Neben der Überschreitung von Schwellenwerten spielen darüber hinaus auch Andauer, Änderungsgeschwindigkeit und Zeitpunkt innerhalb der Saison (Akklimation) eine Rolle.

Alle bisher existierenden Methoden zur Hitzebelastungsvorhersage beruhen auf der Überschreitung von entweder absoluten oder relativen Schwellenwerten, die zur Auslösung eines „Hitzealarms“ führen. Absolute Schwellenwerte haben den Nachteil, dass sie eine Anpassung der Bevölkerung an das lokale Klima nicht berücksichtigen. Das führt in warmen Klimaten zu einer häufigen Überschreitung des Schwellenwertes, während in kälteren Gegenden der Schwellenwert überhaupt nicht erreicht wird. Auch Keatinge et al. (2000) widersprechen der Existenz einer absoluten Schwelle indem sie anhand von Mortalitätsdaten feststellen, dass die Populationen in Europa an ihre regional repräsentativen mittleren Sommertemperaturen angepasst sind. Bei relativen Schwellenwerten wird davon ausgegangen, dass statistisch gesehen überall die gleiche Anzahl von Tagen mit Wärmebelastung auftritt. Überspitzt formuliert gibt es bei der Definition einer relativen Schwelle, z.B. eines Perzentilwertes, in Madrid genauso viele Tage mit Wärmebelastung wie am Nordpol. Das heißt für die existierenden Methoden zur Wärmebelastungsvorhersage wiederum, dass sie auf ein bestimmtes Klima abgestimmt sind und bei einer Übertragung auf andere Gebiete neu kalibriert werden müssen. Sie sind also nicht universell gültig. Zudem beruht keine der existierenden Methoden auf einem kompletten Wärmehaushaltsmodell des Menschen. Ein weiteres Problem besteht in der Handhabung der Hitzewellensaison. Es gibt Hinweise, dass eine Hitzewelle gleicher Intensität im Frühsommer mehr Menschenleben fordert als im Spätsommer, wenn die Menschen akklimatisiert sind (Kyseľý und Huth, 2004). Einige der existierenden Methoden zur Hitzebelastungsvorhersage, z.B. das synoptische Verfahren nach Kalkstein et al. (1996), versuchen dieses Problem durch Einbeziehung der Lage des Tages in einer vorher festgelegten Sommersaison zu berücksichtigen. Außerhalb dieser Sommersaison (oft 15.05.-30.09.) finden entsprechend keine Hitzewarnungen statt.

Eine Lösung dieser Probleme könnte in einer Kombination aus einem absoluten und einem relativen Ansatz unter Verwendung eines thermischen Index bestehen. Das Verfahren, welches derzeit vom Deutschen Wetterdienst entwickelt wird, basiert zum einen auf absoluten Schwellen der Gefühlten Temperatur (GT), die an die VDI Richtlinie 3787 Blatt 2 (VDI 1998) angelehnt sind, zum anderen aus einem relativen Teil, welcher die kurzfristigen Akklimationsprozesse an das regionale Klima widerspiegeln soll. Dieser Ansatz unterscheidet sich zudem von den meisten bereits existenten Verfahren dadurch, dass er wirkungsbezogen ist. Für die absoluten Schwellen wurden die in Tabelle 1 angegebenen Klassengrenzen (20°C, 26°C, 32°C und 38°C) herangezogen. So erstreckt sich beispielsweise der Bereich leichter Wärmebelastung - ohne Berücksichtigung des relativen Anteils - von 20 bis 25,99°C. Die Berechnung des relativen Anteils geht von der Annahme aus, dass sich kurzfristige Akklimations- und De-Akklimationsvorgänge im Zeitraum von wenigen Tagen bis Wochen abspielen. Daher wurden die 12:00 Uhr UTC Werte stellvertretend für das Tagesmaximum und die 0:00 Uhr UTC Werte der Gefühlten Temperatur stellvertretend für das

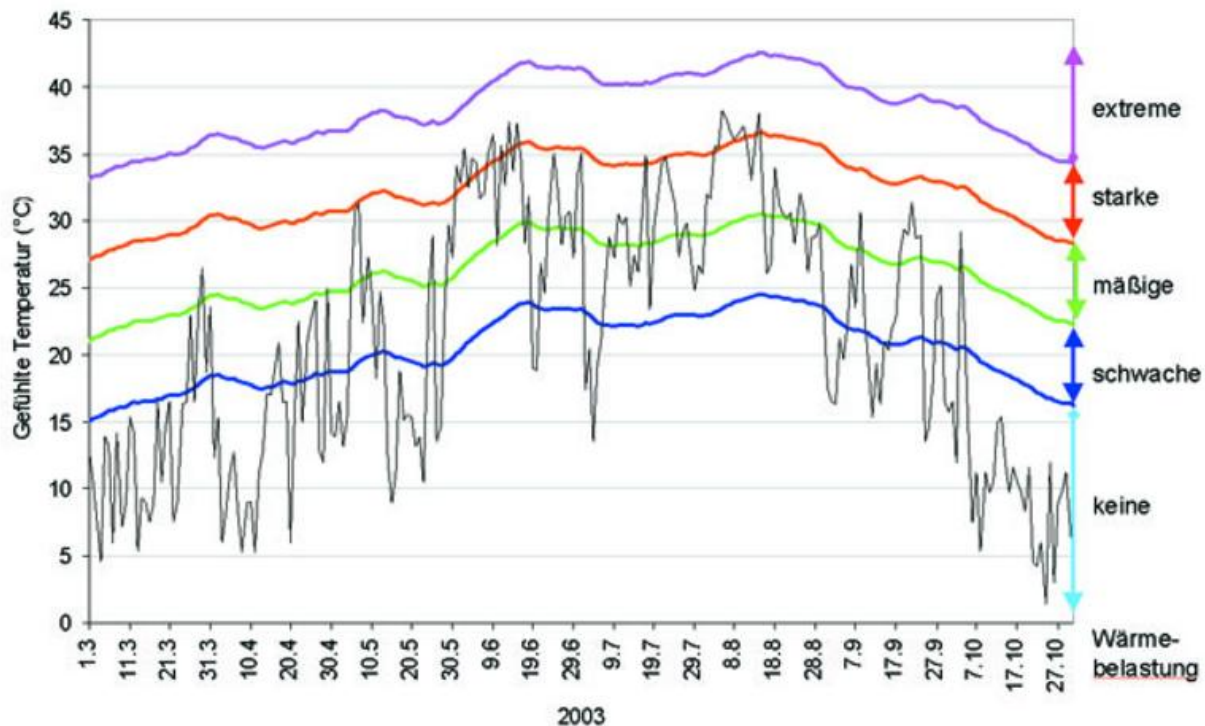


Abb. 1 Verlauf der variablen Schwellenwerte und der 12 Uhr UTC Werte der gefühlten Temperatur für das Jahr 2003 in Karlsruhe. Die 12 Uhr Werte entsprechen nicht zwingend dem Tagesmaximum.

Tagesminimum mit einem halben Gaussfilter, welcher die 30 vorangegangenen Tage einbezieht, geglättet. Der Wert der Filterfunktion stellt die Gefühlte Temperatur dar, an die eine kurzfristige Anpassung angenommen wird.

Dabei wurde in einem ersten Schritt ein konservativer Ansatz zur Wahl der Gewichte zwischen absoluter und relativer Schwelle gewählt. Der absolute Teil wurde mit zwei Drittel und der relative mit einem Drittel gewichtet (de Dear & Schiller Brager 2001). Die Schwelle, ab welcher eine Hitzewarnung ausgegeben wird, verschiebt sich daher im Laufe des Jahres. In Abbildung 1 ist der Verlauf der Schwellen für Wärmebelastung am Beispiel des Sommers 2003 für Karlsruhe dargestellt. Obwohl der Sommer 2003 in Karlsruhe ungewöhnlich heiß war, traten keine Situationen mit extremer Wärmebelastung auf. Bereits für Situationen mit starker Wärmebelastung kommt es in Baden-Württemberg zu einem signifikanten Anstieg der Mortalität (Abbildung 3).

Der Vorteil des hier vorgestellten Verfahrens liegt in der Einbeziehung von Adaptations- und Akklimatisationsvorgängen. Dadurch erübrigt sich eine Anpassung der Hitzebelastungsvorhersage an lokalklimatische Gegebenheiten und eine Festlegung der Sommersaison. Zusätzlich beruht das Verfahren auf einem kompletten Wärmehaushaltsmodell und ist damit thermophysiologisch relevant. Vergleichende Untersuchungen zeigen, dass an Tagen mit starker oder extremer Wärmebelastung eine signifikante Erhöhung der Mortalität festzustellen ist (Abb. 3), und zwar in allen hier zur Vergleichsuntersuchung herangezogenen Gebieten (Lissabon, Madrid und Baden-Württemberg). Die unterschiedliche Höhe des Mortalitätsanstiegs während Tagen mit starker oder extremer Wärmebelastung könnte an der unterschiedlichen Vulnerabilität liegen. Die Vulnerabilität hängt unter anderem auch von sozioökonomischen Faktoren ab, welche in dem hier vorgestellten Hitzewarnverfahren nicht berücksichtigt wurden.

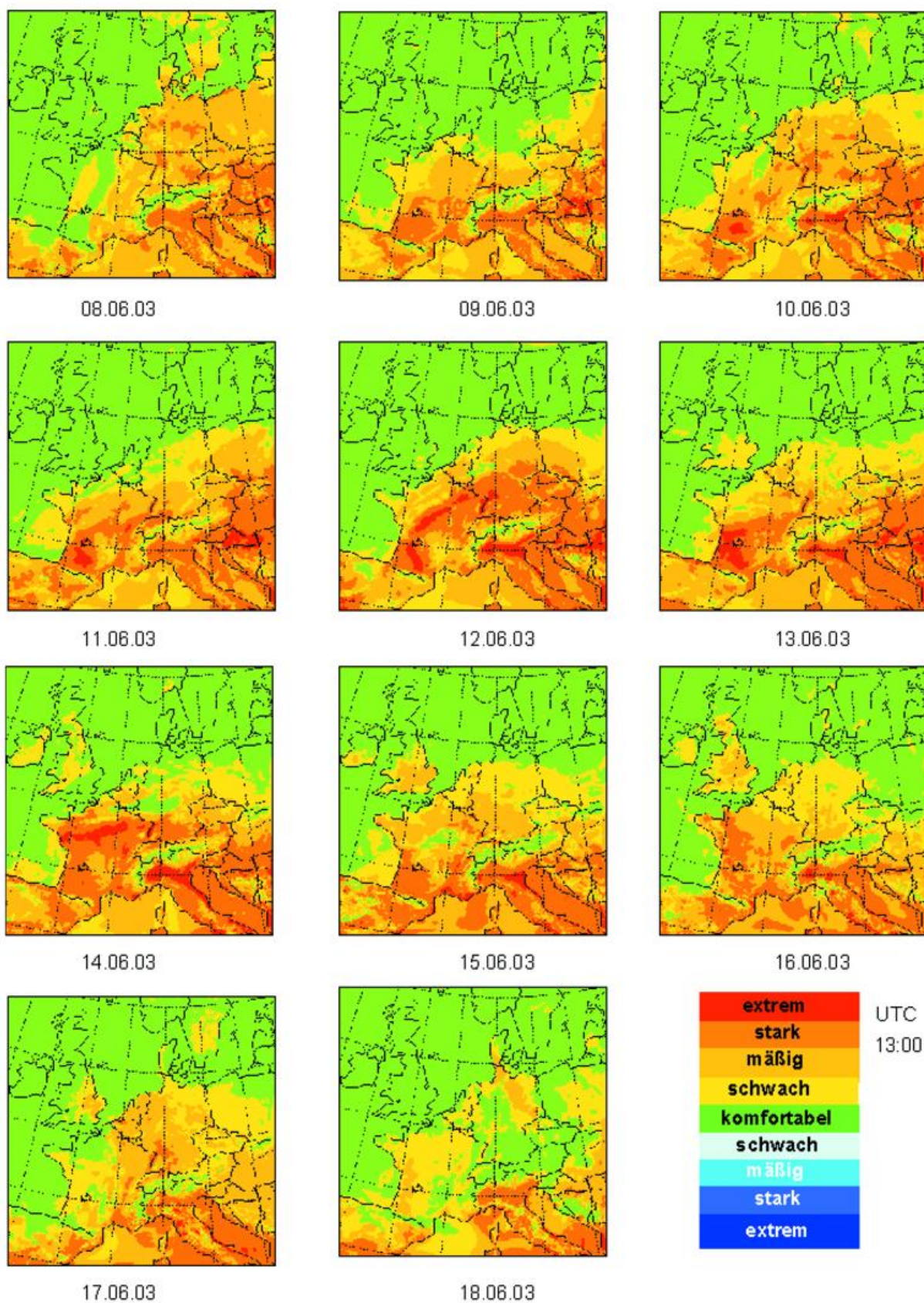


Abb. 2a Beispiele der Verteilung der Gefühlten Temperatur GT 13:00 Uhr UTC, vom 8. Bis 18. Juni 2003.

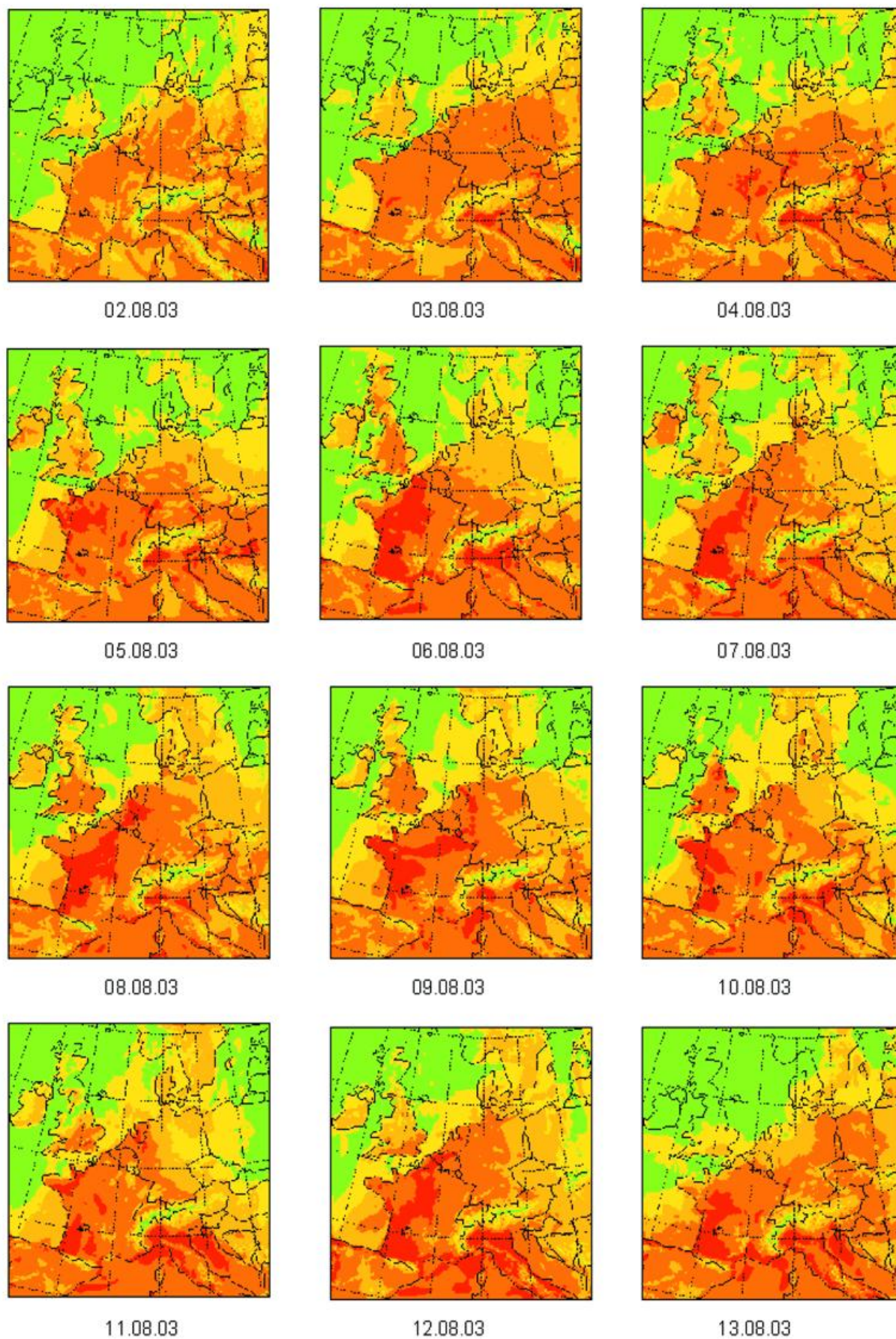


Abb. 2b Beispiele der Verteilung der Gefühlten Temperatur GT 13:00 Uhr UTC, vom 2. bis 13. August 2003.

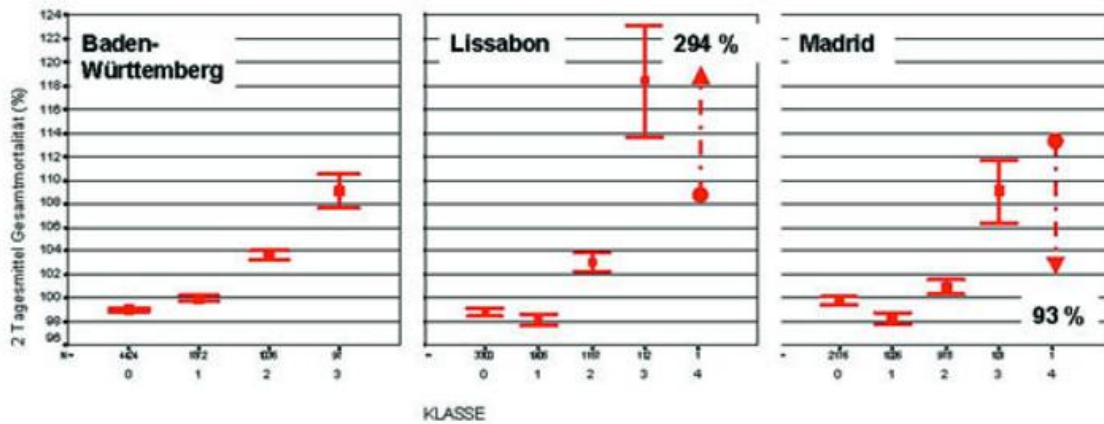


Abb. 3 Mittlere Abweichung vom Erwartungswert und 95% Konfidenzintervall der Gesamtmortalität während unterschiedlicher Stufen thermischer Belastung. Stufen thermischer Belastung: 0: Komfortbedingungen, 1: leichte Wärmebelastung, 2: mäßige Wärmebelastung, 3: starke Wärmebelastung, 4: extreme Wärmebelastung.

Die thermischen Bedingungen im Sommer 2003

Die Hitzewelle 2003 hat vor allem in den mittleren Breiten Westeuropas zu Rekordtemperaturen und zu einer extrem langen Andauer von heißen Tagen geführt (siehe auch Schönwiese et al. in diesem Band). Allerdings stieg die Gefühlte Temperatur in Südwest- und Westdeutschland aufgrund der sehr trockenen Luft (erleichterter latenter Wärmefluss), anders als im Westen Frankreichs oder im Mittelmeerraum, kaum über die Lufttemperatur. Dem Glücksfall, dass in Deutschland die Luftmassen sehr trocken waren, ist es zu verdanken, dass die Übersterblichkeit wahrscheinlich nicht das Ausmaß anderer Länder wie z.B. Frankreich angenommen hat.

Betrachtet man die gesamte Sommersaison, so zeigt sich eine erste Hitzewelle mit starker bis extremer Wärmebelastung bereits in der ersten Junihälfte (Abb. 2a: 8. – 13. Juni). Die Darstellung basiert auf den 13 Std. Routine-Vorhersage von GT mit dem numerischen Wettervorhersagemodell LM des DWD als quasi stabile Analyse für einen Europa-Ausschnitt im 7 km Raster. Die erste Hitzewelle zeigte im Vergleich zu der im August eine deutliche interdiurne Variabilität. Die Hitzewelle im August betraf überwiegend Frankreich und das westliche Mittelmeer von der Adria bis an die spanische Ostküste. (Abb. 2b: 1. – 13. August). Extrem hohe Gefühlte Temperaturen treten immer bei hohen Wasserdampfgehalten auf, welche die Verdunstung von Schweiß als wesentliche Möglichkeit des Organismus, bei den hohen Lufttemperaturen noch Wärme abgeben zu können, massiv behindern.

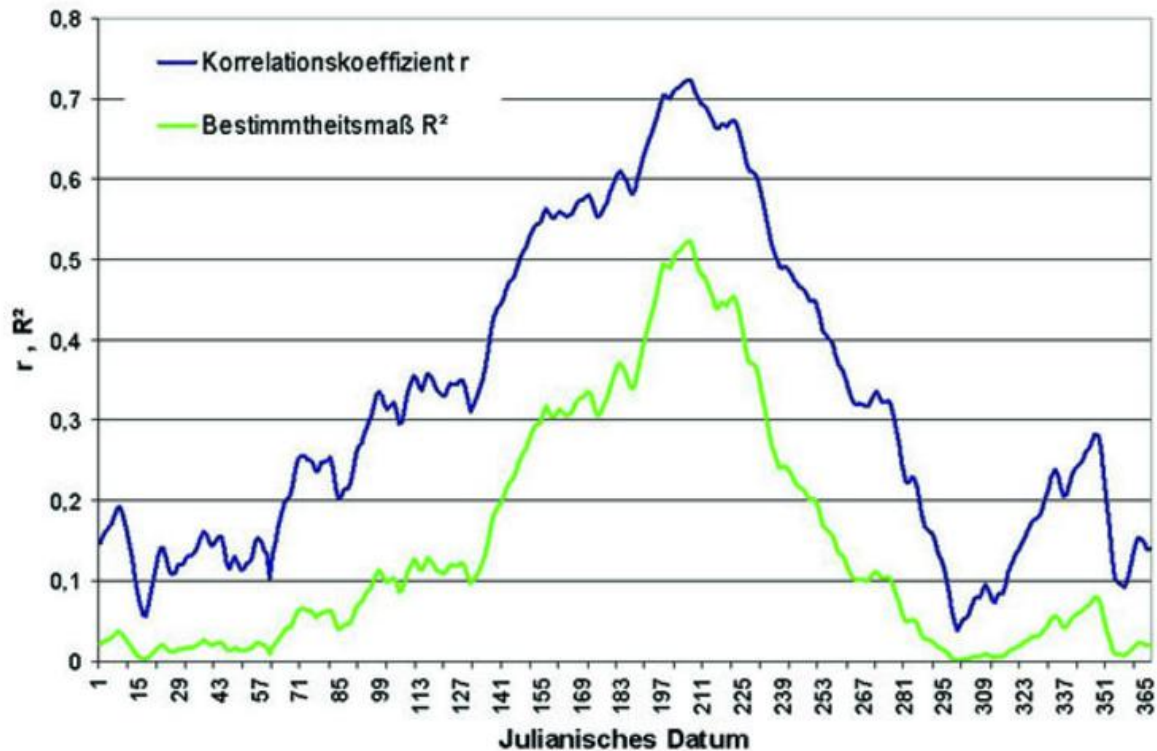


Abb. 4 Jahresgang des 31-Tage-Korrelationskoeffizienten (Bestimmtheitsmaßes) zwischen der Abweichung der Gefühlten Temperatur GT und der Mortalitätsrate MR vom jeweiligen Erwartungswert.

Die Auswirkungen der Wärmebelastung

Die Hitzewelle im August 2003 über West- und Südeuropa hat insbesondere durch die katastrophalen Auswirkungen in Frankreich mit offiziell angenommenen 14.800 Hitzeopfern (60% mehr Todesfälle als erwartet) ein großes Medieninteresse gefunden (INVS, 2003). Schätzungen des Earth Policy Institutes in Washington (http://www.earth-policy.org/Updates/Update29_data.html) gehen davon aus, dass dieser Hitzewelle 25 000 – 35 000 Menschen zum Opfer gefallen sind. Für Deutschland werden von den Statistischen Landesämtern nicht vor Anfang 2004 qualitätsgeprüfte Mortalitätsdaten für epidemiologische Untersuchungen zur Verfügung gestellt. Das Gesundheitsamt Köln hat für seinen Einzugsbereich (1 Mill. Einwohner) im August von einer Zunahme um 16,5% im Vergleich zum Mittel der Augustwerte der vorangegangenen 3 Jahre (775 Sterbefälle pro Monat) berichtet. Eine Ad-hoc Analyse des Landesgesundheitsamtes Baden-Württemberg für das Sozialministerium Baden-Württemberg, welche auf einer Erhebung der Todesfälle in mehr als 1000 Pflegeheimen beruht, geht bei einer konservativen Abschätzung von einer im Vergleich zum Vorjahr um ca. 16-24 % erhöhten Mortalität aus (LGA BW, 2003).

Diese Zahlen überraschen nicht. Im Einklang mit der internationalen Literatur zu diesem Thema ergab eine epidemiologische Untersuchung von 30-jährigen (1968-1997) täglichen Mortalitätsdaten aus Baden-Württemberg über den Einfluss der thermischen Umweltbedingungen einen erstaunlich engen Zusammenhang zwischen der thermischen Umwelt und der Mortalitätsrate insbesondere im Hochsommer (Abb. 4). Berechnet man für jeden Tag des Jahres den Korrelationskoeffizienten zwischen den Abweichungen der Gefühlter Temperatur und der Mortalitätsrate vom Erwartungswert für den Zeitraum von 15 Tagen vor dem betreffenden Tag und 15 Tagen nach diesem

Tag, so zeigt sich das dieser im Mittel über die 30 Jahre zwischen Mai und August größer als 0,5 ist.

In jeder der 9 als extrem identifizierten Hitzewellen aus der Vergangenheit in Baden-Württemberg starben über 16 Tage verteilt im Mittel ca. 180 Personen mehr, als zu erwarten gewesen wären (siehe Abb. 5). Das Vorverlegen des Todeseintrittsdatums („Harvesting“-Effekt) ist dabei bereits herausgerechnet. Hitzebelastung trifft insbesondere Personen mit eingeschränkter Anpassungskapazität aufgrund mangelhafter Fitness und nicht notwendigerweise „nur“ ältere Mitbürger. Es gibt darüber hinaus Hinweise für eine Zunahme von Verkehrs- und Arbeitsunfällen.

Eine knapp 100 Studien umfassende Literaturstudie zum Thema „Wärmebelastung und Mortalität“ zeigt, dass die Zeitverzögerung zwischen dem Peak in der Temperatur und dem der Mortalität zwischen null und drei Tagen liegt. Die Höhe des Mortalitätsanstiegs in Situationen mit Wärmebelastung liegt je nach Sensitivität der betrachteten Gruppe zwischen 0,5 % (junge gesunde Menschen, Landbevölkerung, guter sozialer Status u.a.) und 64 % (alte Menschen, geringer sozialer Status, Bettlägerigkeit, Stadtbevölkerung, Multimorbidität, alleine lebend, kein Zugang zu klimatisierten Räumen (USA), in oberen Stockwerken lebend, Einnahme von Drogen u.a.) (Basu & Samet, 2002). Weitere Literatúrauswertungen findet man in den Referenzlisten der unten aufgeführten Publikationen.

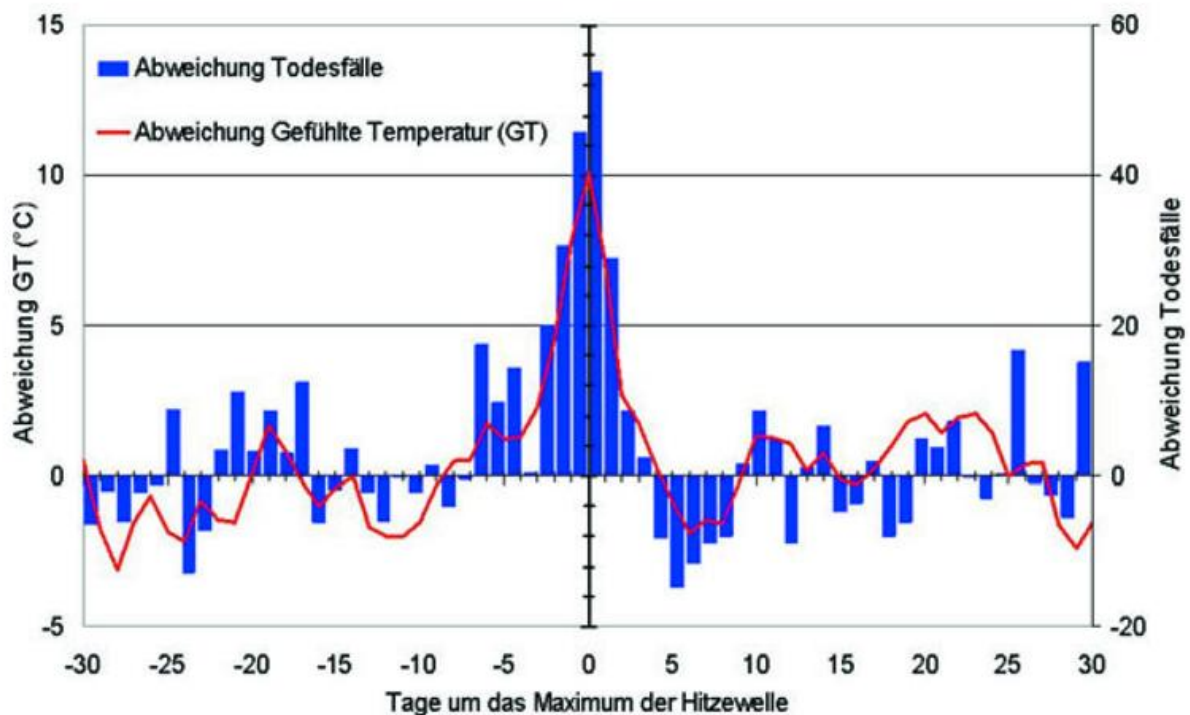


Abb. 5 Mittlere Hitzewelle (+/- 30 Tage) aus 9 Extremereignissen in Baden-Württemberg (10,7 Mio. Einwohner) zwischen 1968 und 1997. Basislinie: standardisierte Normalbedingungen (Erwartungswert).

Prävention

Anders als in Großbritannien, Portugal, den USA und Kanada existiert in der Bundesrepublik Deutschland bisher weder eine Bewertung der Rolle von Klima und Klimaänderung für die Gesundheit der Bevölkerung noch eine entsprechende Vorsorgeplanung. Modellprojekte von WHO/WMO/UNEP zu gesundheitsbezogenen Hitzebelastungswarnsystemen (Heat Health Warning System HHWS) lassen jedoch den Schluss zu, dass mit geeigneten lokal-/ regional adjustierten Interventionsmaßnahmen Menschenleben gerettet werden können. Dies wird durch eine Evaluation eines Hitzewarnsystems in den USA bestätigt, nach der innerhalb von 3 Jahren in Philadelphia 117 Tote vermieden werden konnten (Teisberg et al., 2004). Es besteht auch in Deutschland Handlungsbedarf mit geeigneten Maßnahmen vorzusorgen, da (1) wegen der natürlichen Klimavariabilität und (2) der angenommenen Klimaänderung mit einer Wiederholung solcher Extremereignisse gerechnet werden muss (Jendritzky et al., 2004).

Es ist deshalb erforderlich, im Sinne der Vorsorge in den Ballungsräumen der Bundesrepublik Deutschland gesundheitsbezogene Hitzebelastungswarnverfahren einzuführen. Um valide Vorhersageverfahren abzuleiten, müssen für die Ballungsräume in den verschiedenen Klimazonen Deutschlands systematische epidemiologische Untersuchungen zum Einfluss der thermischen Umweltbedingungen auf Mortalität und (falls es die Datenlage zulässt) Morbidität mit vergleichbarer Methodik durchgeführt werden. Die Entwicklung lokalspezifischer Public-Health-Maßnahmen für eine bevölkerungsbezogene Prävention hitzebedingter Mortalität erfordert die Einbeziehung regionaler/lokaler Behörden und Institutionen, Entscheidungsträger und betroffener Gruppen aus dem Bereich des Gesundheitswesens. Es ist ein Katalog von lokal-/ regionalspezifischen Interventionsmaßnahmen zu erstellen und auf dieser Basis Warnpläne mit klaren Verantwortlichkeiten zu implementieren mit dem Ziel, Leben zu retten. Damit wird die Adaptationskapazität der Bevölkerung an extreme thermische Bedingungen verbessert werden. Das Fachproblem betrifft die Bereiche Gesundheit und Umwelt und ist damit ressortübergreifend (Koppe et al., 2004). Grundsätzlich liegt die Zuständigkeit für Maßnahmen bei den Ländern. Notwendig sind jedoch koordinierte bundesweite Aktivitäten.

Literatur

- Basu, R., Samet, Jm. (2002): Relation between Elevated Ambient Temperature and Mortality: A Review of the Epidemiological Evidence. *Epidemiological Reviews*, 24 (2): 190-202.
- De Dear, R., Schiller Brager G. (2001): The adaptive model of thermal stress and energy conservation in the built environment. *Int J Biometeorol* 45: 100-108.
- Gagge, A.P., Fobelets, A.P., Berglund, P.E. (1986): A standard predictive index of human response to the thermal environment. *Ashre Trans.* Vol. 92: 709-731.
- Havenith, G. (2002). Interaction of clothing and thermoregulation. *Exogenous Dermatology*, 1:221-268.
- INVS (Institut de Vielle Sanitaire) (2003): Impact sanitaire de la vague de chaleur d'août 2003 en France. Zugriffen am 11.12.2003: http://www.invs.sante.fr/publications/2003/bilan_chaleur_1103/.
- Jendritzky, G., Sönnig, G.W., Swantes, H. J., (1979): Ein objektives Bewertungsverfahren zur Beschreibung des thermischen Milieus in der Stadt- und Landschaftsplanung ("Klima-Michel-Modell"). *Beitr. Akad. f. Raumforschung u. Landesplanung* 28, 85 S.
- Jendritzky, G., Schirmer, H., Menz, G., Schmidt-Kessen, W. (1990): Methode zur raumbezogenen Bewertung der thermischen Komponente im Bioklima des Menschen (Fortgeschriebenes Klima-Michel-Modell). *Akad. f. Raumforschung u. Landesplanung, Hannover, Beiträge* 114, 7 - 69
- Jendritzky, G., Maarouf, A., Staiger, H., (2001): Looking for a Universal Thermal Climate Index UTCI for outdoor Applications. In: *Moving Thermal Comfort Standards into 21st Century. Proceedings CD ROM, Oxford Brookes University Center for Sustainable Development: 353-367.*
- Jendritzky, G., Koppe, C., Pfaff, G., (2003): Die Hitzewelle 2003 in West- und Südeuropa. In: Bernhofer C, Goldberg V (Hrsg.): *5.FA BIOMET-Tagung - Mensch-Pflanze-Atmosphäre (3.-5. Dezember 2003, Dresden). Tharandter Klimaprotokolle, Band 9: 33-35.*
- Jendritzky, G., Koppe, C., Laschewski, G., (2004): Klimawandel. Auswirkungen auf die Gesundheit. *internist prax* 44: 219-232.
- Kalkstein, L.-S., Jamason, P.F., Greene, J.S., (1996): The Philadelphia Hot Weather-Health Watch/Warning System: Development and Application, Summer 1995. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 77, No. 7: 1519-1528.
- Keatinge, W.R., Donaldson, G. C., Cordioli, E., Martinelli M., Kunst, A.E., Mackenbach, J.P., Nayah, S., Vuori, I. (2000): Heat related mortality in warm and cold regions of Europe: observational study. *British Medical Journal* 321: 670 - 673.
- Koppe, C., Jendritzky, G., Kovats, S., Menne, B., et al. (2004): Heat waves - Impacts and Responses. *cCASHh workshop on thermal stress. 5.-7.05.03 in Freiburg. WHO-Report, Health and Global Environmental Change, Series No. 2. Colomb,Rome.*
- Kovats, S., Koppe, C. (forthcoming): Heat waves: past and future impacts. In: Ebi K, Burton I, Smith J eds. *Integration of public health with adaptation to climate change: lessons learned and new directions.* Lisse, The Netherlands, Swets & Zeitlinger.
- Kyselý, J., Huth, R., (2004): Heat-related mortality in the Czech Republic examined through synoptic and 'traditional' approaches. *Climate Research*, Vol. 24: 265 - 274.
- Landesgesundheitsamt Baden-Württemberg im Auftrag des Sozialministeriums Baden-Württemberg (2003): *Auswirkung der Hitzewelle im August 2003: Ergebnisse einer Umfrage des Sozialministeriums Baden-Württemberg.* Sozialministerium Baden-Württemberg, Stuttgart.
- Laschewski, G., Jendritzky, G. (2002): Effects of the thermal environment on human health: an investigation of 30 years daily mortality data from SW Germany. *Climate Research* 21: 91-103
- Matzarakis, A., Andrea, S. (2003): Analyse des thermischen Bioklimas von Zypern. In Bernhofer C, Goldberg V (Hrsg.): *5. FA BIOMET-Tagung - Mensch-Pflanze-Atmosphäre (3.-5. Dezember 2003, Dresden). Tharandter Klimaprotokolle, Band 9: 238-240.*
- Staiger, H., Bucher, K., Jendritzky, G. (1997): Gefühlte Temperatur. Die physiologisch gerechte Bewertung von Wärmebelastung und Kältestress beim Aufenthalt im Freien in der Maßzahl Grad Celsius. *Annalen der Meteorologie* Vol. 33: 100-107.
- Teisberg, T.J., Ebi, K.L., Kalkstein, L.,S., Robinson, L., Weiher, R.F. (2004): The net benefits of the Philadelphia Heat Wave Warning System. *BAMS*, in print.
- Verein deutscher Ingenieure VDI (1998): *Environmental meteorology - Methods for the human biometeorological evaluation of climate and air quality for urban and regional planning at the regional level. Part I: Climate. VDI Richtlinien. VDI 3787 Blatt 2. VDI DIN-Handbuch-Reinhalte der Luft, Band 1b. Beuth Verlag, Düsseldorf.*

Das Trockenjahr 2003 aus agrarmeteorologischer Sicht

F. J. Löpmeier

Einführung

Das Jahr 2003 war in vielen Regionen für die Landwirtschaft aufgrund der Trockenheit ein katastrophales Jahr. Insbesondere dort, wo 2002 extreme Niederschläge im Juli, August schwere wirtschaftliche Schäden mit z.T. Totalverlusten bei der Ernte verursachten, führte das Trockenjahr 2003 zu Bedingungen, die für manche landwirtschaftliche Betriebe existenzgefährdende Ausmaße erreichten. Im folgenden soll schwerpunktmäßig über die Bodenfeuchtesituation eine Bewertung des Jahres 2003 im Vergleich zu vieljährigen Betrachtungen durchgeführt werden.

Bodenfeuchte und Landwirtschaft

Die Bodenfeuchte ist der Indikator für die Bewertung des Einflusses der Wirkung auf die Landwirtschaft. Hier summieren sich die Wirkung von Temperatur, Strahlung, Windgeschwindigkeit, Luftfeuchte und Niederschlag. Die aktuelle Bodenfeuchte wird bestimmt durch Niederschlag, Verdunstung in der Vergangenheit (Tage, Wochen oder Monate) und aktuelle Niederschläge. Die Bodenfeuchte muss kultur- und bodenspezifisch betrachtet werden. Im Gegensatz zu z. B. monatlichen Niederschlagssummen kann über die Bodenfeuchte die Vorgeschichte der Witterung berücksichtigt werden. Die reine Betrachtung der Niederschläge vernachlässigt die Auswirkung der Verdunstung und die zeitliche Wirksamkeit der Niederschläge für die Kulturen. Ein Niederschlag kann z. B. bei gesättigten Böden oder bei hoher Bodenfeuchte für die Kultur A und Bodenart b verpuffen, für einen anderen Zeitpunkt oder für andere Kulturen und Bodenarten kann er jedoch äußerst effektiv wirken. Im August 2003 z. B. lagen die Niederschläge vielerorts über dem vieljährigen Mittelwert, aber sie fielen erst Ende des Monats und damit für viele Kulturen (z. B. Mais) zu spät. Während die Monatsmittel der Bodenfeuchte im August extrem niedrige Werte aufwiesen, lag die Niederschlagssumme des Monats über dem Soll und führte zu irreführenden Aussagen. In vielen Regionen war 1911 und 1959 den Niederschlag betreffend das trockenste Jahr. In Braunschweig betragen die Niederschlagsmengen im Zeitraum 1.4. - 15.8. im Jahr 1911 128 mm, 1959 118 mm und 2003 132 mm. Aber höhere Verdunstungen im Jahr 2003 im Vergleich zu den anderen Jahren weisen über die Bodenfeuchte 2003 ein neues (negatives) Rekordjahr aus. Die Bodenfeuchte erlaubt eine kulturspezifische Betrachtung und ist der optimale Indikator für die

- Wasserversorgung der Pflanzen
- Möglichkeiten zur Bodenbearbeitung
- Wirkung von Herbiziden
- Bodenbefahrbarkeit
- Keimbedingungen

Besonderheiten im Jahr 2003

Während die Auswirkungen von Wasserstress und die Auswinterungsprobleme weiter unten ausführlicher diskutiert werden, hier zunächst zwei Auswirkungen der Trockenheit auf die Landwirtschaft als Randerscheinung. Zum einen führte die geringe Bodenfeuchte im Frühjahr z.T. zu einer extrem ungünstigen Wirkung von Herbiziden mit der Folge, das regional, insbesondere bei den Hackfrüchten, sehr stark verkrautete Bestände zu beobachten waren. Außerdem ließ der Abbau der Mittel im Boden bis zum Herbst zu Wünschen übrig. Positiv wirkte sich jedoch die geringe Bodenfeuchte auf die Bodenbearbeitung aus, die insbesondere in Norddeutschland zu einer optimalen Bodenstruktur bei der Aussaat der Zuckerrüben führte und z.T. als Erklärung für die doch noch relativ hohen Erträge diente.

Wasserstress:

Bei nicht ausreichender Bodenfeuchte (grobe Regel 50 % nutzbare Feldkapazität) setzt Wasserstress ein, d.h. die Pflanzen können nicht mehr potentiell verdunsten sondern beschränken sich auf die reduzierte reale Verdunstung. Wasserstress ist verbunden mit Ertragsreduzierung, bzw. kann in extremen Fällen zum vorzeitigen Welkeprozess führen. Beginnender Wasserstress ist bei Zuckerrüben deutlich am Schuppen der Blätter insbesondere um die Mittagszeit zu erkennen.

Die Bodenfeuchtesituation 2003 im Vergleich zu vieljährigen Werten

Die Abb. 1 zeigt den über alle Bundesländer gemittelten Verlauf der Bodenfeuchte von 1962 bis 2003, berechnet für Wintergetreide und einen leichten Boden. Damit lässt sich 2003 als eines der Jahre mit den geringsten Bodenfeuchten bezeichnen.

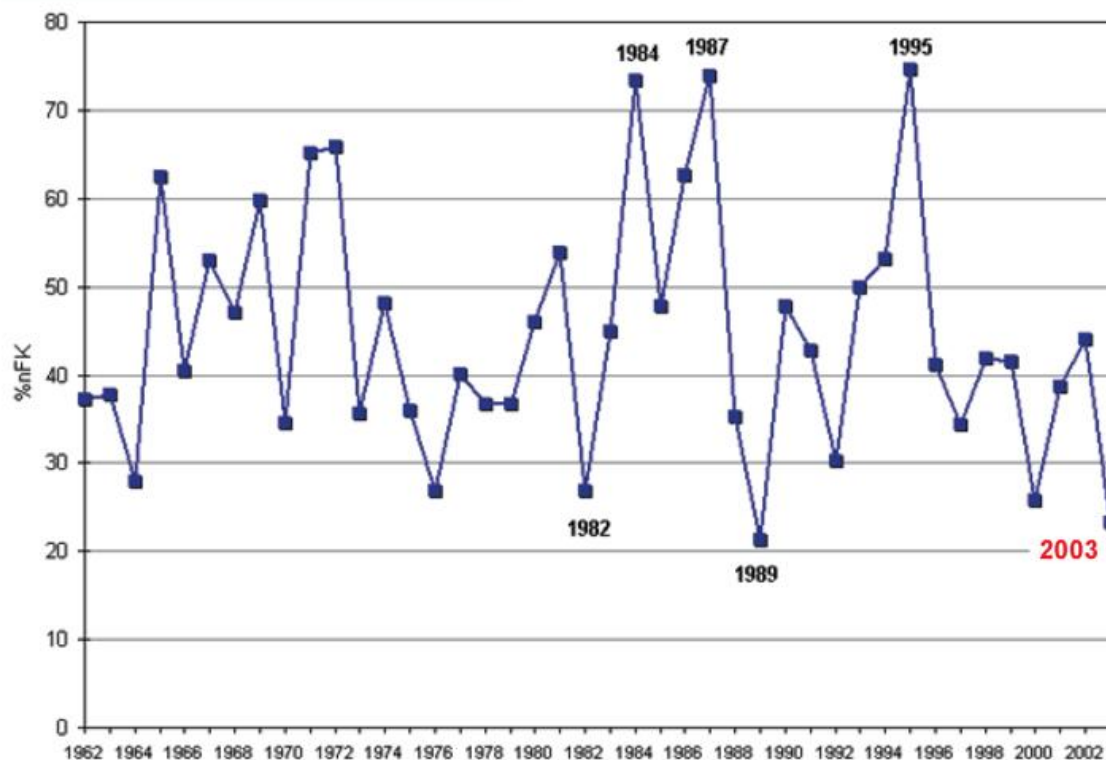


Abb. 1 Bodenfeuchte (% nFK), 1962 - 2003, Sandboden, Wintergetreide;- Mittelwert 1. Juni - 30. Juni, Mittel über alle Bundesländer

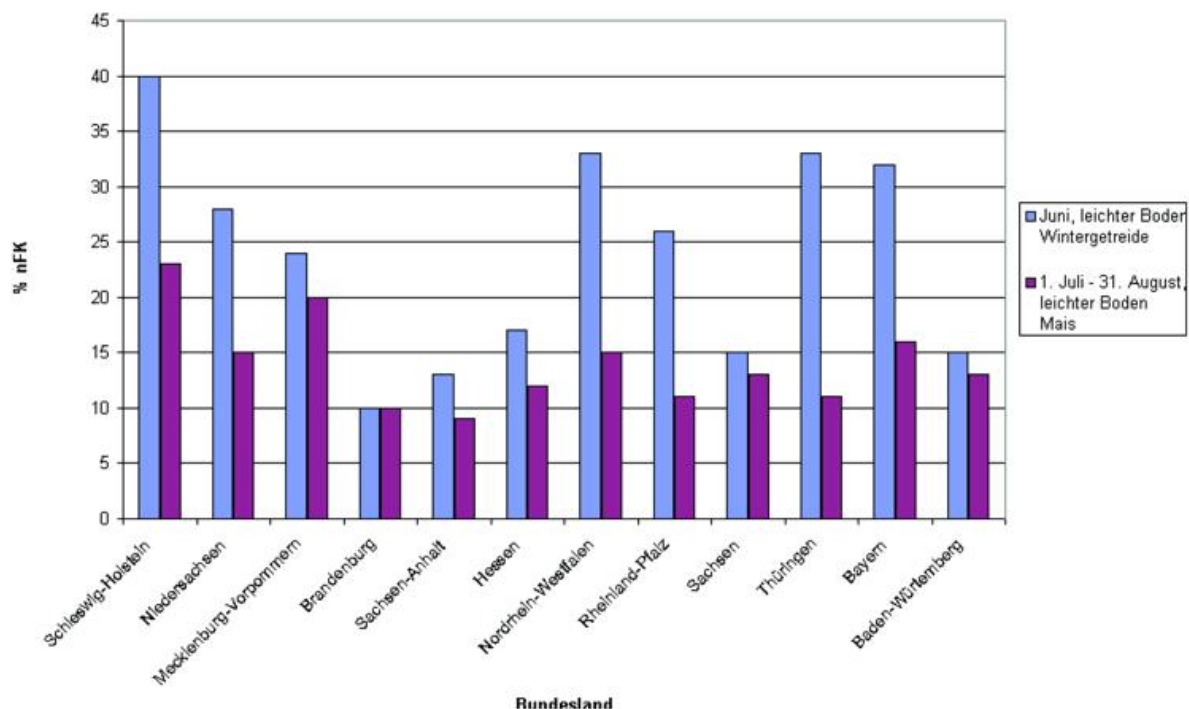


Abb. 2 Monatliche Mittelwerte der Bodenfeuchte % nFK 2003

Aus der Abb. 2 wird jedoch deutlich, dass regionale Unterschiede vorhanden sind.

Die Abbildung 3 zeigt den Verlauf der Bodenfeuchte als Mittelwert für den Zeitraum 1. Juli - 31. August, berechnet für einen leichten Boden mit Mais.

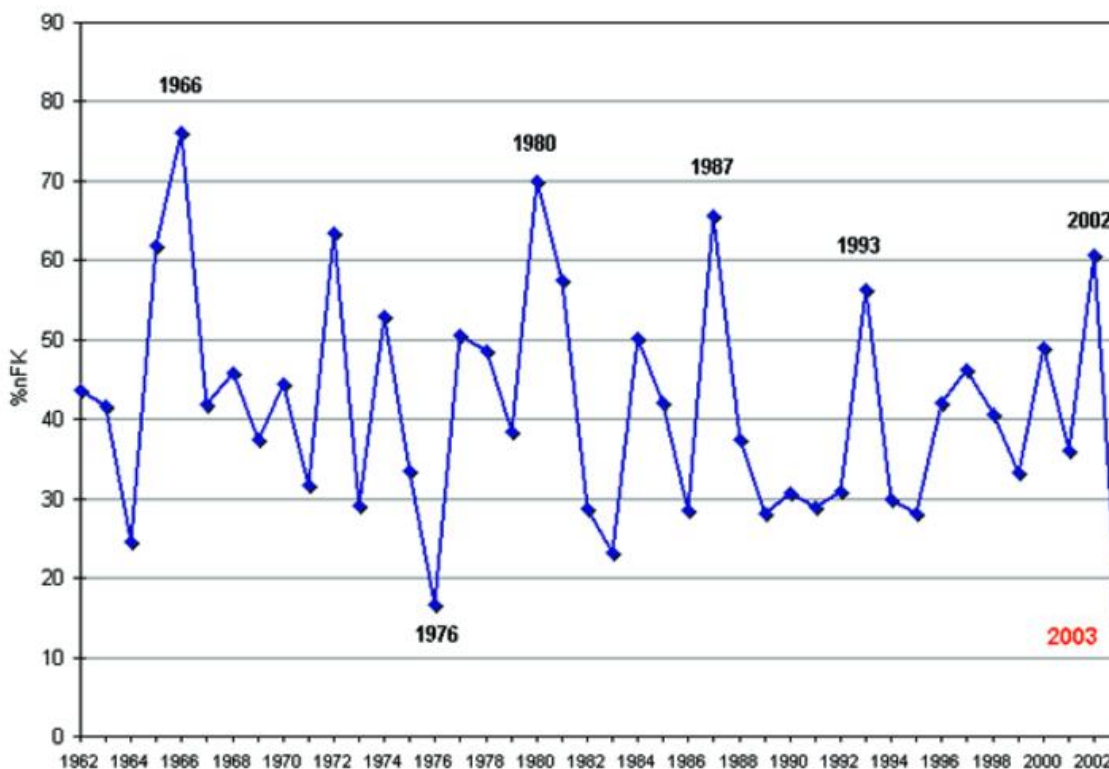


Abb. 3 Bodenfeuchte (% nFK), 1962-2003, Sandboden, Mais.-Zeitraum: 1. Juli-31. Aug., Mittel über alle Bundesländer

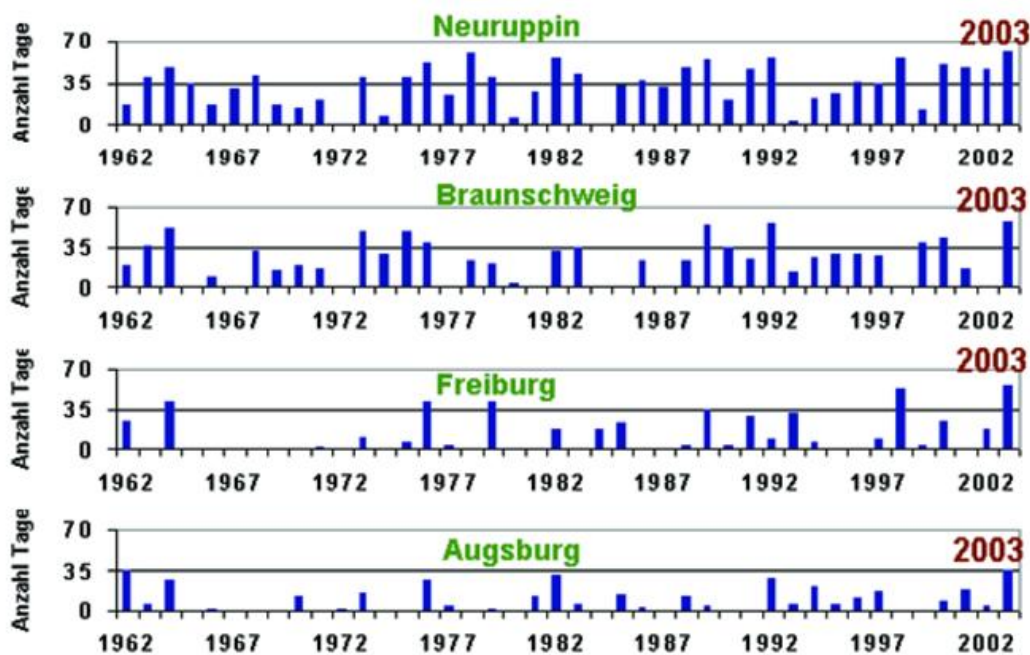


Abb. 4 Anzahl Tage Bodenfeuchte < 20 % nFK Juni-Juli 1962-2003, leichter Boden, Winter-Getreide

Aus der Abbildung wird die extreme Situation 2003 noch deutlicher als beim Getreide im Juni. Hier sind auch die krassen Unterschiede 2002 und 2003 ersichtlich. Eine Auswertung der Bedingung über die Anzahl der Tage mit Bodenfeuchte < 20 % (also extremem Wasserstress) für Wintergetreide der Monate Juni, Juli ist in der Abbildung 4 dargestellt.

Es wird auch hier das extreme Jahr 2003 deutlich, aber auch die Häufigkeit des Auftretens dieser Bedingungen in den einzelnen Regionen. Während Neuruppin stellvertretend für Brandenburg häufig diese Bedingungen aufweist und kein für 2003 extremer Sonderfall herausgearbeitet werden kann, werden solche Fälle Richtung Westen (Beispiel Braunschweig) schon seltener und im Süden bzw. Südwesten (Beispiel Augsburg, Freiburg) eigentlich die Ausnahme und weisen 2003 für die Region als extremen und seltenen Fall aus.

Auswinterung und Bodenfeuchte

Verschärft wurde die Bodenfeuchtesituation 2003 noch durch die Auswinterungsbedingungen im Zeitraum Februar bis April. In der Abbildung 5 sind die Anzahl der Tage mit dem Lufttemperaturmaximum > 3 °C und gleichzeitigem Lufttemperaturminimum < - 3 °C dargestellt, hier beispielhaft als Mittel über alle Bundesländer und die Bundesländer Brandenburg und Hessen.

Diese Bedingungen führen zu nächtlichem Gefrieren des Bodens und Auftauen der obersten Bodenschichten am Tage, verbunden mit dem Abreißen der feinen Wurzeln, sodass die schon knappe Wasserversorgung noch zusätzlich gestört wird. Nach Beendigung der Wechselfröste, ca. ab 14. April, wurden in den nächsten 10 Tagen extrem geringe Bodenfeuchten in der Krume (s. Abb.6) berechnet, die zu zögerlichem Wachstum führten.

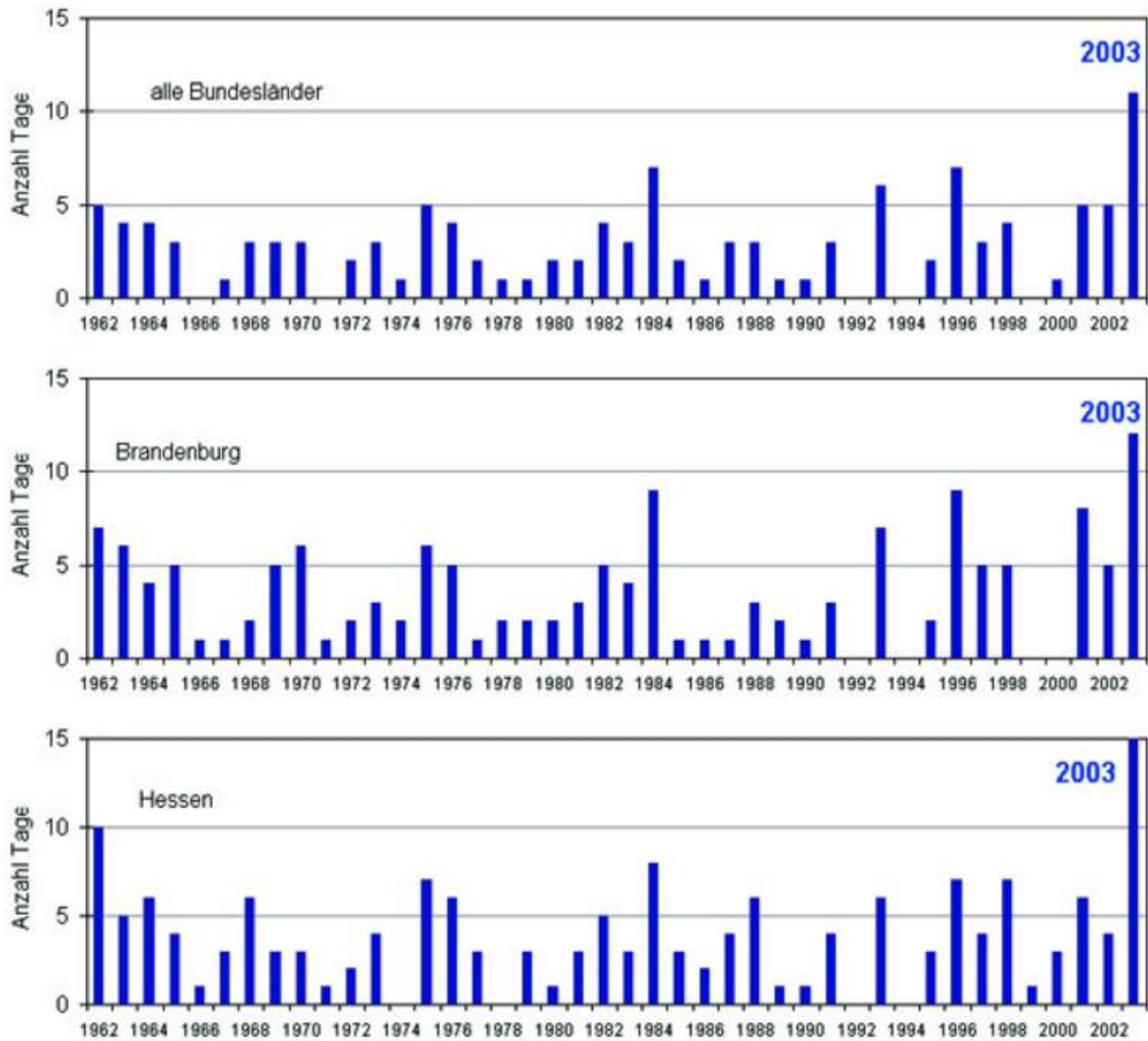


Abb. 5 Auswinterung - Anzahl Tage mit Lufttemperatur (2 m) Maximum 3°C, Minimum > -3 °C, Zeitraum Februar bis April, 1962 - 2003

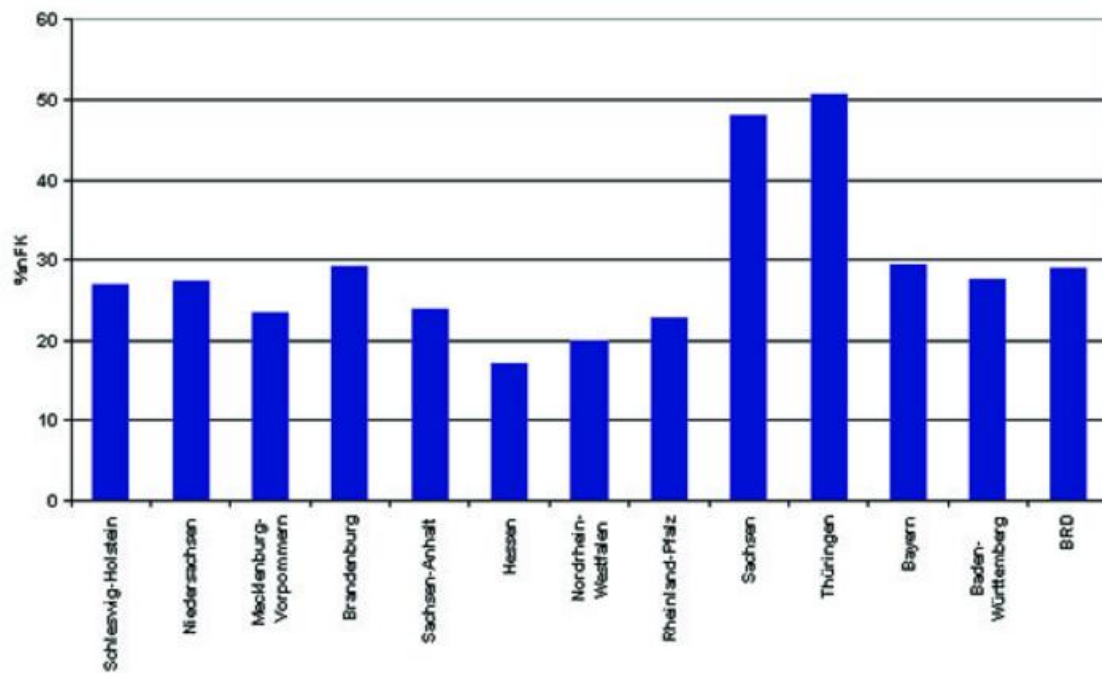


Abb. 6 Mittelwert der Krümmenfeuchte (% nFK) 14. April - 24. April 2003

Thermalbild als typisches Beispiel für das Jahr 2003

Die Abbildung 7 zeigt den Zustand eines teilweise berechneten/unberechneten Zuckerrübenbestandes im August 2003. Im oberen Teil der Abbildung ist in der linken Hälfte des Bildes der mehrfach berechnete, in der rechten Hälfte der unberechnete Zuckerrübenbestand zu erkennen. Der mittlere Teil der Abbildung stellt die entsprechende Infrarotaufnahme dar. Im unteren Teil der Abbildung ist das Temperaturprofil entlang der schwarzen Linie oben dargestellt.

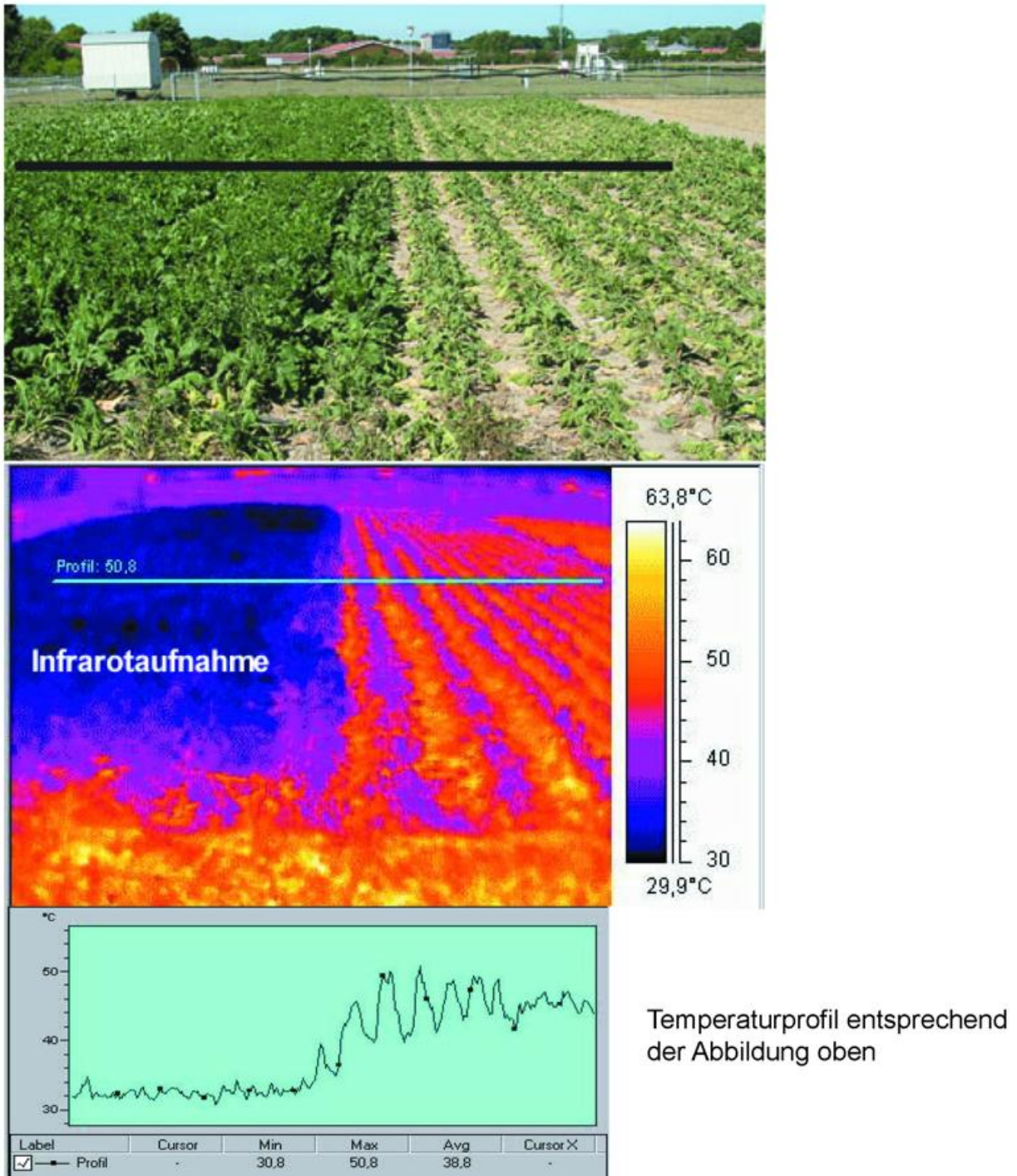


Abb. 7 Aufnahme eines berechneten/unberechneten Zuckerrübenbestandes vom 09.08.2003, 12.30 Uhr.- Versuchsflächen der AMF Braunschweig

Während im linken berechneten Teil die Strahlungstemperaturen im Bereich der Lufttemperatur von ca. 32 ° C nur geringfügig pendeln, werden im rechten unberechneten Bestand Temperaturen von über 50 ° C mit großer Schwankungsbreite gemessen.

Aus diesem Profil lässt sich schließen, dass die linke Bestandshälfte noch eine Wasserversorgung von mehr als 60 % nFK aufweist, im rechten unberechneten Teil die Bodenfeuchte deutlich unter 20 % liegt. Die hohen Temperaturen an der Erdoberfläche führen zu Verbrennungen der Rübenblätter und damit zu deutlichen Ertragsreduzierungen. Dieser Effekt tritt auch bei gut wasserversorgten, aber nicht ganz geschlossenen Beständen auf, wenn bei hohen Globalstrahlungswerten um die Mittagszeit ein kurzzeitiges Schlappen der Rübenblätter erfolgt. An weiteren Messtagen wurden an der AMF Braunschweig im Sommer 2003 z.T. Werte der Strahlungstemperaturen nahe 60 °C erreicht.

Die Berechnungssituation 2003

In den Regionen, wo die Voraussetzungen für die Feldberechnung gegeben waren, wurde versucht, die Trockenheit durch Dauerberechnung auszugleichen. Während z.B. im Berechnungsgebiet östliches Niedersachsen im Mittel im Jahr bei Getreide zu 2.5 Berechnungsgaben von 30 mm bei Getreide und ca. 3.5 Gaben bei Zuckerrüben verabreicht werden, erfolgten 2003 z.T. bei Hackfrüchten bis zu acht Berechnungen. Bei variablen Kosten von 1 bis 1.5 €/mm /ha je nach Strom- oder Dieselanlage, entstanden damit hohe zusätzliche Kosten, verbunden mit einer enormen Arbeitsbelastung. Dazu kamen extrem ungleichmäßige Wasserverteilungen in diesem Jahr, da auch sehr windige Tage unter dem Arbeitsdruck für die Berechnung genutzt wurden, die in normalen Jahren zu einer Aussetzung der Berechnungstätigkeiten geführt hätten. Ein weiteres Problem waren die extremen Wasserverluste beim Berechnungseinsatz. Für den Zeitraum Juli bis Mitte August 2003 lagen nach Berechnungen für das östliche Niedersachsen die Wasserverluste bei Berechnung am Tage infolge der Verdunstung des Berechnungswassers in der Luft und von den Blättern (Interzeptionsverdunstung) im Mittel bei ca. 14 %. Ein derart hoher Verlust ist für diesen Zeitraum seit 1961 bisher noch nicht ermittelt worden. Bei z.B. sieben durchgeführten Berechnungen am Tage ist in der Summe eine komplette Berechnung für das Bodenwasser verloren. Zwar waren die Verluste bei Berechnung in der Nacht mit ca. 6 % deutlich geringer, aber seit 1961 ist das ebenfalls Rekord.

RA VI CLIPS Workshop and Regional Climate Centres: Further steps to improve climate services

P. Hechler

When 33 CLIPS Focal Points (nominated scientists representing their country to coordinate CLIPS-related matters, see KSB 2002) plus invited speakers from all in all 34 countries met for the first time in June 2003 in Erfurt, an important step was made to turn CLIPS into live in WMO Region VI (RA VI: Europe and Middle East). The RA VI CLIPS Workshop, hosted by DWD, supported by WMO and sponsored by DWD, WMO and EUMETSAT can be assessed as the Regional CLIPS Kick-off meeting setting the stage for dedicated activities along the CLIPS objectives.

The workshop aim was twofold:

- analyse the requirements and capabilities of the RA VI National Meteorological and Hydrological Services (NMHSs) with respect to state-of-the-art climate services
- train the CLIPS Focal Points in state-of-the-art methods and applications in climatology.

Special focus was laid on theoretical and practical training on statistics to derive climate extremes and on the background of long-range forecasting (forecasting range from 30 days up to 2 years). Well-known scientists from different countries lectured the audience in a well-structured, effective and motivating manner.

Accompanied by an questionnaire, which is currently under special analysis, requirements and capabilities of the NMHSs were compiled and further steps were discussed and outlined to meet the requirements by the appropriate capabilities.

Several key requirements have been defined. In the climate data domain the availability of high quality data sets was identified as a basis for CLIPS-related services. In the climate monitoring domain the availability of regional climate monitoring results was discussed. With respect to climate extremes the CLIPS Focal Points required e.g. common definitions, regional projects to study extreme and hazardous events and considerations to develop a climate warning system. The need for a general improvement of the countries' ability to efficiently deal with long-range forecasts was expressed. Training and capacity building requirements in various domains were also expressed.

One special presentation given to the workshop participants outlined the concept of Regional Climate Centers (RCCs).

Whilst the WMO World Weather Watch consists of a global 3 level structure (World Meteorological Centres – Regional Specialised Meteorological Centres – National Meteorological and Hydrological Services) to ensure the provision of data and products to all WMO Members (185 countries world-wide) in the weather observation and forecasting domain, a comparable structure is still missing in the climatology domain.

Therefore RCCs are planned to cover related regional aspects. One of the main driving forces represents Long-Range Forecasting (LRF) as a certain infrastructure is needed to enable NMHSs to receive and process (interpret, downscale, deliver) related products. However, further RCC functionality's are required in the climatology domain, e.g. with respect to regional climate data sets, regional climate monitoring, training etc..

Thus RCCs shall play -beside others- an important role in enabling NMHSs to perform operational CLIPS activities.

Within RA VI first specific initiatives were offered with the provision of LRF products up from 2004 as well as the operational phases of the current ECSN (see KSB 2001 'The European Climate Support Network (ECSN): A framework for future European co-operation') projects 'Generate Climate Monitoring Products (GCMP)' and the 'European Climate Assessment and Dataset (ECA/D)'.

The challenge over the next years is to elaborate on the CLIPS and RCC concepts in RA VI and to co-ordinate further implementation steps enabling NMHSs to improve climate services.



Fig. 1 Participants of the RA VI CLIPS Workshop, 12 - 18 June 2003. Erfurt/Germany

Literature

Klimastatusbericht 2002: Climate Information and Prediction Services (CLIPS): WMO's programme to strengthen climate services, Selbstverlag Deutscher Wetterdienst

Klimastatusbericht 2001: 'The European Climate Support Network (ECSN): A framework for future European co-operation'

CM-SAF Initial Operations started

P. Hechler, M. Werscheck

By 31 December 2003 the 5 years Development Phase of the Satellite Application Facility on Climate Monitoring (cf. KSB 97, p. 76-81; KSB 99, p. 128-129; KSB 2000, p. 188-189) ended formally. Subsequently by 01 Januar 2004 the Initial Operations Phase (IOP) started, based on formally signed agreements between Deutscher Wetterdienst (as Operations Leading Entity) and EUMETSAT as well as between Deutscher Wetterdienst and its CM-SAF IOP partners SMHI (National MetService of Sweden), KNMI (National MetService of the Netherlands), FMI (Finnish Meteorological Institute), RMIB (National MetService of Belgium) and MeteoSwiss (National MetService of Switzerland) as a new CM-SAF partner.

On the occasion of this important milestone, an 'IOP Kick-off meeting' was held at DWD premises in Munich from 21 – 24 January 2004. DWD President Udo Gärtner, EUMETSAT Director-General Dr. Tilmann Mohr, MPI for Meteorology Director Prof. Dr. Hartmut Grassl and further high-ranking persons attended the meeting and expressed the outstanding strategic importance of the CM-SAF activity for politicians, decision makers as well as the research and climate community. These arguments were also explained to the press during a joint DWD-EUMETSAT press conference on the first meeting day. The next days comprised joint meetings of the CM-SAF Steering Group (the CM-SAF programmatic authority) and the CM-SAF Board (the CM-SAF technical authority). In the course of these meetings the basic IOP working arrangements were discussed and agreed upon including detailed activities for the first 6 IOP months.



Fig. 1 DWD premises in Munich



Fig. 2 VIP`s at the CM-SAF IOP Kick-off 1st row from left: M. Gärtner, T. Mohr, W. Kusch, 2nd row: Prof. Graßl.

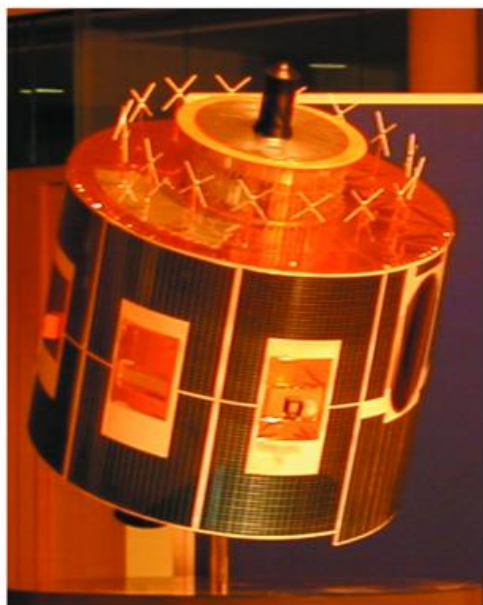


Fig. 3 Model of Meteosat Second Generation



Fig. 4 CM-SAF Board members on the roof of the Munich DWD premises

In retrospective it can be assessed, that the CM-SAF Development Phase was a huge and successful effort of all contributing partners. With a tight and challenging schedule and a set of internal and external reviews the basis had been build to start initial operations up from 2004.

The aim of the IOP is to consolidate the operational CM-SAF system, to extend parts of the products to the Inner Arctic and the full MSG disk, to continue R&D and –as a crucial point- to attract the users of the CM-SAF product suite.

To meet the latter aim, a second CM-SAF user workshop is planned within the second half of 2005.

In 2007 the transition to the Full Operations Phase is foreseen, starting with a major reprocessing event to provide a consistent product set of the IOP period.

For further information see
<http://www.cmsaf.dwd.de>
contact: contact.cmsaf@dwd.de

Literature

Klimastatusbericht 1997, p. 76-81;
Klimastatusbericht 1999, p. 128-129;
Klimastatusbericht 2000, p. 188-189

The GSNMC – an update

Stefan Rösner

Summary

Five years of monitoring the performance of the GCOS Surface Network (GSN) have shown some success. Nevertheless, there is still a lot to do to improve the overall availability of GSN CLIMAT-reports. Providing the monitoring on the Internet in a timely manner may be one way of supporting this procedure.

Introduction

The GCOS Surface network (GSN) was established in 1997 in order to provide a global backbone of high quality climatological observations for climate monitoring and climate change research. Further background information is given in GSNMC, 2003. The GSN is based on World Weather Watch of the World Meteorological Organization (WMO), comprising of the routinely maintained observation stations of the individual National Meteorological and Hydrological Services. The monitoring of the performance of the GSN started in 2000 within the GSN Monitoring Centre (GSNMC), consisting of two physical centres operated by the Japan Meteorological Agency (JMA) and the Deutscher Wetterdienst (DWD) (Rösner, 1999; Rösner et al. 2000; Rösner 2002).

Status

Since the end of 2002 the monitoring results on the availability of climatological data from the GSN stations have been available on the Internet at www.gsnmc.dwd.de. The website of the GSNMC was re-designed and now routinely provides the latest monitoring results as well as access to the GSNMC data set. Both, the monitoring products and the table listing the GSNMC data sets are monthly being updated.

The statistical information from analysing of the GSN-CLIMAT-reports received at JMA and DWD are automatically processed and resulting monitoring products are forwarded to the "Monitoring Products" area of the GSNMC web site. By this means the monitoring results are available only 24h after the cut off date, day 21, day, 00 UTC (Fig. 1) (Rösner, 1999).

The monitoring products presented on the Internet comprise different maps, and tables showing and listing the information on the availability of CLIMAT-reports from the GSN-stations for different time periods, up to the last 12 months.

Fig.2 shows the percentage of received CLIMAT-reports for different regions as defined by WMO: RA I (Africa), RA II (Asia), RA III (South America), RA IV (North and Central America), RA V (South-West Pacific), RA VI (Europe), and Antarctica. Fig. 2 also shows that the overall situation has gradually improved since 1999 (Rösner, 1999). However, the situation is not satisfactory and in some regions still poor and not constant.

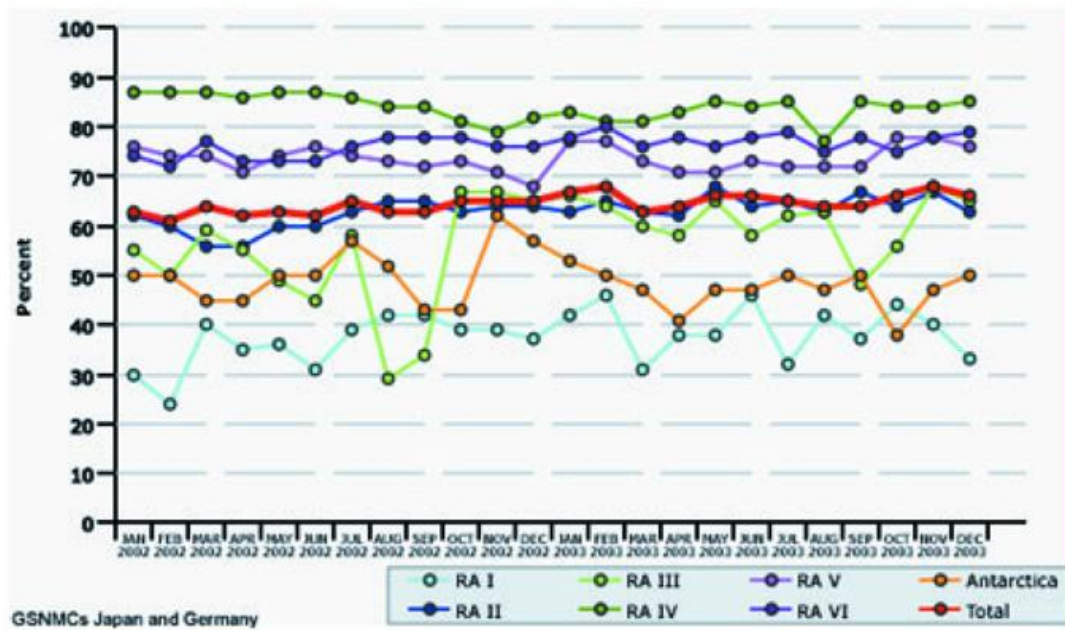


Fig 1 Percentage of received CLIMAT-reports at GSNMC Japan for December 2003.

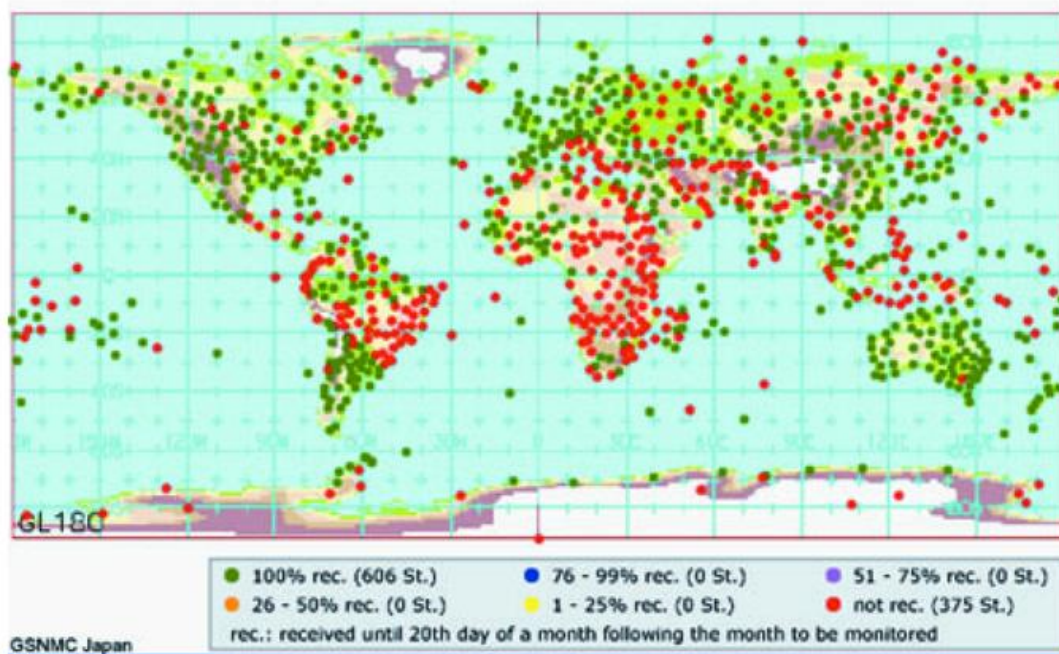


Fig 2 Percentage of received CLIMAT-reports at GSNMC Japan and Germany for the period January 2002 to December 2003 for different regions.

Measures are now being taken to further improve the situation for the GSN. The GSNMC at JMA was appointed as a WMO Lead Centre for GSN data and first activities are under way to address key problems. These actions are also supported by a new initiative of the G8 countries to improving the earth observing systems to achieve a better understanding of our environment.

Literature

GSNMC, 2003: <http://www.gsnmc.dwd.de/>

Rösner, S., 1999: The GCOS Surface Network Monitoring Centre with special emphasis on Precipitation at the Deutscher Wetterdienst. In Klimastatusbericht 1999, S. 124-127

Rösner, S., Fuchs, T. and C. Lefebvre, 2000: The GCOS Surface Network Monitoring Centre (GSNMC) - results for WMO RA VI - Europe -. In Klimastatusbericht 2000, S. 184-187

Rösner, S., 2002: Über die Verfügbarkeit von bodennahen Klimadaten - das GCOS Basismessnetz für Bodenstationen. In Klimastatusbericht 2002, S. 204-207

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

AMF	Agrameteorologische Forschung, Braunschweig
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung
CLINO	Climate Normals
CLIPS	Climate Information and Prediction Services
CM-SAF	Satellite Application Facility on Climate Monitoring
DEKLIM	Deutsches Klimaforschungsprogramm
DKRZ	Deutsches Klimarechenzentrum
DU	Dobson - Einheit (Dobson - Unit)
ECA/D	European Climate Assessment/Dataset
ECSN	European Climate Support Network
EM	Europa - Modell
ENSO	El Nino - Southern Oscillation
EOF	Empirische Orthogonalfunktion
EU	Europäische Union
EUMETSAT	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
FCKWs	Fluorchlorkohlenwasserstoffe
FMI	Finnish Meteorological Institute
GCM	Global Circulation Models
GCMP	Generation of Climate Monitoring Products
GCOS	Global Climate Observing System
GME	Global Model Extended
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GSN	GCOS Surface Network
GSNMC	GCOS Surface Network Monitoring Centre
GTS	Global Telecommunication System
GUAN	GCOS Upper Air Network
HALOE	Halogen Occultation Experiment
HPDB	Historische Phänologische Datenbank
ICDP	International Continental Scientific Drilling Program
IMAGES	The International Marine Past Global Changes Study
IOP	Initiale operationelle Phase
IODP	Integrierte Ozean - Bohrprogramm
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
ITCZ	Intertropical Convergence Zone
JMA	Japan Meteorological Agency
KIHZ	Natürliche Klimavariationen in Historischen Zeiten
KNMI	Royal Netherlands Meteorological Institute
KSB	Klimastatusbericht
LIDAR	Light Detection and Ranging (laser radar)
LRF	Long - Range Forecasting
MPI	Max - Planck - Institut
MSG	Meteosat Second Generation
NAO	North Atlantic Oscillation
NAO/AO	North Atlantic Oscillation / Arctic Oscillation
nFK	nutzbare Feldkapazität
NMHSs	National Meteorological and Hydrological Services

PET	Physiologisch Äquivalente Temperatur
PMV	Predicted Mean Vote
QBO	Quasi - Biennial - Oscillation
R&D	Research and Development
RA VI	WMO Regional Association EUROPE
RCC´s	Regional Climate Centre
RMIB	Royal Meteorological Institute Belgium
SAGE	Stratospheric Aerosol and Gas Experi-ments
SMHI	Swedish Meteorological and Hydrological Institute
SST	Sea Surface Temperature
UBA	Umweltbundesamt
UNEP	United Nations Environmental Program
VDI	Verein Deutscher Ingenieure
WHO	World Health Organisation
WMO	World Meteorological Organization
WMO /	World Meteorological Organization / Atmospheric Research and
AREP	Environment Programme
WZN	Weltzentrum für Niederschlagsklimatologie

Autorenverzeichnis

NAME	ANSCHRIFT	E-MAIL
Beck, Dr. Christoph	Deutscher Wetterdienst 63067 Offenbach Frankfurter Str. 135	christoph.beck@dwd.de
Bissolli, Dr. Peter	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	peter.bissolli@dwd.de
Claude, Hans-Jürgen	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	hans.claude@dwd.de
Dittmann, Dr. Ernst	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	ernst.dittmann@dwd.de
Glaser, Prof. Dr. Rüdiger	Geographisches Institut der Universität Heidelberg Im Neuenheimer Feld 348 69120 Heidelberg	ruediger.glaser@urz.uni-heidelberg.de
Grieser, Dr. Jürgen	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	juergen.grieser@dwd.de
Hechler, Peer	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	peer.hechler@dwd.de
Jendritzky, Prof. Dr. Gerd	Deutscher Wetterdienst Stefan-Meier-Straße 4 79104 Freiburg	gerd.jendritzky@dwd.de
Koppe, Christina	Deutscher Wetterdienst Stefan-Meier-Straße 4 79104 Freiburg	christina.koppe@dwd.de
Köhler, Ulf	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	ulf.koehler@dwd.de
Lefebvre, Christiana	Deutscher Wetterdienst Jenfelder Allee 70a 22043 Hamburg	christiana.lefebvre@dwd.de
Litt, Prof. Dr. Thomas	Institut für Paläontologie Universität Bonn Nussallee 8 53115 Bonn	t.litt@uni-bonn.de

NAME	ANSCHRIFT	E-MAIL
Lohmann, Prof. Dr. Gerrit	Universität Bremen Klagenfurter Strasse 28359 Bremen	gerrit.lohmann@dkrz.de
Löpmeier, Franz Josef	Deutscher Wetterdienst Bundesallee 50 38116 Braunschweig	franz-josef.loepmeier@dwd.de
Müller-Westermeier, Gerhard	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	gerhard.mueller-westermeier@dwd.de
Nitsche, Helga	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	helga.nitsche@dwd.de
Oschmann, Prof. Dr. Wolfgang	Geologisch-Paläontologisches Institut Senckenberganlage 32-34 Postfach 11 19 32 60054 Frankfurt	oschmann@em.uni-frankfurt.de
Pfaff, Dr. Günter	Landesgesundheitsamt Baden-Württemberg Hoppenlastr. 7 70174 Stuttgart	pfaff@lga.bwl.de
Riecke, Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	wolfgang.riecke@dwd.de
Polte-Rudolf, Christine	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	christine.polte-rudolf@dwd.de
Rösner, Stefan	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	stefan.roesner@dwd.de
Rudolf, Dr. Bruno	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	bruno.rudolf@dwd.de
Schneider, Prof. Dr. Ralph	Département de Géologie et Océanographie des Bordeaux Université de Bordeaux 1 Avenue des Facultés 33405 Talence / France	r.schneider@epoc.u-bordeaux1.fr
Schönwiese, Prof. Dr. Christian-D	Institut für Meteorologie und Geophysik Senckenberganlage 31 60054 Frankfurt	schoenwiese@meteor.frankfurt.de
Steinbrecht, Dr. Wolfgang	Deutscher Wetterdienst Met.Obs. Hohenpeißenberg Albin Schwaiger Weg 10 82383 Hohenpeißenberg	wolfgang.steinbrecht@dwd.de

NAME	ANSCHRIFT	E-MAIL
Stangl, Heiko	Geographisches Institut der Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 348, 69120 Heidelberg	heiko.stangl@urz.uni-heidelberg.de
Stäger, Tim	Institut für Meteorologie und Geophysik Senckenberganlage 31 60054 Frankfurt	staeger@meteor.frankfurt.de
Trömel, Dr. Silke	Institut für Meteorologie und Geophysik Senckenberganlage 31 60054 Frankfurt	troemel@meteor.frankfurt.de
Werscheck, Martin	Deutscher Wetterdienst Frankfurter Str. 135 63067 Offenbach	martin.werscheck@dwd.de

Impressum

Deutscher Wetterdienst
Referat „Satellitengestütztes Klimamonitoring“
Frankfurter Str. 135
Postfach 10 04 65
63004 Offenbach
Stand April 2004

Redaktion:

Martin Werscheck
e-mail: martin.werscheck@dwd.de

Patricia Willing
e-mail: patricia.willing@dwd.de

Index

A

Akklimatisation 154
 Alternaria 85
 Archaeobakterien 13
 Archaikum 13

B

Bakterien 18
 Belastungsstufen 153
 Benetzungszeit 89
 Biosphäre 11, 16
 Bodenbefahrbarkeit 163
 Bodenfeuchte 84, 88, 163
 Bodenwassermangel 85
 Botritis 85
 Brennstoffen 16
 fossilen 16

C

Calcrete 17
 Carneole 17
 Chlorradikale 97

D

Dendroökologie 11
 Dinosaurier 18
 Dipol 50
 atlantischer 50
 Diversität 11
 Dropstones 13

E

Eem-Interglazial 27
 Eem-Warmzeit 27
 Eisbildungsphase 82
 Eisheilige 80
 Eistage 79
 Eiszeit 9, 18, 20, 21, 49, 50, 61, 66
 dritte 20
 erste große 18
 fünfte 21
 Kleine 49, 50, 61, 66

 vierte 21
 zweite große 20
 Eiszeiten 9, 15
 Elbehochwasser 133
 Energiebilanz 9
 der Erde 9
 ENSO 49, 50
 Erdachse 9
 Neigung der 9
 Erdoberflächentemperatur 84, 92
 Erdrotationsachse 36
 Ernte 163

Totalverlusten bei der 163

Erwärmungstrend 125, 132
 progressive 125
 Evaporite 17
 Extremwertkarte 78
 Exzentrizität 9

F

Feldberechnung 169
 Feldkapazität 164
 nutzbare 164
 Ferrel-Zelle 14
 Frosttage 79, 80

G

Geosphäre 16
 Geschiebe 13
 gekritzte 13
 Gezeitenreibung 9
 Globalstrahlung 71
 Gondwana 12, 15, 21

H

Hadaikum 13
 Hadley-Zelle 14
 Hagel 74, 118
 Harvesting-Effekt 160
 Hauptreihenstern 17
 Hauptwachstumszeit 84
 Hintergrundstrahlung 8
 kosmische 8
 Hitzebelastungsvorhersage 154
 Hitzetage 128
 Häufigkeiten der 128
 Hitzewarnsystems 161
 Hitzewelle 129, 159
 Hochwasser 117
 Holozän 35

I

Index 154
 thermischer 154
 Interglazial-Glazialzyklus 25
 Interzeptionsverdunstung 169

J

Jahrhundertereignis 151

K

Kahlfrost 85
 Karbonate 13, 17
 Kerogen 13, 15, 16
 Klimaänderung 161
 Klimaarchive 41
 marine 41
 Klimaindikatorarten 31
 Klimaindikatoren 8, 11, 13
 Geochemische 8
 Organismen als 11

- Sedimente und Sedimentstrukturen als* 13
- Klimaindizes 61
gewichteter 61
- Klimaoptimum 36, 46, 61
holozäne 36,46
Modernes 61
- Klimaproxis 8, 11, 13, 17
- Klimaschwankungen 49
regelmäßige 49
zyklische 49
- Klimatrends 51
Holozäne 51
- Klimawechsel 50
schnelle 50
- Kohlenstoffkreislauf 7, 10, 13,17
globaler 10
- Kontinentverteilung 16
- Konvergenzzone 50
Innertropische 50
- Körperkerntemperatur 152
- L**
- Landfauna 11
- Landflora 11
- Laterite 17
- Leitphasen 70
- long-range forecasting 170
- M**
- Meeresspiegel 11
- Mehltaubefall 85
- Meteoriteneinschläge 16
- Milankovitch Theorie 46
- Milankovitch-Zyklen 8, 9
- Mondbildung 16
- Monsun 50
- Moränen 13
- Mortalität 155, 159
- Mutual Climatic Range 31
- N**
- Naturkatastrophen 77
- Niederschlagssumme 143
monatliche 143
- O**
- Obliquität 9
- Oechsle 86
- Ostwindperioden 108
sommerlichen 108
- Ostwindzirkulation 108
stratosphärische 108
- Ozonloch 100
- Ozonschicht 97
- Ozonschichtdicke 98
- Ozontrend 98
- P**
- Paläoklimatologie 25
- Paläotemperatur-Rekonstruktion 8
- Paläozoikum 21
- Pangäa 12
- Pangaea 21
- Penman-Verdunstung 89
- Phanerozoikum 9
- Phytophthora 85
- Pinatubo 98
- Plattentektonik 8
- Polarfront 14
- Polarzelle 14
- Pollenanalyse 26
- Präzession 9
- Protoplanetenkollisionen 16
- Provinzialität 11
- Proxi-Daten 7
- Proxydaten 57
- Q**
- Quellentrend 56
- R**
- Radiokarbonmethode 43
- Rate 152
Klima-Michel-Modell 152
metabolische 152
- Redbeds 17
- Regional Climate Centers 170
- Riffe 11
- Rodinia 12
- Rossby-Wellen 134
- S**
- Silikat-Karbonat-Kreislauf 9, 11, 18
- Skleroökologie 11
- Sommeranomalie 123
- Sommertage 73, 79, 80
- Sonnenaktivität 97
11-jährige Zyklus der 97
- Sonnenfleckenzyklus 8
Gleisberg-Zyklus 8
Hale-Zyklus 8
11-jährigen 8
- Sonnenscheindauer 71, 82
- Spätfröste 86
- Starkniederschlag 80
- Stoffwechsel 152
- Strahlungshaushalt 8
- Strahlungstemperatur 152, 169
mittlere 152
- Stratosphäre 97
untere 97
- Stratosphärenenerwärmung 99
- Sturzflut 117,118
- Superkontinentphasen 12
- T**
- Tambora 123
- Temperatur 153
Gefühlte 153

Tertiär 21
Thermopluviogramm 71
Thermoregulationssystem 152
Tiefenwasser 12, 48
 nordatlantisches 48
Tillite 13
Tornado 73, 118
Tornados 73
Treibeis 82
Treibhauseffekt 8
 CO₂- 8
Treibhausgas 13
Trinkwasserversorgung 142
Trockenperiode 144, 148
Trockenperioden 143
 Andauer von 143
Trockentage 144, 151
 Anzahl der 151
Troposphäre 108
Troposphäre 99
 Polarwirbel 99
 Temperaturverteilung der 99

U

Überschwemmung 117, 118
Uratosphäre 13
UV-Belastungen 99

V

Vegetationsperiode 55, 84, 87
 Beginn der 84
 Verlängerung der 55
Vegetationsruhe 87
Verdunstung 89, 91, 164
 potenzielle 91
 reale 164
Vereisungen 7
 globale 7
Verwitterung 9
 chemische 9
Vulkanausbruch 36, 123
Vulkanismus 9, 21

W

Waldbrand 93
Waldbrandgefahr 87
Waldbrandgefahrenindex 93
Waldbrandrisiko 142
Wärmehaushalt 152
Wärmehaushaltsmodelle 152
Wärmeoptimum 61
 mittelalterliches 61
Warmzeit 25, 49, 50
 Mittelalterliche 49, 50
Warven 40
Wasserstress 91, 164
Wetterlagenklassifikation 101
 objektive 101
Wiederkehrzeit 144, 151

Windkraftanlagen 82
Witterungsverlauf 72
Wolkenbildungsrate 8

Z

Zeitreihenzerlegung 124
Zirkulation 48
 thermohaline 48

Gesamtübersicht der Artikel in den Klimastatusberichten 1997 - 2002

KSB 1997

Klimaüberwachung beim DWD -aktuelle Aktivitäten und Tendenzen-
P. Hechler

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland
P. Fuchs, G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Die Witterung in Deutschland im Jahre 1997
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Deutsche Küstengebiete
A. Lefebvre

Zwei außergewöhnlich starke Regenepisoden als Ursache des Oderhochwassers im Juli 1997
T. Fuchs, J. Rapp

Hydrometeorologische Aspekte des Sommerhochwassers der Oder 1997
G. Malitz, T. Schmidt

Niederschlagsmonitoring des Weltzentrums für Niederschlags-klimatologie im DWD
B. Rudolf

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Entwicklung des atmosphärischen Ozons
H. Claude, U. Köhler

Objektive Wetterlagenklassifikation
E. Dittmann

Phänologie
W. Trampf, W. Janssen

Klima aus erster Hand
S. Rösner

Aufbereitung langer meteorologischer Meßreihen für klimatologische Zwecke
J. Herzog, G. Müller-Westermeier

The Use of Satellite Data for Climatological Applications: The Satellite Application Facility on Climate Monitoring
P. Hechler, M. Werscheck

KSB 1998

Einwirkungen von Klimaänderungen auf die Gesundheit des Menschen in Mitteleuropa
G. Jendritzky

Beobachtete Trends der Lufttemperatur und der Niederschlagshöhe in Deutschland
J. Rapp

Ursachen der Lufttemperaturvariationen in Deutschland 1865 - 1997
A. Walter, C.-D. Schönwiese

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil II, Grasreferenzverdunstung)
G. Müller-Westermeier

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Die Witterung in deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Die phänologische Entwicklung
W. Trampf, W. Janssen

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude, W. Steinbrecht

Objektive Wetterlagenklassifikation
P. Bissolli, E. Dittmann

Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Auswertung von Gebietsniederschlägen für die Gesamt-Einzugsgebiete großer Flusssysteme
B. Rudolf, J. Rapp

Starkniederschläge im Oktober
T. Fuchs, J. Rapp, B. Rudolf, E. Dittmann, G. Müller-Westermeier

Niederschlagsanalysen des WZN am Beispiel des El Nino Ereignisses 1997/98
T. Fuchs, B. Rudolf, U. Schneider

Numerical Production of Climatic Maps for Parameters with Significant Correlation to Topography
G. Müller-Westermeier

Das Bioklima in Deutschland
G. Jendritzky

KSB 1999

Orkantief „Anatol“ vom 3./4. Dezember 1999
Ch. Lefebvre

Orkantief Lothar vom 26.12.1999
G. Müller-Westermeier

Häufigkeit von Sturmböen in den letzten Jahren
U. Otte

Niederschlagsanalyse zum Pfingsthochwasser 1999 im Einzugsgebiet von Donau und Bodensee
T. Fuchs, J. Rapp, B. Rudolf

Starkniederschlag in Deutschland - Messergebnisse, statistische Auswertungen, Schätzungen
G. Malitz

Kommen Westwetterlagen häufiger vor als früher ?
P. Bissolli

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil III)
G. Müller-Westermeier

Thermopluviogramm
E. Dittmann

Die Witterung in Deutschland
G. Müller-Westermeier, G. Czeplak

Die Witterung in den deutschen Küstengebieten
Ch. Lefebvre

Die agrarmeteorologische Situation
F.-J. Löpmeier

Die phänologische Entwicklung
W. Trampf

Entwicklung der Ozonschicht
H. Claude

Objektive Wetterlagenklassen
P. Bissolli, E. Dittmann

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre
H. Nitsche

Saisonale Abweichung der Gebietsniederschläge in Europa
B. Rudolf

Veränderungen der phänologischen Jahreszeiten
A. Menzel

Eine erweiterte Definition des Begriffes „Trend“ in der Klimadiagnose
J. Rapp

Wie erkennt man signifikante Klimaänderungssignale?
F.-W. Gerstengarbe, H. Österle, P. C. Werner

Naturkatastrophen und Klimaänderung - Befürchtungen und Handlungsoptionen der Versicherungswirtschaft
G. Berz

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland
E. Dittmann

The GCOS Surface Network Monitoring Centre with special emphasis on Pre-cipitation at the Deutscher Wetterdienst (DWD)
S. Rösner

Training Workshop of the Satellite Application Facility on Climate Monitoring
P. Hechler

KSB 2000

Aerologischer Schichtaufbau der Atmosphäre und Trends über Lindenberg
U. Leiterer, H. Dier, W. Adam

Bodengebundene Fernerkundungssysteme zur Vertikalsondierung aerologischer Parameter für operationelle Anwendungen
H. Steinhagen

Routinemäßige aeroklimatologische Produkte des Deutschen Wetterdienstes
H. Nitsche

Geschichte der Aerologie in Deutschland
H. Nitsche, A. Jaeger

Trenduntersuchungen der Temperatur in 500 und 50 hPa für verschiedene Zeiträume ab 1961
H. Nitsche

Beobachtungen dynamischer und thermodynamischer Variablen in der Atmosphäre auf Basis von Radiosondenaufstiegen

A. Hense, R. Hagenbrock, M. Göber, F. Ament

Austausch von Luftmassen durch die Tropopause

Ebel, J. Kowol-Santen

Die Rolle der Stratosphäre für das Klimasystem

K. Labitzke

Trends in der Meso- und Thermosphäre

J. Bremer

Die Witterung in Deutschland

G. Müller-Westermeier, A. Kreis

Die Witterung in den deutschen Küstengebieten

Ch. Lefebvre

Monatliche Temperaturabweichungen vom Referenzzeitraum 1961-1990

R. Ullrich, J. Rapp

Die agrarmeteorologische Situation

F.-J. Löpmeier

Die phänologische Entwicklung

W. Trampf

Entwicklung der Ozonschicht

H. Claude

Objektive Wetterlagenklassen

P. Bissolli, E. Dittmann

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre

H. Nitsche

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa

B. Rudolf

Extreme Niederschlagsdargebote aus Regen und Schneeschmelze für Deutschland

Th. Günther, H. Matthäus

Starkniederschläge im Herbst 2000 in Europa

T. Fuchs

Die mittleren klimatologischen Bedingungen in Deutschland (Teil IV)

Das Andauerverhalten der Schneedecke

M. Rachner, G. Schneider, H. Matthäus

Langzeitänderungen der Wassertemperatur an der deutschen Ostseeküste

P. Hupfer, B. Tinz

Langfristige Abnahme der Globalstrahlung

S. Trepte, P. Winkler

Vulkanismus und Klima

P. Bissolli

Probleme bei der Analyse von Klimatrends auf der Basis von Stationszeitreihen

J. Rapp

Projekt für freiwillig wetterbeobachtende Schiffe (VOS) Projekt: Klima Auswahl (VOSCLIM)

V. Wagner

The GCOS Surface Network Monitoring Centre (GSNMC) - results for WMO RA VI - Europe

S. Rösner, T. Fuchs, Ch. Lefebvre

CM-SAF Training Workshop in Dresden

P. Hechler

Klimaaatlas Bundesrepublik Deutschland Teil 2

G. Müller - Westermeier

KSB 2001

Das Klima in Deutschland

G. Müller-Westermeier

Die bodennahe Lufttemperatur und der Niederschlag im 20. Jahrhundert dargestellt anhand von Karten

G. Müller-Westermeier, A. Kreis

Extreme Wetter- und Witterungsereignisse im 20. Jahrhundert

P. Bissolli, L. Göring, Ch. Lefebvre

Wetterlagen und Großwetterlagen im 20. Jahrhundert

P. Bissolli

Aerologische Auswertungen: Darstellungen und Interpretationen der Daten ausgewählter deutscher Radiosondenstationen der letzten 50 Jahre

H. Nitsche

Zum Gletscherverhalten in den Alpen im zwanzigsten Jahrhundert

H. Escher-Vetter

Beispiele phänologischer Reihen des 20. Jahrhunderts

A. Menzel, A.-J. Testka

Langzeitverhalten hydrometeorologischer Größen

B. Dietzer, Th. Günther, A. Klämt, H. Matthäus, T. Reich

Verteilung der mittleren Niederschlags-höhen in Europa im letzten Jahrzehnt des 20. Jahrhunderts im Vergleich zur Normalperiode 1961 bis 1990

B. Rudolf, J. Grieser, U. Schneider

Extremwertstatistische Auswertungen von Tageswerten der Niederschlagshöhe

G. Malitz, H. Ertel

Simulationen des Winterklimas des 20. Jahrhunderts mit dem Modell ECHAM4

A. Hense, H. Paeth, S. Klink

Klimatrends in Deutschland

G. Müller-Westermeier

Die Witterung in Deutschland

G. Müller-Westermeier, G. Czeplak, A. Kreis

Das Klima in den deutschen Küstengebieten

Ch. Lefebvre

Monatliche Temperaturabweichungen vom Referenzzeitraum 1961-1990

R. Ullrich

Die agrarmeteorologische Situation im Jahr

F. - J. Löpmeier

Die phänologische Entwicklung im Jahr

G. Müller-Westermeier

Entwicklung der Ozonschicht

H. Claude, W. Steinbrecht, U. Köhler, B. Haßler

Objektive Wetterlagenklassen

P. Bissolli, E. Dittmann

Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre

H. Nitsche

Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa

B. Rudolf

Regionale Klimatrends in Deutschland im 20. Jahrhundert

J. Rapp

Klimatypänderungen in Deutschland im 20. Jahrhundert

P.C. Werner, F.-W. Gerstengarbe, H. Österle

Die mittleren klimatischen Bedingungen Teil (V) Phänologie und ihre Bedeutung für die Klimaüberwachung

G. Müller-Westermeier

Die Entwicklung der Sturmhäufigkeit in der Deutschen Bucht zwischen 1879 und 2000

H. Schmidt

Langzeitänderungen im ufernahen Bereich der deutschen Ostseeküste

P. Hupfer, B. Tinz

Extremwertkarte des 20. Jahrhundert**Lufttemperaturen über der Deutschen Bucht im 20. Jahrhundert**

Ch. Lefebvre

Die Säkulare Klimareihe von Potsdam

A. Lehmann

Das Klima der Stadt Halle (Saale) nach den Wetterbeobachtungen 1901 bis 2000

U. Wendling

Betrachtungen zum Klimawandel am Hohenpeißenberg

W. Fricke, M. Kronier

Evapotranspirations- und Versickerungsverhalten sowie Häufigkeit von Boden- dürren im Mitteldeutschen Trockengebiet unter Berücksichtigung von Substrat und Bewuchs.

J. Müller, P. Jörn, A. Schumann, H. Schellin

Niederschlagsanalyse zum Weichsel-hochwasser im Juli 2001 mit Vergleich zum Oderhochwasser 1997

T. Fuchs, B. Rudolf

Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland Teil 3

E. Dittmann

The European Climate Support Network (ECSN): A framework for future European co-operation

P. Hechler, V. Vent-Schmidt

KSB 2002**Perspektiven der Klimamodellierung**

U. Cubasch

- Jahreszeitenvorhersagen im Deutschen Wetterdienst**
P. Becker
- Empirisches Downscaling - Überblick und zwei Beispiele**
Ch. Matulla, E. K. Penlap, H. von Storch
- Die Nordatlantische Oszillation und ihr Einfluss auf die europäischen Lufttemperaturen**
B. Tinz
- Zirkulationsänderungen wirken auch auf die Ozonschicht**
W. Steinbrecht, H. Claude, P. Winkler
- Die Anwendung der objektiven Wetterlagenklassifikation des DWD für ein empirisches Downscaling zur Erstellung von Klimakarten**
P. Bissolli, E. Dittmann
- Climate Information and Prediction Services (CLIPS): WMO's programme to strengthen climate services**
P. Hechler
- Überwachung der Radioaktivität in der Atmosphäre durch den Deutschen Wetterdienst**
T. Steinkopff
- Historische Daten als Beitrag zur Klimavorhersage**
V. Wagner
- Die Witterung in Deutschland**
G. Müller-Westermeier, W. Riecke
- Das Klima in den deutschen Küstengebieten**
Ch. Lefebvre
- Die agrarmeteorologische Situation**
F. - J. Löpmeier
- Die phänologische Entwicklung**
G. Müller-Westermeier
- Entwicklung der Ozonschicht**
H. Claude, W. Steinbrecht, U. Köhler, B. Haßler
- Objektive Wetterlagenklassen**
P. Bissolli, E. Dittmann
- Ergebnisse aus Messungen in der freien Atmosphäre**
H. Nitsche
- Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa**
B. Rudolf
- Orkan 'Anna' vom 26.02.2002 über Norddeutschland**
Ch. Lefebvre
- Jeanett, das erste Orkantief des Herbstes 2002**
Ch. Lefebvre, G. Müller- Westermeier
- Extremniederschläge in Deutschland Zufall oder Zeichen?**
J. Grieser, C. Beck
- Langzeitverhalten von Starkniederschlägen in Süddeutschland**
L. Zimmermann, H. Barteis, B. Dietzer, F.M. Albrecht
- Hängen vermehrte Starkniederschläge am Hohenpeißenberg mit veränderten Wetterlagen zusammen?**
W. Fricke
- Das Jahrhunderthochwasser der Eibe: Synoptische Wetterentwicklung und klimatologische Aspekte**
B. Rudolf, J. Rapp
- DEKLIM Deutsches Klimaforschungsprogramm**
L. Schanz
- DEKLIM - Bereich "Klimavariabilität und Vorhersagbarkeit"**
R. Sausen, W. Lucht, C. Fichter
- DEKLIM - Bereich "Regionale Prozessstudien im Ostseeraum"**
D. Jacob
- DEKLIM - Bereich "Paläoklima"**
R. Schneider
- DEKLIM- Bereich " Klimawirkungsforschung"**
B. Schuchardt, R. Birner
- Der Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland**
E. Dittmann
- Die Bioklimakarte von Deutschland**
A. Grätz
- Über die Verfügbarkeit von bodennahen Klimadaten - das GCOS Basismessnetz für Bodenstationen**
S. Rösner